



**Clima do Atlântico Tropical  
e Impactos Sobre o Nordeste (CATIN)**

**Climat de l'Atlantique Tropical  
et Impacts sur le Nordeste (CATIN)**

Editores

**Jacques Servain**

**José Nilson B. Campos**

**Eduardo Savio P. R. Martins**

**Dirceu Silveira Reis Junior**

**Série Oceanografia e Meteorologia da Funceme 1**

**Clima do Atlântico Tropical e  
Impactos Sobre o Nordeste (CATIN)**  
*Climat de l'Atlantique Tropical et  
Impacts sur le Nordeste (CATIN)*

FORTALEZA  
FUNCEME/IRD  
2010



© 2010

Publicado pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) e Institut de Recherche pour le Développement (IRD)

Para obter informações sobre esta publicação:

Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME  
Av. Rui Barbosa, 1246, Aldeota, CEP 60.115-221, Fortaleza, Ceará  
Telefone: 85-3101.1091, Fax: 85-3101.1093  
funceme@funceme.br  
www.funceme.br

**Diagramação:**

Alfredo Junior

**Ilustração da Capa:**

Montagem do Francisco Gideon à partir duma obra original de Michel Oury

**Impressão:**

Gráfica e Editora Ronda Ltda.

**Todos os direitos reservados**

A reprodução não autorizada desta publicação, no todo ou em parte, constitui violação dos direitos autorais (Lei nº 9.610)

C636 Clima do Atlântico Tropical e Impactos Sobre o Nordeste (CATIN)

Climat de l'Atlantique Tropical et Impacts sur le Nordeste/  
José Nilson B. Campos e Jacques Servain (Coords.). -  
Fortaleza: CNPq/IRD; 2010

392p.

ISBN: 978-85-62406-07-2

1- Clima - Nordeste; I- Campos, Nilson B.; II- Servain, Jacques

CDU: 551.58 (812/813)

Projeto CNPq-IRD  
2005-2009

# **Clima do Atlântico Tropical e Impactos Sobre o Nordeste (CATIN)**

## ***Climat de l'Atlantique Tropical et Impacts sur le Nordeste (CATIN)***

*[Convênio de cooperação internacional entre o CNPq  
e o Institut de Recherche pour le Développement da  
França, nos termos da Portaria MCT n°: 622/2005;  
Processo CNPq n°: 492690/2004-9]*

Coordenadores do Projeto CATIN

**José Nilson B. Campos** (UFC/FUNCEME)

**Jacques Servain** (IRD, UR-182/LOCEAN)

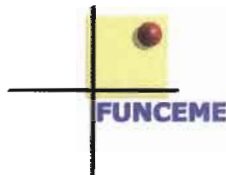
Editores

**Jacques Servain**

**José Nilson B. Campos**

**Eduardo Savio P. R. Martins**

**Dirceu Silveira Reis Junior**





# Sommaire/Sumário

<b>Présentation du Projet CATIN.....</b>	<b>9</b>
<b>Apresentação do Projeto CATIN.....</b>	<b>13</b>
<b>Sélection de Travaux Exécutés dans le Cadre de CATIN....</b>	<b>15</b>
Is the Decadal Variability in the Tropical Atlantic a Precursor to the NAO? <i>I. Wainer, J. Servain and G. Clauzet</i> [article paru dans <i>Ann. Geophys.</i> , 26, 4075-4080, 2008].....	17
Ocean Dynamics Contribution to Seasonal Mixed Layer Heat Budget in the Tropical Atlantic, <i>J. Servain and A. Lazar</i> .....	35
High-Resolution Regional Ocean Dynamics Simulation in the Southwestern Tropical Atlantic, <i>M. Silva, M. Araújo, J. Servain, P. Penven, C. A. D. Lentini</i> [article accepté dans <i>Ocean Modelling</i> , 2009].....	76
Salinity-Induced Mixed and Barrier Layers in the Southwestern Tropical Atlantic Ocean off the Northeast of Brazil, <i>M. Araújo, C. Limongi, J. Servain, M. Silva and C.A.D. Lentini</i> [article soumis dans <i>Ocean Science</i> , 2009] .....	117
Estimates of Satellite-Derived Upper Layer Heat Content in the Tropical Atlantic: Comparison with PIRATA Buoys from 1999 to 2006, <i>W. Z. Arruda, C. A. D. Lentini</i> .....	137

Propagation of Upper Ocean Heat Anomalies along the  
South Atlantic: Influence in the Brazil-Malvinas  
Confluence, W. Z. Arruda, C. A. D. Lentini..... 152

Monitoramento do Nível do Oceano Atlântico  
Tropical nas Proximidades da Costa do Nordeste  
do Brasil: Projeto proMarés, M. F. Gomes Filho,  
D. B. de Lucena, J. Servain, J. L. Mendonça  
Freire e L. Alves Santos ..... 163

Evolução do Impacto de Eventos Climáticos  
Extremos nos Oceanos Pacífico e Atlântico  
sobre a Estação Chuvosa no Nordeste do Brasil,  
D. B. Lucena, J. Servain e M. F. Gomes Filho..... 176

Mechanisms Influencing the Strong Rainfall  
Episodes on the Eastern Nordeste of Brazil,  
Y. K. Kouadio, J. Servain, L. A.T. Machado and S. Sombra.... 198

Configurando a Microfísica de Nuvens do Modelo  
RAMS a Partir dos Dados Coletados in-situ Pelo Avião  
Laboratório ALPA, A. C. Santana dos Santos,  
A. Araujo Costa, J. B. Verçosa Leal Junior,  
I. N. do Nascimento..... 207

Estudo da Sensibilidade do Modelo Regional  
GEMBRAMS: À Parametrização da Superfície  
Para a Região Nordeste, B. J. Durand, S. Sousa  
Sombra, A. Araújo Costa, H. Frischkorn..... 221

Estimativas Preliminares da Umidade Superficial  
do Solo em Área Envolvendo a Bacia Experimental  
de Aiuaba, Ceará, por Meio de Satélite NOAA,  
R. F. Bechtel Teixeira, J. N. B. Campos ..... 231

Climate and Rainfed Agriculture in Northeast Brazil, J. M. B. Alves, J. Servain, J. N. B. Campos.....	249
Mudanças Climáticas e Disponibilidades Hídricas no Semi-Árido: Resultados Preliminares, J. N. B. Campos e L. F. Araújo Nérís .....	271
O Potential do Acoplamento Dinâmico Intrasazonal de Precipitação-Vazão-Operação de Reservatório no Nordeste do Brasil, J. M. B. Alves e J. N. B. Campos .....	278
Seasonal Streamflow Forecasts for Reservoirs in the State of Ceará, Brazil, D. S. Reis Jr, E. S. Martins, L. S. V. Nascimento, A. A. Costa, A. M. B. Alexandre, and M. B. M. Firmino .....	302
Downscaling Dinâmico de Precipitação com Modelo Hidrológico Chuva-Vazão, J. P. Rebes Lima e J. M. B. Alves.....	319
Impactos Climáticos Sobre a Transmissão da Dengue no Nordeste do Brasil, N. Degallier, J. Servain, A. Hannart, B. J. Durand, R. N. de Souza and Z. Mota Ribeiro .....	331
Dengue, Muito além da Saúde, N. Batista de Moraes .....	338
Aspectos Epidemiológicos do Dengue no Ceará, 1986 a 2008, L. P. de Góes Cavalcanti, C. H. Moraes de Alencar, D. C. Lima Feitosa Vilar, M. D. da Fonseca Neto .....	343



Morbidades em Função de Variáveis Meteorológicas  
em Campina Grande – PB, R. A. Ferreira Araújo,  
M. F. Gomes Filho, e R. T. Dantas ..... 354

Annexes ..... 369

# PRÉSENTATION DU PROJET CATIN

CATIN («Climat de l'Atlantique Tropical et Impacts sur le Nordeste») est un projet scientifique dans le cadre d'un accord de coopération bilatéral franco-brésilien IRD-CNPq (Processo CNPq 492690/2004-9) 2005-2009. Ce projet est multi-disciplinaire et vise à englober et coordonner divers sous-projets destinés à mieux comprendre certains aspects de la réponse environnementale et socio-économique du Nordeste au changement climatique global et régional. Quoique variés, les domaines d'activités scientifiques abordés sont complémentaires, et s'appuient les uns aux autres : cela va de la variabilité océanique multi-fréquence de la région de l'Atlantique tropical au large des côtes brésiliennes, à l'analyse de diverses liaisons spécifiques climat-impacts sur le Nordeste (climat-ressources hydriques, climat-agriculture, climat-santé), en passant par des études multi-échelles de la relation océan-atmosphère-continent sur le secteur tropical Atlantique-Pacifique. Ces divers chantiers peuvent avoir des ressources propres, indépendamment les uns des autres, la convention IRD-CNPq servant ici de catalyseur et de fournisseur de moyens (notamment missions et rencontres) permettant une meilleure synergie entre ces chantiers et les personnels scientifiques qui les réalisent.

On a divisé notre action selon cinq chantiers, les deux premiers regroupent des activités de pure dynamique océanique et atmosphérique, les trois autres peuvent être pris ici comme des exemples d'applications liés à certains aspects de la problématique des impacts climatiques sur la région du Nordeste:

- 1) Un chantier purement océanographique dans lequel notre souci est de mieux comprendre les raisons de l'évolution saisonnière et interannuelle de la température de surface de la mer (SST) sur l'Atlantique tropical, avec un focus sur la région océanique située dans la zone de

divergence du Courant Sud Equatorial (CSE), région qui est d'une importance capitale pour le climat du Nordeste. Ce chantier est lui-même composé en activités s'appuyant à la fois sur des simulations numériques (dont le ROMS) et des observations (dont le Programme PIRATA).

2) Un chantier sur l'interaction océan-atmosphère-continent associant principalement des quantités océaniques de surface et de subsurface (ex. SST à nouveau, contenu thermique de la couche de mélange, ...) à des quantités d'échange d'énergie à l'interface air-mer (ex. vent, transfert vertical de chaleur latente, ...), et à des quantités atmosphériques et hydriques sur l'océan et le continent (ex. propagations de systèmes convectifs, précipitations, ...).

3) Un chantier sur la réponse climatique en terme de ressources hydriques (ex. remplissage des réservoirs ou "açudes", et gestion des ressources, ...)

4) Un chantier sur la réponse climatique en terme de ressources agricoles (ex. humidité des sols, indice de végétation, rendements de l'agriculture de subsistance, ...)

5) Un chantier sur la réponse climatique en terme de santé (ex. impact des conditions climatiques sur l'épidémiologie de la dengue à Fortaleza, ...)

Chacun de ces chantiers évolue selon son propre calendrier et avec des équipes, des compétences et des moyens qui peuvent être totalement ou partiellement indépendants. En association avec les principaux responsables scientifiques de chaque chantier, les deux coordinateurs de ce projet de coopération scientifique IRD-CNpq : Jacques Servain (IRD) et José Nilson Beserra Campos (UFC/FUNCEME) veillent cependant à ce que les résultats de telle ou telle analyse puissent servir dans le développement de telle autre analyse (et au besoin la ré-orienter).

Outre les deux principaux instituts/laboratoires auxquels appartiennent les deux coordinateurs de ce projet, à savoir et

le LOCEAN/IRD-UR182 et la FUNCEME/UFC, des scientifiques d'autres instituts/laboratoires du Nordeste (ex. Universités Fédérales du Ceará, du Pernambuco, de Campina Grande, de Bahia, Université de São Paulo, ...) et d'autres instituts (ex. INMET, CPTEC/INPE, CERSAT, ...) prennent part aux divers chantiers/activités (voir Liste en Annexe). La version française du projet CATIN a été soumise auprès de l'IRD en juillet 2004, et la version portugaise a été soumise auprès du CNPq en novembre 2004. Coté français, l'accord de l'IRD a été obtenu en décembre 2004 ; coté brésilien l'accord du CNPq a été délivré en avril 2005 pour une première phase de 2 années, la date officielle de début du projet (financement effectif du CNPq) ayant eu lieu en juillet 2005. Le CNPq a renouvelé son accord en mai 2007 pour une seconde phase de deux années. Le Projet CATIN s'est donc poursuivi jusqu'à son terme de quatre années en juillet 2009.

Après un premier rapport intermédiaire établi en juin 2006, et un second rapport intermédiaire publié en novembre 2007, nous publions ici un ouvrage reprenant une liste non-exhaustive des travaux couvrant la période 2005-2009. Ces travaux portent, pour leur grande majorité, sur les communications qui ont été faites lors du Meeting CATIN-4 en juin 2009. On trouvera en annexe la liste des cinq thèses de doctorat effectuées dans le cadre du Projet CATIN. On trouvera aussi une liste complémentaires des principaux travaux qui ont été publiés/acceptés (ou certains à l'état de soumission, voire de préparation à la date de juillet 2009) dans le cadre de CATIN. On donne aussi la liste (non-exhaustive) des communications (orales et posters) qui ont été données dans le cadre de CATIN entre 2005 et 2009 lors de conférences internationales.

Jacques Servain (juillet 2009)



# APRESENTAÇÃO DO PROJETO CATIN

O projeto do Clima no Atlântico Tropical e seus impactos no Nordeste CATIN foi desenvolvido no âmbito de um acordo bilateral franco-brasileiro durante o quadriênio 2005-2009. O projeto de caráter multidisciplinar buscou o entendimento dos fenômenos físicos e sociais que se interligam na problemática das secas no Nordeste brasileiro. Foram abordados temas envolvendo: nas ciências naturais, os fenômenos oceanográficos, meteorológicos e hidrológicos; nas ciências sociais foram estudados os impactos desses fenômenos naturais na sociedade, mais especificamente na agricultura e na saúde.

Participaram do projeto pesquisadores brasileiros de cinco universidades do Nordeste, duas do Sudeste e de dois institutos de pesquisa. Foram realizados quatro encontros técnicos em Fortaleza. No Encontro CATIN 4 foram apresentados os resultados dos estudos desenvolvidos no quadriênio.

Neste livro apresentam-se os textos resultantes da pesquisa, alguns nas formas como submetidos ou publicados em revistas, congressos e periódicos. Dessa forma, temos artigos em Português e em Inglês o que não será obstáculos para o público ao qual se destina a publicação.

Consideramos que a experiência do projeto foi altamente positiva tanto no enriquecimento dos pesquisadores participantes como na geração de conhecimentos com caráter multidisciplinar juntando oceanógrafo, meteorologista e hidrólogo em uma pesquisa conjunta.

Agradecemos a todos os pesquisadores e instituições que colaboraram com o projeto, citadas em outros locais dessa publicação. Porém fazemos agradecimentos especiais ao CNPq e IRD pelo financiamento e, acima de tudo, por proporcionar tão interessante experiência internacional.

José Nilson B. Campos  
Funceme/UFC



# **Sélection de Travaux Exécutés dans le Cadre de CATIN**

*Se Référant Majoritairement aux Communications Effectuées  
lors du Meeting CATIN-4 (Fortaleza, 4-5 juin 2009)*





# Is the Decadal Variability in the Tropical Atlantica Precursor to the NAO?

Ilana Wainer<sup>1</sup>, Jacques Servain<sup>2</sup> and Gabriel Clauzet<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

<sup>2</sup> Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UR182, Paris, France, presently at FUNCEME, Fortaleza, CE, Brazil.

<sup>3</sup> ASA South America, Rua Purpurina 155, Cj 96, 05435-030, São Paulo, Brazil

## ABSTRACT

*In the past two decades climate research in the tropical Atlantic with respect to the inter-hemispheric gradient of sea surface temperature (SST) emphasized the predominance of decadal-scale variability. Our results show that this mode of variability is prevalent only for part of the last 130-years record (the 1880's, the 1920's and, especially, the 1970's). There is a lag of a few months between the decadal variations of the inter-hemispheric gradient of SST and the decadal variability of the North Atlantic Oscillation (NAO). This seems to indicate that the 10-year variability first develops in the tropics and then propagates polewards. The inter-hemispheric gradient of SST mode should be thought as episodic and not as a periodic oscillation.*

**Key-words:** Decade variability, north Atlantic Oscillation

## INTRODUCTION

The climatic variability of the tropical Atlantic Ocean is known as a superimposition of several periodic features at different time scales (e.g. Servain and Merle, 1993). The dominant frequency is the seasonal cycle, which is mainly related to the latitudinal displacement of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ). Sea surface temperature (SST) deviations from

the seasonal cycle (*i.e.* “anomalies”) are primarily driven by changes in surface winds (*e.g.* Servain and Legler, 1986). These changes result from local air-sea interaction associated with the latitudinal migration of the ITCZ, or remotely forced by external factors (*e.g.* variability associated with El Niño – Southern Oscillation -ENSO- in the Pacific Ocean, or the North Atlantic Oscillation -NAO as in the extra-tropical Atlantic).

Superimposed on the tropical Atlantic seasonal cycle are two known modes of coupled atmosphere-ocean variability: The first one is an equatorial mode similar to ENSO (Zebiak, 1993). This Equatorial mode is predominantly associated with ocean dynamics: changes in the trade wind system in the western Equatorial Atlantic basin causes the thermocline to adjust, which in turn impacts on the equatorial upwelling pattern. Kelvin waves are triggered and cross the Atlantic basin in few weeks. These waves are reflected as Rossby waves or trapped at the African coast propagating polewards generating a higher latitude east-west response. Although weaker than the ENSO, the Atlantic equatorial SST mode is associated with anomalous variations in the zonal equatorial slope of the thermocline.

The second mode of variability, which is the focus of the present paper, is characterized by a north-south inter-hemispheric gradient in SST with associated changes in trade wind system of both hemispheres. It results from complex thermodynamics exchanges at the sea surface. Indeed, surface evaporation, a function of both SST and wind speed, is the predominant manner in which the tropical oceans balance incoming solar radiation. If the SST north of the equator becomes slightly warmer than to the south the sea level pressure gradient will drive southerly winds across the equator. The Coriolis force acts to turn these winds westward and eastward (south and north, respectively) of the equator. Superimposed on the background easterly trades south of the equator, these anomalous southeasterlies increase surface wind speed and hence evaporative cooling. Conversely,

north of the equator wind speed and surface evaporation decrease, amplifying the initial northward SST gradient. This wind-evaporation-SST (WES) feedback offers an explanation for the observed cross-equatorial differences in both wind speed and SST (Xie and Philander, 1994).

The inter-hemispheric SST gradient mode is of considerable influence with respect to the rainy season (FMAM) of the Northeast region of Brazil (known as Nordeste; Hastenrath and Heller, 1977; Moura and Shukla, 1981; Wainer and Soares, 1997). It also has some impact on the rainy season (JAS) in the Sahel region of West Africa as shown by Wagner, 1996. It is also known for not having a counterpart in the Pacific Ocean and will be referred to hereafter as IHSST-mode. This mode oscillates at several time scales ranging from seasonal-to-decadal.

Diagnostic studies from observations and numerical results indicate that the two interannual modes (equatorial and inter-hemispheric) seem to be related (*e.g.* Servain et al., 1999; Murtugudde et al., 2001; Servain et al., 2003; Ayina and Servain, 2003). In the past decades, considerable effort has been made to identify preferred periodicities in the regional rainfall variability and the associated large-scale circulation. Several studies pointed out the decadal nature of the inter-hemispheric SST mode (Servain, 1991; Servain and Merle, 1993; Mehta and Delworth, 1995; Mehta, 1998; Nobre and Shukla, 1996; Tanimoto and Xie, 1999; Ayina and Servain, 2003). A marked preference for variability around 11-13 years has also been indicated by Wainer and Soares (1997), Hastenrath and Kaczmarczyk (1981) and Chu (1984). On the other hand, Penland and Matrosova (1998) discussed that the variation of the interhemispheric SST gradient may not have preferred time scales.

The inter-hemispheric SST gradient mode, may have a pattern of SST anomalies of opposite sign on either side of the Equator, which shows up as one of the leading two EOFs of tropical Atlantic SSTs. It also appears from joint analyses of SST

and surface winds, and it exhibits considerable variability on time scales of 8-16 years. However, in such analyses, the leading EOFs are not well separated, so the possibility of degeneracy and effective mixing of modes exists. Indeed, rotated EOF analyses of tropical Atlantic SSTs yield discernibly different results from their unrotated counterparts. In particular, the results suggest that most of the variance in SST north and south of the ITCZ is not correlated at zero lag. Simple one-point correlation maps show little evidence of a dipole structure in the original SST data. In fact, tropical North and South Atlantic SST anomalies of opposite sign occur no more frequently (15% occurrence rate) than expected by chance. This does not mean, however, that significant fluctuations in the cross-equatorial SST gradient do not occur, nor that such fluctuations are unimportant. Analyses of historical instrumental SST records show that significant meridional gradients, in the absence of dipoles, occur in nearly 50% of all months over the tropical Atlantic.

A strong limitation in most of the previous studies in their representation of the decadal signal from SST observations over the tropical Atlantic basin, is that they refer to a temporal record of only a few decades, with the exception of Mehta, 1998 that examined 110 years of historical data but still, only until 1990. Nonetheless, the decadal signal is prominent between the the years 1960-1990 (e.g. Servain, 1991). It seems however that such a decadal signal does not occur beyond the 1990's (Bourlés et al., 2008), which implies a question with respect to its permanence. The well documented decadal scale of the IHSST-mode is shown to exist for only a limited period (approximately 30 years) of the temperature record.

The present study aims to revisit the reality of the decadal frequency of the IHSST-mode using the largest presently available time series of SST thanks to the new data base (ERSST.v2) prepared by Smith and Reynolds (2004) and relate to other climate indices, in particular the NAO.

## **DATA AND ANALYSIS**

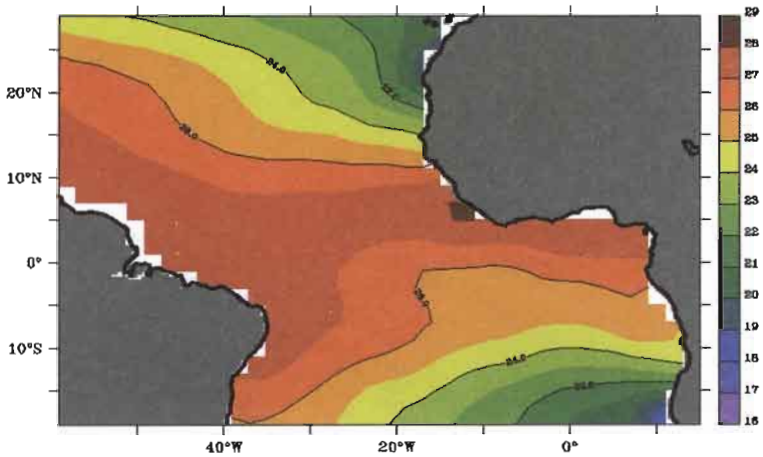
Changes in the decadal-like variability of the IHSST-mode are examined through wavelets analysis applied to the last updated version of the Smith and Reynolds (2004) SST data base. The time series covers the period 1870-2004 that corresponds to approximately thirteen 10-year cycles, a number definitely higher than for the previous studies. In order to elucidate possible mechanisms responsible for these changes, other global and regional climate indices are also examined using the same technique. These indices are those of ENSO, NAO and Northeast Brazil Rainfall, NEBR (as referred to in the Climate Diagnostic Bulletin: [www.cpc.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/bulletin](http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/bulletin)).

Wavelet analysis is an important addition to standard signal analysis methods. Unlike Fourier analysis which yields an average amplitude and phase for each harmonic in a data set, the wavelet transform produces an “instantaneous” estimate or local value for the amplitude and phase of each harmonic. This allows detailed study of non stationary spatial or time dependent signal characteristics. In other words, the wavelet technique permits examination of the resulting information in terms of time and frequency modes, decomposing the signals into localized oscillations. Furthermore, it also permits the characterization of the local regularity of signals. More details and description of wavelets together with the specific approach used in this investigation can be found in Torrence and Compo (1998).

A rough measure of the meteorological equator is the region of maximum of SST (Fig. 1). This domain migrates meridionally in the course of the year. Its northern and southern limits are reached at the end of each extreme season, that is, in March and September respectively (Hastenrath and Lamb, 1977; Servain and Lukas, 1990). For the Atlantic Ocean the meridional shift of the warm waters is generally a little larger in the western (from 10°N to 5°S) than in the eastern (from 12°N to 0°) part of the basin. However, averaged over the year and all longitudes, the latitude of 5°N can be regarded as a suitable representation

of the thermal equator (Fig. 1), and, according to Servain (1991), that limit is used here to demarcate the northern and southern basins, hereafter referred to as NB and SB, respectively. Also according to Servain (1991), the northern limit of NB ( $28^{\circ}\text{N}$ ) and southern limit of SB ( $20^{\circ}\text{S}$ ) are chosen in order to preserve equilibrium between the annual thermal changes of both hemispheric basins. The IHSST-mode index is calculated by doing the arithmetic difference between the normalized anomalies averaged over NB minus the normalized anomalies averaged over SB.

The monthly time series of such IHSST-mode index is given in Figure 2a. It should be noted that this index is very close ( $R = 0.9$ ) to the time-series of the second EOF mode computed from the SST anomalies. Both have been used in the past to describe the IHSST-mode. In addition to the raw monthly times series (Fig. 2a) and the wavelet analysis (Fig. 2b), three pass-band filtered time-series of the IHSST-mode can be seen. They are related to a 2-12 month (Fig. 2c), 2-8 year (Fig. 2d) and 8-12 year (Fig. 2e) pass-band filters respectively. The same procedure is applied to the ENSO index (here we chose the Global ENSO index), the NAO index (Hurrell et al. 2003), and the NEBR index (Nobre et al. 1988). These additional results are illustrated on Figures 3, 4 respectively. In the interest of brevity the corresponding figure for NEBR is not shown. The black contours on the wavelet representations (Figs. 2b, 3b, 4b) mark the significant region at 5 % confidence limit. Edge effects are important under the U-shaped thick black line. The panels at the right of each one of the wavelet representations show the global wavelet spectrum, with the confidence limit of 5 % assuming a red noise background.



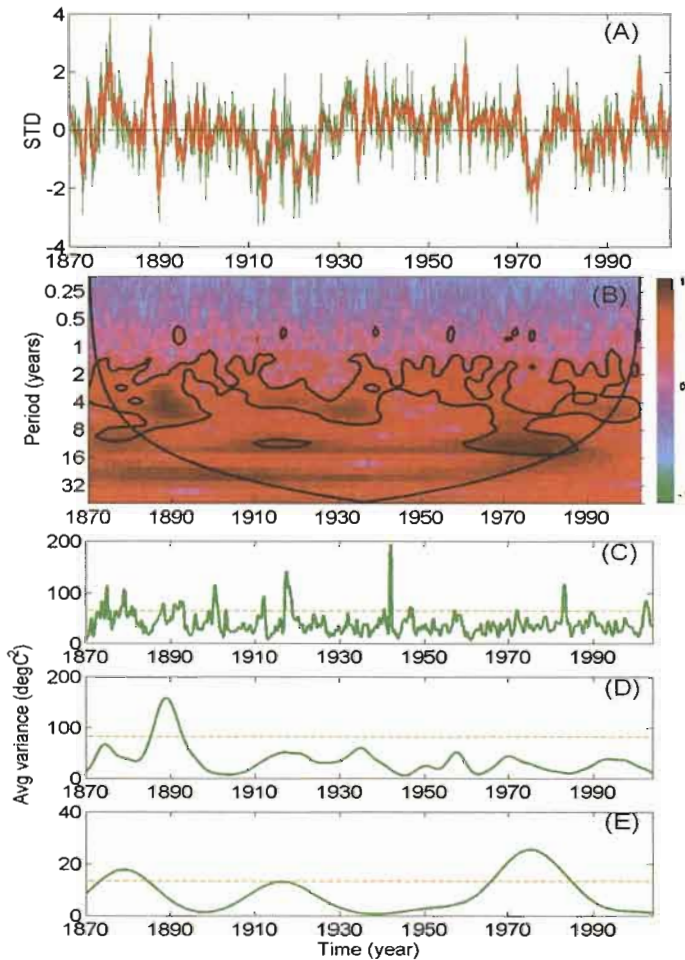
**Figure 1** – 40-year (1964-2003) SST yearly climatology (From Servain's data set : <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.SERVAIN/>)

## RESULTS AND CONCLUSIONS

The monthly time series of the IHSST-mode (blue line) and a 13-month running mean (red line) can be seen in Figures 2a. Figures 3a and 4a show similar plots for the other indices.

From the wavelet analysis (Fig. 2b) it can be seen that the IHSST-mode presents significant changes in its low-frequency variance during the last 130 years. Despite the very significant peak around the 10-year period during the 1960-80's (Figure 2b), a *natural oscillation* at decadal time-scale along the IHSST-mode index time-series is not as clear as that discussed in the previous studies mentioned. The analysis of the decadal-scale, filtered time-series with 8-12 years band-pass (Fig. 2e), shows significant variance during three distinct periods: 1870-1890, 1910-1920 and 1965-1985. Indeed, this last period, widely referred to in the literature, shows the largest decadal signal.

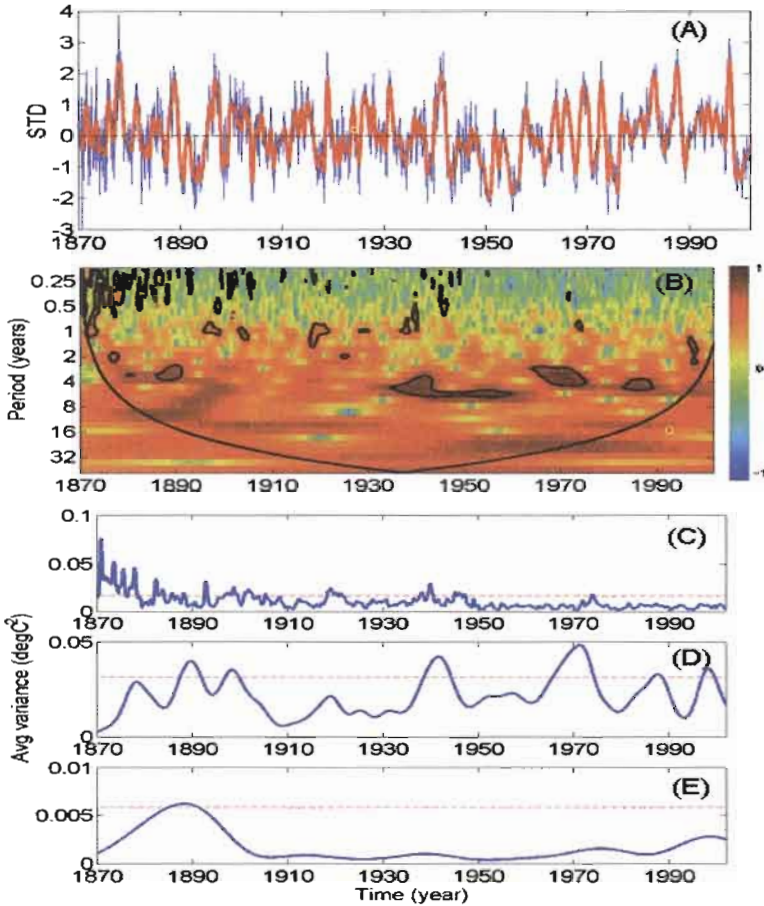




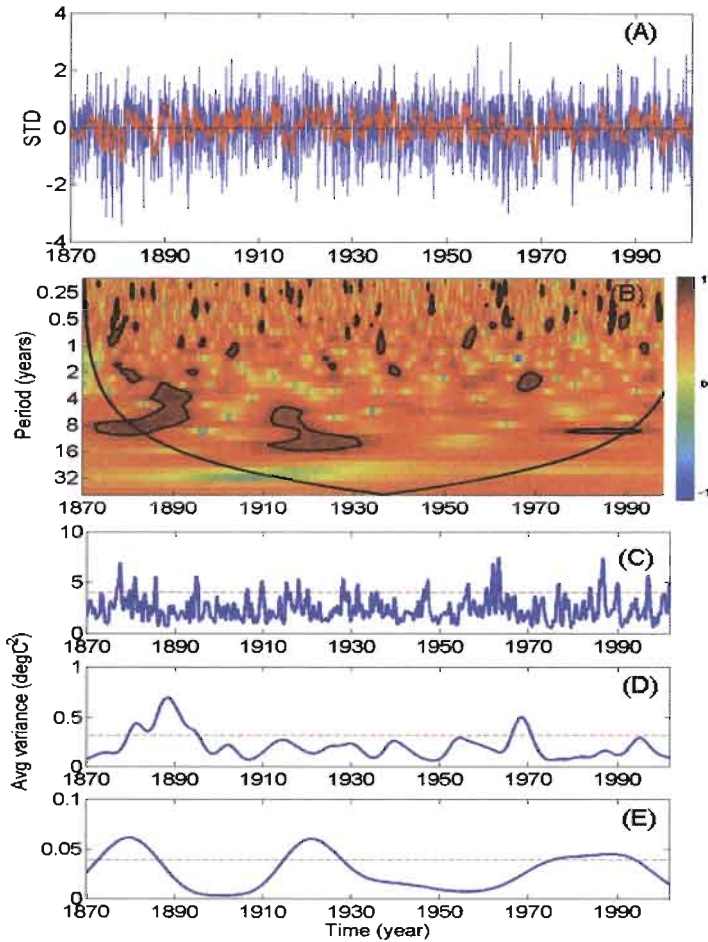
**Figure 2** – IHSST-mode Analysis: (A) Monthly time series of the AD IHSST-mode index: The blue line shows the monthly data and the red line is a 13-month running mean; (B) Wavelet spectrum: The black contours mark the significant region at 5% and the U-shaped huge black line delimits the region where the edge effects are important; (C), (D) and (E): The filtered time-series on seasonal, interannual and decadal time scales, respectively.

It should be noted that besides the decadal oscillation which is restricted to these three periods, the IHSST-mode spectrum presents significant oscillations of higher frequency (2 to 8 years) practically during all the study period (Fig. 2d). That is especially the case during the 1890's years (*e.g.* note the rapid phase changes around the end of the 1880's in Fig. 2a). This last result must however be taken with caution because of the scarcity of observations during the last decades of the nineteenth century. In order to examine the IHSST-mode decadal behavior relative to other climatic indices, wavelet analysis was also applied to the time-series associated with the NEBR (not shown), ENSO (Fig. 3) and the NAO (Fig. 4) indices.

The NE Brazil precipitation has been described (*e.g.* Wainer and Soares, 1997; Uvo et al., 1998) as strongly dependent on the ITCZ meridional shifts, and consequently linked to the variability of the IHSST-mode. At decadal time scales, only two periods of significant variance were observed with respect to the NEBR index: during 1870 to 1895 and 1965 to 1985, matching two of the three decadal periods found for the IHSST-mode. Nonetheless, the decadal signal noted for the IHSST-mode during the 1910-20's does not significantly appear on the NEBR index which is somewhat different from Wainer and Soares (1997) which had indicated that the relationship between SST and NBR was time-scale invariant.



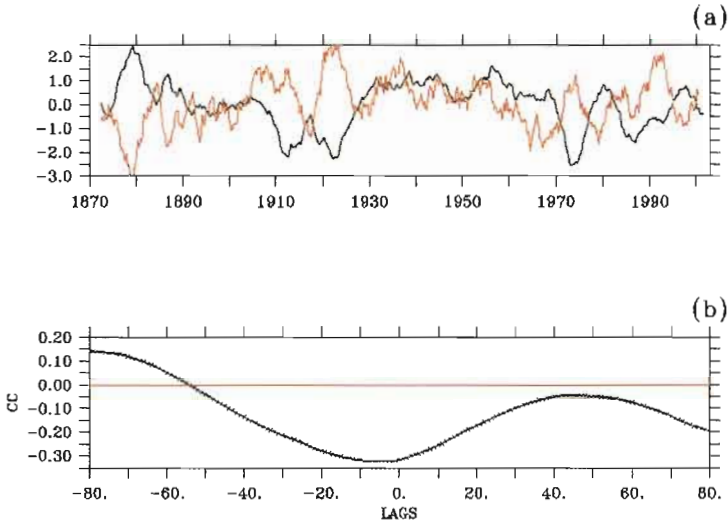
**Figure 3** – El Nino/Southern Oscillation (ENSO) Analysis: (A) Monthly time series of the ENSO index: The blue line shows the monthly data and the red line is a 13-month running mean; (B) Wavelet spectrum: The black contours mark the significant region at 5% and the U-shaped huge black line delimits the region where the edge effects are important; (C), (D) and (E): The filtered time-series on seasonal, interannual and decadal time scales, respectively.



**Figure 4** – North Atlantic Oscillation (NAO) Analysis: (A) Monthly time series of the NAO index: The blue line shows the monthly data and the red line is a 13-month running mean; (B) wavelet spectrum: The black contours mark the significant region at 5% and the U-shaped huge black line delimits the region where the edge effects are important; (C), (D) and (E): Variances of the filtered time-series on seasonal, interannual and decadal time scales, respectively.

The decadal signature is absent in the ENSO time series (Fig. 3a,e). The only significant period with such a decadal signal occurs in the 1880-90's, but it could be again questionable due to the paucity of the data during that period. The prevailing frequencies in the tropical Pacific are around the 2-8 year period (Fig. 3d). These frequencies seem to be modulated by a very low-frequency oscillation of 20-40 years. Different from the ENSO signal, the NAO index shows an interesting decadal oscillation (Fig. 4e), especially during the 1880's, the 1920's, and the 1980-90's. These three periods, with a preferred decadal signal, are roughly the same (with a lag of a few months) as the ones previously noted for the IHSST-mode (Fig. 2e). Indeed the two indices are well correlated as can be seen from Figure 5. It shows the two standardized time series in the top panel (Figure 5a) smoothed with a 5-year running mean in order eliminate higher frequency variability. Just looking at the superposition of the two time series it is evident that they are best anti-correlated within the periods we have identified for the prevalence of the decadal signal (1880's, the 1920's and 1970's). The 5-month lag observed with respect to the highest correlation coefficient (-0.36), shown in Figure 5b, seems to indicate that this low-frequency oscillation first develops in the tropical latitudes of the Atlantic and then propagates polewards.

SST anomalies can be enhanced through wind-induced evaporation mechanism (WES) as described earlier, giving rise to the IHSST gradient. This in turn can induce (according to the model studies of Okumura et al., 2001) a barotropic teleconnection into the extratropics that projects onto the North Atlantic Oscillation (NAO). Previous studies suggested the reverse. For instance, Déqué and Servain (1989), Czaja et al. (2002), indicated that changes in the NAO could affect the subtropical high and associated low-level winds which would then impact on the SST distribution and consequently modify the related Nordeste rainfall.



**Figure 5** – (a) Standardized time series of the IHSST index (black) and NAO index (red) smoothed with a 5-year running mean; (b) Lagged correlation between the two time-series shown in (a). Correlation coefficients are significant at 95% and indicate the phase relationship (NAO lags IHSST). The highest correlation of  $-0.36$  occurs at 5 months lag, with IHSST leading.

Model studies performed by Wu et al. (2005) also show that SST anomalies for the North Atlantic can organize an inter-hemispheric SST dipole in boreal spring over both the tropical Atlantic and eastern tropical Pacific primarily through WES feedback which has already been discussed as being a key player in the growth and oscillation of this IHSST-mode. In fact, the proposed relationship between the NAO and the inter-hemispheric SST gradient could be related to the propagation of extratropical SST anomalies from the tropics through WES feedback. The WES feedback cannot only lead to a nearly synchronous change of tropical SST, but also force a

delayed adjustment of the meridional overturning circulation in the upper ocean to further sustain the tropical SST change as discussed by Wu et al., (2007) for the Pacific Ocean.

An interesting question is why and how such a decadal oscillation can develop. And why it can develop during some periods and not during others. It is likely that the origin of such a decadal oscillation could arise from non-linear interactive combination of local feedback air-sea process, remote influence of the Pacific ENSO, and other influences via planetary waves. However, even if it is assumed that the non-linear, stochastic nature of the interaction between the IHSST-mode and ENSO triggers the changes from one preferred frequency to the other, many questions remain unsolved. In any case, the important conclusion here is that the decadal variability of the IHSST-mode should be thought as episodic and not as a periodic oscillation. In summary, the tropical Atlantic decadal mode of variability, which is largely documented and discussed in the literature, is prevalent only for part of the last 130-years record (the 1880's, the 1920's and, especially, the 1970's). This periodicity is evident in the tropical Atlantic basin (IHSST-mode index), the Northern Atlantic (NAO index), and possibly in the Nordeste Rainfall (NEBR index). It does not appear at all in the Pacific (except perhaps during the poorly data documented 1880's period). Furthermore, decadal variability associated with the IHSST gradient-mode is correlated, with a 5-month lag to the decadal variability associated to the NAO.

## **ACKNOWLEDGMENTS**

This work was supported in part by grants from FAPESP, CNPq, and IRD-CNPq (CATIN)

## **REFERENCES**

Ayina L. H., and Servain J. 2003; Spatial-temporal evolution of the low frequency climate variability in the tropical Atlantic.

- Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean (Elsevier Oceanographic Series)*, Edited by G. J. Goni and P. Malanotte-Razzoli, 475-495.
- Bourlès B, R. Lumpkin, M. J. McPhaden, F. Hernandez, P. Nobre, E. Campos, L. Yu, S. Planton, A.J. Busalacchi, A. D. Moura, J. Servain and J. Trotte, 2008; The PIRATA Program: History, Accomplishments and Future Directions, *Bulletin of the American Meteorological Society*.
- Czaja, A., P. van der Vaart, and J. Marshall 2002; A diagnostic study of the role of remote forcing in tropical Atlantic variability, *J. Climate*, 15, 3280-3290.
- Chang P, Ji L, Li H 1997; Decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions, *Nature*, 385, 516-518.
- Chu, P.-S., 1984; Time and space variability of rainfall and surface circulation in the northeast Brazil-tropical Atlantic sector, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 26, 363-369.
- Delworth TL, Mehta VM 1998; Simulated interannual to decadal variability in the tropical and sub-tropical Atlantic, *Geophys Res Lett*, 25, 2825-2828.
- Déqué M. and Servain J., 1989; Teleconnections between tropical Atlantic sea surface temperatures and midlatitude 50 KPa heights during 1964-1986, *J. Climatol.*, 2, 929-944.
- Hastenrath, S., Lamb, P. 1977; Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans, *University of Wisconsin Press*, 113 pp.
- Hastenrath, S., and L. Heller 1997; Dynamics of climate hazards in Northeast Brazil, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 103, 77-92.
- Hastenrath, S. and E.B. Kaczmarczyk, 1981; On spectra and coherence of tropical climate anomalies, *Tellus*, 33, 453-462.
- Huang BH, Schopf PS, Shukla J, 2004; Intrinsic ocean-atmosphere variability of the variability of the tropical of the tropical Atlantic Ocean, *J. Climate*, 17, 2058-2077.
- Hurrell JW, Kushnir Y, Ottersen G, Visbeck V, 2003; The North Atlantic Oscillation: Climate significance and environmental



- impact, *Eds Geophy Mono Series*, 134, 279 pp
- Mehta VM, Delworth TL, 1995; Decadal variability of the tropical Atlantic Ocean surface temperature in shipboard measurements and in a global ocean-atmosphere model, *J Climate*, 8, 171-190.
- Mehta, V.M., 1998; Variability of the Tropical Ocean Surface Temperatures at Decadal-Multidecadal Timescales. Part I: The Atlantic Ocean, *J. Climate*, 11, 2351-2375.
- Moura AD, Shukla J, 1981; On the dynamics of droughts in the northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model, *J Atmos Sc*, 38, 2653-2675.
- Murtugudde, R.G., J. Ballabrera-Poy, J. Beauchamp, A. J. Busalacchi, 2001; Relationship between zonal and meridional modes in the tropical Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 28(23), 4463 (2001GL013407).
- Nobre P, Shukla J, 1996; Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America, *J Climate*, 9, 2464-2479.
- Nobre, C. A., and L. C. B. Molion, 1988; The climatology of droughts and drought prediction. The Impact of Climatic Variations on Agriculture. Assessments in Semi-Arid Regions, *M. Parry, T. R. Carter, and N. T. Konijn, Eds., Kluwer Academic*, 305-323.
- Okumura, Y., S.-P. Xie, A. Numaguti, and Y. Tanimoto, 2001; Tropical Atlantic air-sea interaction and its influence on the NAO, *Geophys Res Lett*, 28, 1507-1510.
- Penland, C., and L. Matrosova, 1998; Prediction of tropical Atlantic sea surface temperatures using linear inverse modeling, *J Climate*, 11, 483-496.
- Servain J, 1991; Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications, *J Geophys Res*, 96, 15137-15146.
- Servain J. and Merle J, 1993; Interannual climate variations over the tropical Atlantic Ocean, *NATO- V. 16*, 153-171.

- Servain, J., Wainer, I., McCreary, J. P., and A. Dessier, 1999, Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic variability in the tropical Atlantic, *Geophys Res. Lett*, 26(4), 485-488, doi 10.1029/1999GL900014.
- Servain J., Clauzet G., and Wainer I., 2003; Modes of tropical Atlantic variability observed by PIRATA, *Geophys Res Lett*, Vol. 30, N°5, 8003, doi:10.1029/2002GL015124, 12-1, 12-4.
- Servain J. and Legler D.M., 1986; Empirical orthogonal function analyses of tropical Atlantic sea surface temperature and wind stress: 1964-1979, *J Geophys Res*, 91, 14181-14191.
- Servain, J. and Lukas, 1990; Climatic Atlas of the Tropical Wind Stress and Sea Surface Temperature 1985-1989, *Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer*, 143 pp.
- Smith TM, Reynolds RW, 2004; Improved extended reconstruction of SST (1854-1997), *J Climate*, 17, 2466-2477.
- Tanimoto Y, Xie SP, 1999; Ocean-atmosphere variability over the Pan-Atlantic basin, *J Meteor Soc Jpn*, 77, 31-46.
- Torrence, C., and G. P. Compo, 1998; A practical guide to wavelet analysis, *Bull Am Meteorol Soc*, 79, 61-78.
- Uvo, C., Repelli, C., Zebiak, S.E., Kushnir, Y., 1998; The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation, *J Climate*, 11: 551-562
- Wagner RG, 1996; Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic, *J Geophys Res*, 101, 16683-16694.
- Wainer and Soares, 1997; North Northeast Brazil Rainfall and its Decadal-Scale Relationship to Wind Strees and Sea Surface Temperature, *Geophys Res Lett*, 24, 277-280.
- Wu L., Z. Liu, C. Li, and Y. Sun, 2007; Extratropical control of recent tropical Pacific decadal climate variability: A relay teleconnection, *Climate Dyn*, 28, 99-112.
- Wu, L., F. He, and Z. Liu , 2005; Coupled ocean-atmosphere response to north tropical Atlantic SST: Tropical Atlantic dipole and ENSO, *Geophys Res Lett*, 32, L21712,

doi:10.1029/2005GL024222.

Xie, S.-P., and S.G.H. Philander. 1994; A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific, *Tellus*, 46A: 340-350.

Xie, S. P. , 1999; A dynamic ocean-atmosphere model of the tropical Atlantic decadal variability, *J Clim*, 12(1):64-70.

Zebiak, S. E., 1993; Air-Sea interaction in the equatorial Atlantic region, *J Climate*, 6, 1567-158.

# Ocean Dynamics Contribution to Seasonal Mixed Layer Heat Budget in the Tropical Atlantic

Jacques Servain<sup>1,2</sup> and Alban Lazar<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR-182, Paris, France. Current affiliation at Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), Fortaleza, CE, Brazil

<sup>3</sup> Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques (LOCEAN), Université de Paris 6, Paris, France

<sup>2</sup> Corresponding author address: Jacques.Servain@gmail.com

## ABSTRACT

An Ocean General Circulation Model (ORCA-5) is used to investigate the relative magnitudes of the ocean dynamics components which contribute in the setting up of the seasonal mixed layer heat budget in the tropical Atlantic (25°N-25°S; 70°W-15°E). The analysis is carried out mainly inside boxes having a rather homogeneous dynamics. The ocean dynamics balance (from 10 to more than 100% of the atmospheric forcing) is strongly distinguished according to the different regions of the tropical basin. In general it opposes to the paramount warming or cooling effects by the atmospheric forcing during the both inversed hemispheric seasons. It continuously opposes with a range similar than that of the constantly positive atmospheric forcing in regions where seasonal upwellings occur (along the equator and off African coast). It also generally opposes with significant values (> 30%) to the atmospheric forcing in the ITCZ region. It adds the atmospheric forcing in few areas and during a limited time of the year. The vertical diffusion, the horizontal advection and the lateral diffusion are, by descending order, the most significant individual oceanic components which contribute to the seasonal mixed layer heat budget. The

prevalent vertical diffusion induces most of the time a cooling effect associated to Ekman pumping. The vertical diffusion is exceptionally positive (signal of inversion in the temperature profile) in the north-western region of the basin at beginning of boreal winter, *i.e.* when the surface waters cool quickly whereas subsurface waters remain hot after their strong summer heating. Such a positive contribution appears also with weaker values in the same region during the other semi-annual period, as well as along  $10^{\circ}\text{S}$  at west of  $10^{\circ}\text{W}$ , *i.e.* in the symmetrical region compared to the meteorological equator. The horizontal component of oceanic dynamics induces either a warming or a cooling effect when a strong surface current crosses a tighten SST gradient. Its warming effect, mainly associated to a transport of hot water coming from the equatorial latitudes, is positively prevalent during the warm season of each hemisphere from  $15^{\circ}\text{N}$  to  $20^{\circ}\text{N}$  at east of  $40^{\circ}\text{W}$ , from  $5^{\circ}\text{S}$  to  $20^{\circ}\text{S}$  at east of  $10^{\circ}\text{W}$ , and with broad of Brazil at south of  $15^{\circ}\text{S}$ . The lateral diffusion, always positive, occur with relatively weak values in limited regions as for instance along the equator and along the southern parts of the two continents. On the other hand it is exceptionally prevalent in the NW region (north of  $5^{\circ}\text{N}$ ) which is subjected to the complex dynamics linked to a strong western edge ocean circulation.

**Keywords:** Tropical Atlantic Ocean, Seasonal mixed layer heat budget, Ocean dynamics

## INTRODUCTION

In tropical latitudes, the heat flux balance coming from the atmosphere (radiative and turbulent fluxes) is of capital importance for the setting up of the seasonal mixed layer heat budget, and thus in the local variation of the sea surface temperature (SST). That drives, at first approximation, an unidimensional approach in the vertical going down direction for the dissipation of these heat fluxes, *i.e.* by making abstraction of all the advective phenomena (horizontal and vertical), those related to vertical and lateral turbulences, and those related to the energy transfers at the base of the mixing layer. The physical processes of this last series of variables, which are of oceanic nature, can however not be negligible, though, in a large part, they remain unfortunately still unknown, essentially because a not easily realizable observational access on a large space-time scale.

Here, our objective is to estimate, using a realistic numerical oceanic simulation, the relative importance of the oceanic variables which contribute to the setting up of the seasonal mixed layer heat budget (and thus of SST), to compare them *vs.* the terms of atmospheric nature (radiative and turbulent fluxes), and to compare their magnitudes between them. The numerical model is a climatic version of ORCA-05, one of the OGCM currently developed at LOCEAN. In this paper we examine more in details the tropical zones out of the equatorial band, the results on this equatorial band having already been the subject of another article (Peter et al., 2006).

The characteristics of the model are described in Section 2, as well as the methodology employed for our analysis, mainly based on monthly quantities called “trends”, or variations from one month to another of the various studied variables. The main results are stated in Section 3, differentiating the variables by categories, and integrating those inside “boxes” having a similarly space homogeneity in the ocean dynamics. The discussion of the results is held according to a progression in the

complexity and the relative importance of the physical processes approached. A summarize of the principal results joints with the final discussion in the last section.

## **MODEL CONFIGURATION AND METHODOLOGY OF THE DIAGNOSTIC ANALYSES**

The methodological basis of our analysis is the description, the discussion and the interpretation of the terms of tendency («trends») for the various analyzed variables. By the word «trend» one indicates the contribution, in degrees Celsius per time step, between two successive time steps of the model outputs (5 days), for each variable entering in the setting up of the seasonal variation of the SST (or more exactly the heat budget averaged inside the mixing layer). Positive (resp. negative) values of these trends thus express that each analyzed variable induced a warming (resp. cooling) of SST between two successive time steps.

Positive values of the SST trend ( $\partial_t \text{SST}$ ) occur when waters are heated from the thermal hollow of the cold season to the thermal maximum of the warm season. Negative values occur during the other period of the year when the waters are cooling. Both seasonal extremes of SST are thus concomitant with two passages by zero of  $\partial_t \text{SST}$ , and conversely, both extremes of  $\partial_t \text{SST}$  are concomitant with the most pronounced slopes in the annual evolution of SST. SST and  $\partial_t \text{SST}$  thus appear generally in squaring of phase. This may be different for the various components which contribute to the seasonal variation of SST. Indeed, it can prove that some of these components always keep the same sign all the year long, or they follow a more complex diagram as that of sinusoidal type.

## **ANALYSES OF THE MAIN RESULTS**

Our objective is to measure the relative contribution of the oceanic terms entering in the seasonal variation of the heat budget of the mixing layer, and thus the seasonal variation

of the SST, vs. the contribution of the atmospheric terms. To facilitate the discussion we will use quantities which are summed or integrated over a monthly duration. The trends will be thus expressed in °C/Month.

The various quantities which will be discussed here (all will not be described in details) are as follows:

- NET LATENT HEAT FLUX=
- NET SENSIBLE HEAT FLUX=
- SHORTWAVE RADIATION ABSORPTION=
- NET LONGWAVE EMISSION=
- TOTAL\_FORCING= the sum of the four terms above
- H\_ADV = sum of zonal and meridional terms of the oceanic advection
- LATER = variation due to (mesoscale) horizontal turbulent diffusion
- HORIZ. OCEAN = H\_ADV + LATER
- VERTICAL = VERTIC. OCEAN = sum of the vertical effects: adding vertical advection, vertical turbulence and entrainment at the base of the mixing layer
- TOTAL\_OCEAN= sum of horizontal (H\_ADV + LATER) and vertical (VERTICAL) oceanic terms
- DT\_SST\_ORCA=  $d(\text{SST\_ORCA})/dt = \partial_t \text{SST}_{\text{ORCA}}$  = variation of SST\_ORCA (that must correspond to the sum of TOTAL\_FORCING et TOTAL\_OCEAN) (in °C/Month)
- SST\_ORCA= Temperature of the mixing layer, simulated by ORCA (in °C)

In order to carry out a first space and time validation of the simulated outputs one will also use an observed SST climatology (Reynolds et al., 2002). There will be thus also the two variables:

- SST\_REYNOLDS= observed SST climatology (in °C)
- DT\_SST\_REYNOLDS=  $d(\text{SST\_REYNOLDS})/dt = \partial_t \text{SST}_{\text{Reynolds}}$   
= variation of SST\_REYNOLDS (in °C/Month)



Finally, variables related to radiative fluxes (RAD) and turbulent fluxes (TUR) will be useful in the discussion:

- FLX\_RAD\_MLD
- FLX\_TUR\_MLD
- FLX\_MLD = FLX\_RAD\_MLD + FLX\_TUR\_MLD
- FLX\_RAD\_70
- FLX\_TUR\_70
- FLX\_70 = FLX\_RAD\_70 + FLX\_TUR\_70

These three first quantities are carried out from surface until the simulated mixing layer depth (MLD) which varies seasonally and locally. The three last quantities account for the same type of computation, but using a constant 70m depth, *i.e.* a coarse seasonal average of MLD on the whole basin. Comparisons of these quantities will allow a differentiated approach of the atmospheric forcing according to local and seasonal variations of MLD. Let us note that the sum of radiative fluxes (FLX\_RAD\_MLD) and turbulent fluxes (FLX\_TUR\_MLD) computed on MLD corresponds at TOTAL\_FORCING previously defined.

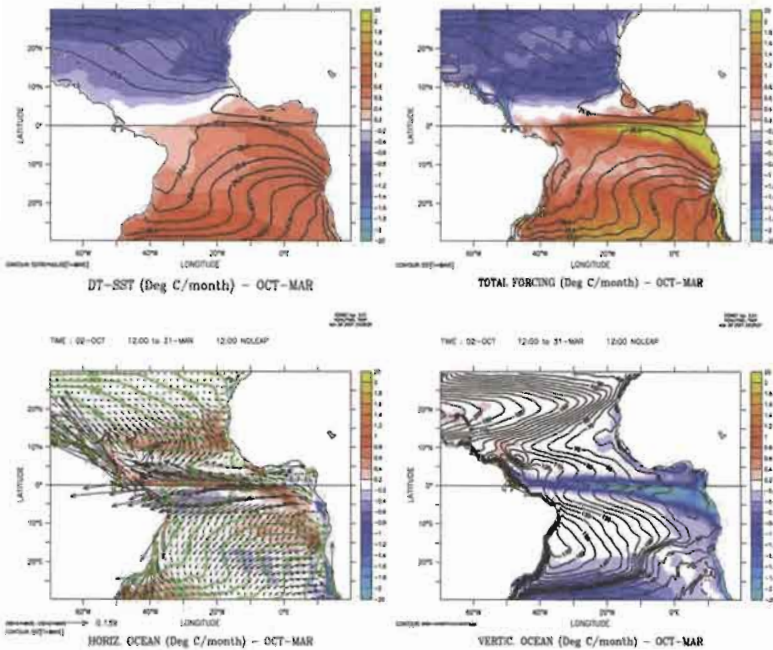
### **Basin-Scale Analysis**

Let us start the analysis with a synthetic seasonal description of the principal quantities stated above, namely: the local SST variation  $\partial_t \text{SST}$  (i), the balance of the atmospheric forcing (ii), the balance of the oceanic components (iii), that last variable being separated here in the sum of the horizontal (iv) and vertical (v) oceanic trends. To note, the yearly sum of all atmospheric and oceanic components must be exactly equal to the local SST yearly variation. These quantities, averaged during two complementary half-year periods, are shown on four panels of Figure 1 (October-to-March) and Figure 2 (April-to-September). Panels a are related to  $\partial_t \text{SST}$  (shaded) where we also reported the observed SST (contours) from Reynolds et al. (2002), averaged during the same 6-month periods. The period

October-to-March (Fig. 1a) is primarily associated to a cooling (resp. warming) of the heat content for the northern (resp. southern) hemisphere, while the reverse is the rule for April-to-September (Fig. 2a). For both half-year periods,  $\partial tSST$  varies regionally from a practically zero-value in a 3-5° latitudinal width just at north of the equator (*i.e.* the zone of the warmest SST and the mean position of Inter-Tropical Convergence Zone, ITCZ), to highest values of about  $\pm 2.00^{\circ}\text{C}/\text{Month}$  in the poleward latitudes of the study zone, as well as in the eastern basin subjected to important seasonal upwelling.

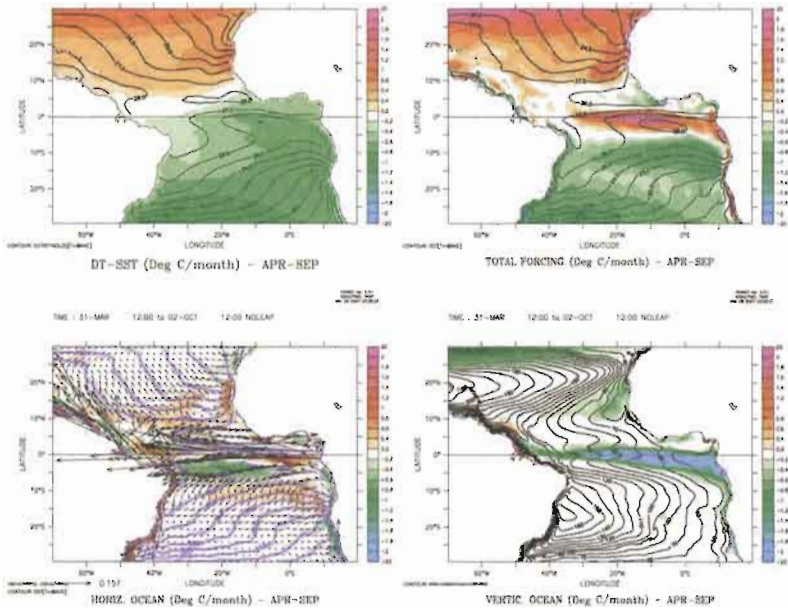
Panels b of Figs. 1 and 2 show the balance of the oceanic components (contours) superimposed to the balance of the atmospheric forcing (shaded). A decomposition of the oceanic balance according to horizontal and vertical processes appears (shaded) on panels c and d respectively. These figures clearly show the paramount influence of the atmospheric forcing in the setting up of  $\partial tSST$ . That is especially the case in the subtropics where seasonal SST warming (resp. cooling) of both hemispheres occur during positive (resp. negative) atmospheric forcing. The dynamics along the equatorial zone is very different. Here, the balance of the atmospheric forcing is strongly positive ( $> +1.50^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) during the twice 6-month periods, indicating that the surface ocean receives much more heat from the atmosphere throughout the year than it refunds. Because  $\partial tSST$  (see a panels) changes of sign during the annual cycle along the equator, the necessary balance of SST variation in that region must be restored by a marked influence of the ocean dynamics which opposes to the atmospheric forcing (see contours on b panels, or shading on c and d panels). The continuously strong negative balance of the vertical oceanic processes (and in very first place the vertical diffusion) contributes for much (see d panels) to closing the local energy balance in this equatorial band throughout the year. The horizontal oceanic term (see c panels) also contributes to a relatively important share, but

differentiated in space (e.g. a rather heating at north of equator, and a rather cooling in the south), and differentiated in time (e.g. a westwards intensification of the cold equatorial tongue during the boreal spring-summer). More information of seasonal dynamics in this equatorial band is founded in Peter et al. (2006).



**Figure 1** – Quantities averaged during October-March. Top-left panel: Reynold’s SST (black contours, °C) and SST monthly total variation (shaded, °C/Month); Top-right panel: Model SST (black contours, °C) and SST monthly variation due to total atmospheric forcing (shaded, °C/Month); Below-left panel: SST monthly variation due to horizontal oceanic processes (shaded, °C/Month), Model SST (green contours, °C) and surface currents (black arrows); Below-right panel: SST monthly variation due to vertical oceanic processes (shaded, °C/Month) and 20°C Depth (black contours, m). All the quantities come from ORCA Model, except Reynold’s SST on topleft panel.

Some points (which will be further discussed latter) can be identified when looking at more in details the lower panels of Figs. 1 and 2. Let us note for example the strong negative contribution of the oceanic vertical terms in the northern and southern tropics during the seasonal warming up of each hemisphere, *i.e.* where and when the Z20 is weak (see Z20 contours superimposed on d panels). This may be interpreted by vertical diffusive processes bringing up colder water from depths under a reduced mixing layer, itself strongly seasonally heated by atmosphere (see b panels). One notes also a strong importance of the oceanic terms (horizontal and vertical) along the continents. Finally, the charts of the horizontal oceanic terms (shaded on c panels), on which we superimposed the SST isotherms (green contours) as well as the surface currents (black arrows) provided by the model, clearly indicate how we can interpret positive or negative contributions by horizontal advection effect in the SST local change. That results in the combination between the pattern of the SST horizontal gradient and the pattern of the surface current. Thus, a SST warming by contribution of the horizontal advection is associated to a surface transport crossing a negative SST gradient (*i.e.* transport of warm water from higher isotherms towards lower isotherms), the reverse occurring for a transport of cold water through a positive SST gradient. More close to  $90^\circ$  the SST gradient and the surface current are crossing, more important the horizontal advection is efficient. Conversely, the influence of the horizontal advection in the seasonal variability of SST is extremely reduced when the surface current runs along the isotherms. Let us note however for memory, that this is the mean horizontal advection which is mainly responsible for the orientation of isotherms in the SST stationary state, what results in parallelism between surface current and isotherm directions.



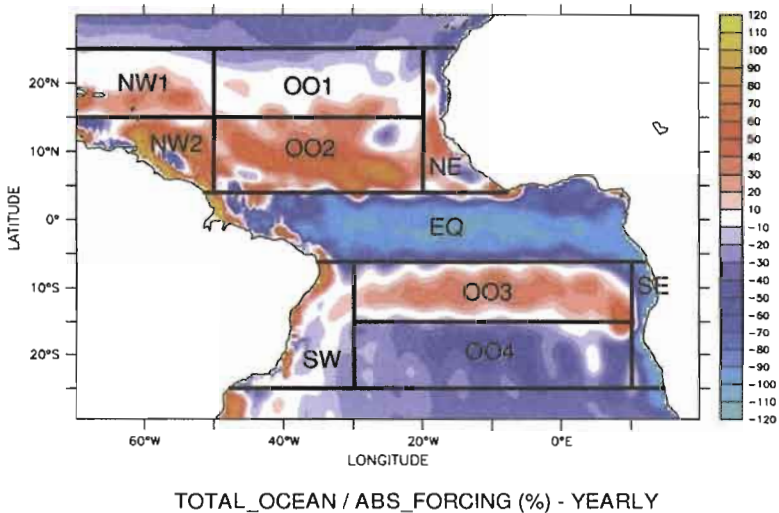
**Figure 2** – Same as Fig. 1 but for April-September.

## Regional Analysis

The commented study is limited here at north by 25°N, at south by 25°S, at east by the African continent, and at west by the American continent and 70°W. For a greater legibility of the results we carry out the analysis from isolated boxes. These boxes are regarded as representative of the principal regional characteristics associated to oceanic dynamics entering in the setting up of the heat budget of the mixing layer. For decision-making aid in the locations of these boxes, and after having tested among many criteria, we illustrate here the ratio (in %) between the yearly sum of the whole trends related to oceanic dynamics, and the absolute value of the yearly sum of the whole trends related to atmospheric forcing (Fig. 3). A weak percentage of the ratio ( $< |20|$  %) indicates a less influence

of the oceanic processes with respect to atmospheric forcing. A strong percentage ( $> |80| \%$ ) signifies that the oceanic action is of same order of magnitude as that of atmospheric forcing. Positive values of this ratio occur mainly between  $5$  and  $25^{\circ}\text{N}$  in the northern hemisphere, and around  $10^{\circ}\text{S}$  in the south hemisphere. Negative values of the ratio occur mainly along the equator, along the southern coast of Africa, and in the poleward regions. Either positive or negative values of the ratio (on a yearly average) can be interpreted according to four different scenarii. The two possible scenarii related to a positive ratio mean either (i) the full ocean dynamics and the atmospheric forcing are both positive, or (ii) a positive oceanic contribution opposes to a negative atmospheric forcing. Conversely, the two possible scenarii related to a negative ratio mean either (iii) the ocean dynamics and the atmospheric forcing are both negative, or (iv) a negative oceanic contribution opposes to a positive atmospheric forcing. Referring to previous Figures 1 & 2 (b panels) it is noted that scenarii i and ii are responsible for a positive ratio appearing through the year around  $10^{\circ}\text{S}$  (scenario i in Oct-Mar, scenario ii in Apr-Sep), and between  $5$  and  $25^{\circ}\text{N}$  (scenario i in Apr-Sep, scenario ii in Oct-Mar). Referring again to b panels of Figs. 1 & 2, it is noted that scenario iii is responsible for negative values of the ratio appearing in the poleward regions during the cold season of each hemisphere, while scenario iv is responsible for a strong negative ratio appearing all the year along the equator and the southern African coast, and in the poleward regions during the warm season of each hemisphere. Figure 3 shows that oceanic processes are important (ratio  $> |70| \%$ ) along the equatorial band (between  $5^{\circ}\text{N}$  and  $6^{\circ}\text{S}$ ) and on a relatively narrow width (100 to 300 km) along the American and African coasts. The influence of the oceanic processes in the SST seasonal variation is definitely less efficient in the open ocean, even very weak over limited areas. A bi-annual decomposition (not shown here) of this ratio according to the same 6-month periods as

those previously discussed indicates that the sign of the ratio does not change throughout the year according to the region, but its amplitude is generally higher during the April-to-September period, especially in the negative equatorial and eastern areas (occurrences of seasonal upwelling) and in the positive 10°N-5°N width (ITCZ latitudinal migration and oceanic dynamics associated to CCNE during boreal spring-summer).



**Figure 3** – Ratio (shaded, %) between the yearly sum of the whole trends related to oceanic dynamics, and the absolute value of the yearly sum of the whole trends related to atmospheric forcing. The ten boxes discussed in the paper are represented.

Examination of the ratio pattern presented on Figure 3, associated with additional information coming from other analyses bringing into play monthly variations of individual trends (not shown here), led us to select ten boxes of various sizes (including the equatorial band) where the oceanic dynamics are relatively homogeneous vs. the atmospheric forcing. Before holding the dynamic discussion according to a sequential increasing in the complexity of the oceanic processes,

let us describe briefly the main geographical characteristics of each one of these ten boxes.

Boxes OO1, OO2, OO3 and OO4 are located in the open tropical basin. Boxes OO1 and OO2 ( $15^{\circ}\text{N}$ - $25^{\circ}\text{N}/50^{\circ}\text{W}$ - $20^{\circ}\text{W}$  and  $4^{\circ}\text{N}$ - $15^{\circ}\text{N}/50^{\circ}\text{W}$ - $20^{\circ}\text{W}$  respectively) cover part of the North Equatorial Current (NEC), the North Equatorial Counter Current (NECC), the northeast trade winds, and are both mainly subjected to Ekman pumping. Box OO2 includes also the seasonal latitudinal transfer of ITCZ. Boxes OO3 and OO4 ( $6^{\circ}\text{S}$ - $15^{\circ}\text{S}/30^{\circ}\text{W}$ - $10^{\circ}\text{E}$  and  $15^{\circ}\text{S}$ - $25^{\circ}\text{S}/30^{\circ}\text{W}$ - $10^{\circ}\text{E}$  respectively) are the symmetrical ones of the first two boxes for the southern hemisphere. These two boxes cover a good part of the South Equatorial Current (SEC), the southeast trade winds, and are also mainly under the influence of the Ekman pumping. Box EQ is located along the equator between  $4^{\circ}\text{N}$  and  $6^{\circ}\text{S}$ . It thus integrates the whole equatorial processes which are clarified in details according to a similar analysis in Peter and al., 2006.

Boxes NW1, NW2 and SW are localised in the west of the basin. Boxes NW1 ( $15^{\circ}\text{N}$ - $25^{\circ}\text{N}/70^{\circ}\text{W}$ - $50^{\circ}\text{W}$ ) and NW2 ( $0^{\circ}\text{N}$ - $15^{\circ}\text{N}/70^{\circ}\text{W}$ - $50^{\circ}\text{W}$ ), located at the north-west of the study zone, have rather different characteristics, the southern box being especially subject to western boundary dynamics off the American coast. We will see thereafter that Box NW1, at the entry of the Caribbean Sea, has some exceptional characteristics associated with inversion in the vertical profile of temperature. Box SW, located at broad of the Brazilian coast, is limited at open boundaries by  $30^{\circ}\text{W}$ ,  $6^{\circ}\text{S}$  and  $25^{\circ}\text{S}$ . This box includes the termination of the westward South Equatorial Current (SEC) in its eastern region, and the Brazilian Current (BC) which is running southward along the Brazilian coast. BC is fed by a part of the SEC divergence flow, the other part of this flow moving northwards and giving rise to the North Brazilian Current (NBC) in the northern region of the box.

Two last boxes, symmetrically located on both sides of the equator along the African continent (from  $4^{\circ}\text{N}$  to  $25^{\circ}\text{N}$  at west



of 20°W for Box NE; from 6°S to 25°S at west of 10°E for Box SE) take into account the coastal seasonal upwellings, which are very efficient in these areas. The seasonal-and-regional variability of these phenomena being relatively complex we will supplement sometimes our matter by analyses at a more reduced space-time scale.

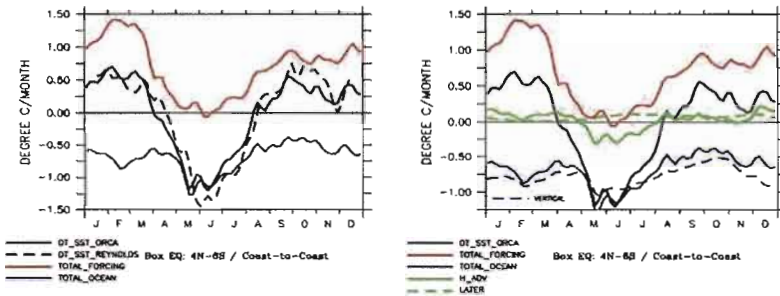
Seasonal evolutions of the atmospheric and oceanic trend variables entering into the balance of  $\partial t/SST$ , integrated in space for each one of the ten boxes previously defined, are described according to a sequential way (Figs. 4 to 13). The discussion begins (Fig. 4) with the equatorial box (EQ), what is the occasion to recall some results of Peter et al. (2006). The analyse description continues with the boxes where the oceanic processes remain relatively weak and few (the northern tropical ocean, as seen on Fig. 3), then runs on with the boxes where the oceanic processes are more important, and finishes with the boxes where these processes are definitely more complex (*e.g.* the upwelling regions). For each one of Figs. 4 to 13 we present two panels. The first panels (panels a) represent the seasonal evolution of SST (from ORCA-5), the monthly  $\partial_t/SST$  (both from ORCA-5 and from Reynolds), as well as the both atmospheric and oceanic monthly trend balances which are at the origin of  $\partial_t/SST$ . The more efficient oceanic trends of each box (individually analyzed and/or summed by category) are seasonally detailed on the second panels (panels b), where we also reported (except for Box EQ) the radiative and turbulent fluxes vertically dissipated on either the really simulated MLD, or a constant 70m depth.

For all the time diagrams which are presented on Figs. 4 to 13, we chose to describe the seasonal evolution from April to March (and not from January to December as usually done). This makes it possible to discuss more easily the separate warming and cooling seasons for each studied region.

### ***The Equatorial Band (Box EQ): An Intensive Contribution of Multiple Ocean Dynamics***

Figure 4 relates to the equatorial Box EQ ( $4^{\circ}\text{N}$ - $6^{\circ}\text{S}$ ). SST (Fig. 4a) reaches its highest values ( $28.3^{\circ}\text{C}$ ) in March-April and its lowest values ( $25.2^{\circ}\text{C}$ ) in August, *i.e.* during the deep seasonal upwelling. Averaged over Box EQ, the model correctly reproduces the SST, with a negative error vs. the Reynolds's SST (not shown) lower than  $0.5^{\circ}\text{C}$  all along the year. In the same way, simulated and observed  $\partial_t \text{SST}$  are very close (Fig. 4a), except for two limited periods around June and October when the ORCA's cooling and warming are slightly too weak respectively. Here, the ocean continuously receives heat from the atmospheric forcing (see also Figs. 1b & 2b), with highest positive values varying from  $+0.75$  to  $+1.40^{\circ}\text{C}/\text{Month}$  between September and February, and weaker positive values during the remainder of the year. The atmospheric forcing is even close to zero value in May-June. The whole ocean contribution is continuously strongly negative throughout the year, with values ranging between  $-0.50$  and  $-1.25^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ , thus practically of the same order of magnitude as those of atmospheric forcing. The analysis by individual term of the oceanic processes (Fig. 4b) shows that this is the vertical diffusion which contributes more to a permanent cooling effect of the mixing layer temperature, reaching  $-1.00^{\circ}\text{C}/\text{Month}$  in May-June. The horizontal oceanic advection roughly follows the annual cycle of the atmospheric forcing, oscillating coarsely between slightly positive values ( $< +0.20^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) between August and April, and more strongly negative values ( $-0.25^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) in May-June, thus intensifying the cooling effect by vertical mixing. This pronounced negative ocean contribution occurs at the early setting up of the equatorial upwelling, when a strong westwards current crosses an intense east-west negative

gradient of the isotherms (e.g. see Fig. 2c). The lateral diffusion associated to tropical instability waves (TIW) is a third oceanic element responsible for the seasonal variation of SST (Foltz et al., 2003). Its effect, continuously positive, though weak ( $< +0.20^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ), is more sensitive in early boreal summer, at the moment of the optimal extension of the equatorial cold water tongue. It thwarts thus in partly the negative contribution by horizontal advection. For more details on the full seasonal dynamics of this equatorial area one can refer, for instance, to Peter et al. (2006) for a similar numerical study and Foltz et al. (2003) for an observed data analysis.



**Figure 4** – Seasonal evolutions (in  $^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) of the atmospheric and oceanic trend variables entering into the balance of  $\partial t/\text{SST}$ , integrated in space for Box EQ (see Fig. 3). Left: Simulated SST evolution (continuous black), observed SST evolution (broken black), SST seasonal evolution due to total atmospheric forcing (red), due to total oceanic processes (blue). Right: Continuous red and blue curves (at left) are repeated; SST seasonal evolution due to oceanic horizontal advection (continuous green), due to oceanic lateral processes (broken green), due to oceanic vertical processes (broken blue).

### ***Open Ocean Regions Where the Vertical Diffusion is a Prevalent Oceanic Contribution (Boxes 001, 004 and NW1)***

Figures 5 and 6 relate to Boxes 001 and 004, *i.e.* the two boxes in the open ocean the furthest away from the equator (Fig. 3). We discuss them simultaneously because they are of similar dynamics, though obviously with hemispheric opposition of phase. In both cases the model accuracy is particularly correct, the simulated SST being constantly slightly colder ( $< -0.2^{\circ}\text{C}$ ) as the Reynold's reference (not shown), and the simulated and observed  $\partial_t \text{SST}$  being very similar (Figs. 5a & 6a). The peak-to-peak amplitudes of the seasonal SST variations are also comparable ( $3.7^{\circ}\text{C}$  in the case of OO1,  $4.5^{\circ}\text{C}$  in the case of OO4). Here, the local influence of the atmosphere is particularly dominant, with an obvious strong positive (resp. negative) role during the summer (resp. winter) season of each hemisphere.

The positive atmospheric balance contribution of  $\partial_t \text{SST}$  for Box OO1 (Fig. 5a) is high and relatively constant between April and August (about  $+0.75^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ), with a very small decrease around July. This slight decrease is due to a light reduction in the radiative flux (not shown), itself related to a greater nebulosity associated with the most northern position of ITCZ at that time of the year. Atmospheric forcing and  $\partial_t \text{SST}$  decrease together very quickly from the August high level to a deeply cooling in December ( $-1.25^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ), before to increase again until the April-to-August level. Box OO1, which includes the northern branch of the NEC, is a region with quasi permanent northwestward surface currents which are parallel with the isotherms (see Figs. 1c & 2c). These currents remain relatively weak throughout the year in the northern part of this box. In the southern part, they intensify slightly during the boreal summer, setting up a meridional velocity gradient which supports an increasing Ekman pumping. As illustrated

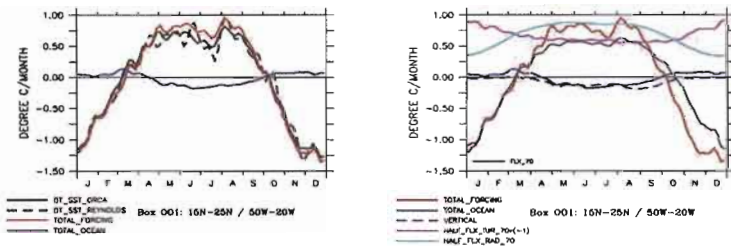
on Fig. 3, the balance of oceanic variable partially responsible for  $\partial_t \text{SST}$  in Box OO1 is extremely reduced vs. the atmospheric forcing. Always in opposition of phase with this last variable, it oscillates from values very slightly positive ( $< +0.10^\circ\text{C}/\text{Month}$ ) from November to March, to values slightly negative ( $< -0.20^\circ\text{C}/\text{Month}$ ) during the remainder of the year (Fig. 5a). The analysis by individual variables (Fig. 5b) indicates that the vertical diffusion, always negative, is mainly at the origin of the oceanic action in the setting up of the seasonal heat content variation of the surface mixing layer. Its highest negative action occurs during the warm season (April to October), *i.e.* when the surface heating by the atmosphere is the most intense, and the thermal profile stratification is the most important. The vertical mixing is almost equal to zero from November to March, what indicates that the positive low values of the oceanic balance contribution are due essentially to horizontal terms. The weak positive influence of the horizontal terms for this box ( $< +0.10^\circ\text{C}/\text{Month}$ ) reflects the fact that isotherms are practically always parallel with oceanic circulation (see Figs. 1c and 2c).

Differently to what occurs for Box OO1, the oceanic contribution for  $\partial_t \text{SST}$  is continuously negative (from  $-0.10$  to  $-0.50^\circ\text{C}/\text{Month}$ ) for Box OO4 (Fig. 6). This cooling effect is mainly due to the vertical mixing with the deeper layers. That is especially the case in the southern part of the Box OO4 during the October-to-March period (see Figs. 1d & 6b), *i.e.* during the austral warm season, when the positive atmospheric forcing and the vertical oceanic stratification are at their highest levels. The oceanic contribution by horizontal advection (Fig. 6b) remains weak and negative ( $< -0.15^\circ\text{C}/\text{Month}$ ) all the year, with some intensification during the austral summer (see also Fig. 1c), when the SEC transports relatively cold surface waters coming from the south-east Atlantic.

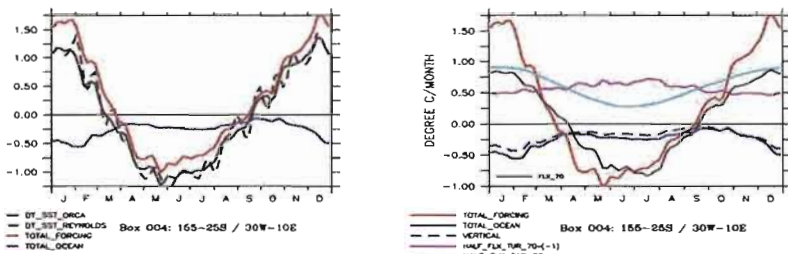
Figure 7 is related to the Box NW1, an intermediate area between the open North tropical Atlantic basin and the entry of

the Gulf of Mexico. Here the surface currents are fairly linked to the North Atlantic cyclonic gyre. They run rather in the westward direction during the semi-annual period October-to-March (Fig. 1c), and rather in a northward direction during the rest of the year (Fig. 2c). As for the two preceding boxes, the simulated SST in Box NW1 is somewhat too cold compared to the Reynolds' observations (not shown), with a seasonal accuracy varying from a near zero value (in October for example) to more consequent values ( $-0.6^{\circ}\text{C}$  in January-February). Simulated and observed curves of  $\partial_t \text{SST}$  are however very close throughout the year (Fig. 7a). With regard to the atmospheric forcing, there is a marked difference between Boxes OO1 and NW1: the positive plate which had been previously noted on Box OO1 from May to August does not exist for Box NW1. On the contrary, the positive thermal maximum is sharply marked during May ( $+1.50^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) for Box NW1. This is the consequence of a strong positive contribution of the radiative balance only (not shown).

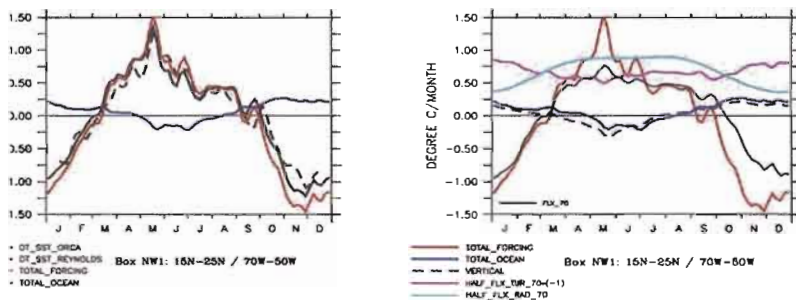
Similarly to Box OO1, the balance of the full oceanic action for Box NW1 passes by positive values (September-April) and negative values (May-August) never not exceeding  $10.251^{\circ}\text{C}/\text{Month}$  (Fig. 7). Similarly also with Box OO1, the vertical diffusion in Box NW1 is the preponderant factor for the (weak) oceanic contribution to the annual variation of SST (Fig. 7b). However, whereas this variable is continuously negative for Box OO1, it is sometimes negative or sometimes positive in the case of Box NW1. The negative values of this vertical diffusion are still associated with a cooling at the base of the mixing layer at the time of the maximum heating by the atmosphere (around May). The positive values of the vertical diffusion are associated with an inversion in the temperature profile within the first oceanic layers. That occurs mainly between October and January (see also Fig. 1c). A more detailed analysis (not shown here) confirms this unusual characteristic in the area of Box NW1.



**Figure 5** – Seasonal evolutions (in °C/Month) of the atmospheric and oceanic trend variables entering into the balance of  $\partial t/\text{SST}$ , integrated in space for Box OO1 (see Fig. 3). Left: Simulated SST evolution (continuous black), observed SST evolution (broken black), SST seasonal evolution due to total atmospheric forcing (red), due to total oceanic processes (blue). Right: Continuous red and blue curves (at left) are repeated; SST seasonal evolution due to oceanic vertical processes (broken blue). Black, purple and cyan curves are not discussed here.



**Figure 6** – Same as Fig. 5 for Box OO4.



**Figure 7** – Same as Fig. 5 for Box NW1.

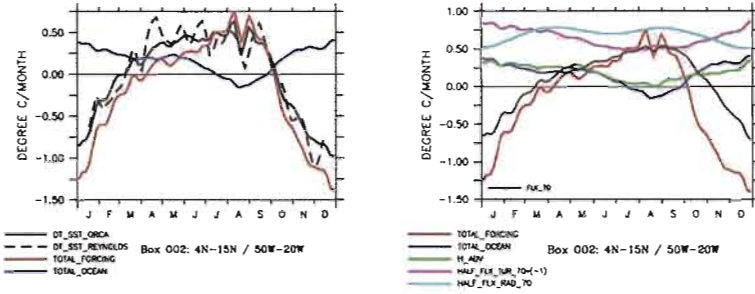
### **An Open Ocean Region Where The Horizontal Advection is a Prevalent Oceanic Contribution (Box OO2)**

Box OO2 (Fig. 8), distinguished by very high positive values of the ratio represented on Figure 3, covers a region where the seasonal climate variability is very important, either for ocean dynamics (*e.g.* the see-saw of NECC along the year; see Figs. 1c & 2c), or for the thermodynamic coupling with the atmosphere (*e.g.* the meridional migration of ITCZ). The accuracy of the simulated annual cycle of the SST by the model is high (not shown), as well as that of the simulated variation of  $\partial_t \text{SST}$  (Fig. 8a).

With Box OO2, we approach another type of process where the horizontal advection is a paramount oceanic component in the seasonal setting up of  $\partial_t \text{SST}$ . The annual peak-to-peak amplitude of the atmospheric forcing reaches  $2.25^\circ\text{C}/\text{Month}$  (with a lack of symmetry compared to zero:  $+0.75^\circ\text{C}/\text{Month}$  in August vs.  $-1.40^\circ\text{C}/\text{Month}$  in December-January). We note a same lack of symmetry for  $\partial_t \text{SST}$ , but here the annual peak-to-peak amplitude is only  $1.60^\circ\text{C}/\text{Month}$ . To preserve the annual balance of  $\partial_t \text{SST}$ , that induces that the ocean must act as a compensation agent, and this is particularly the case by a positive oceanic effect during the boreal winter, when the atmospheric forcing is especially negative. This heating ( $+0.25$  to  $+0.40^\circ\text{C}/\text{Month}$ ) by oceanic process is almost exclusively the fact of the horizontal advection (Fig. 8b). This heat transport comes from the warmer equatorial zone, and this is particularly effective between October and February, *i.e.* when the SEC migrates at its most northern position. At this time, the rather northward mass transport crosses decreasing isotherms which remain according to a zonal direction throughout the year (see Fig. 1c). The dramatic reduction, even the lack, of this warming contribution by horizontal advection during the few weeks in boreal summer are to be connected to the effect of the NECC, relatively cold, running out eastwards (thus in the same zonal



direction as that of isotherms). NECC is particularly powerful at this time of the year in the southern part of Box OO2. Always during the boreal summer period, the vertical diffusion takes a certain importance by cooling the mixing layer of approximately  $0.25^{\circ}\text{C}/\text{Month}$  around August, i.e. at the moment of the maximum heating by the atmospheric forcing.



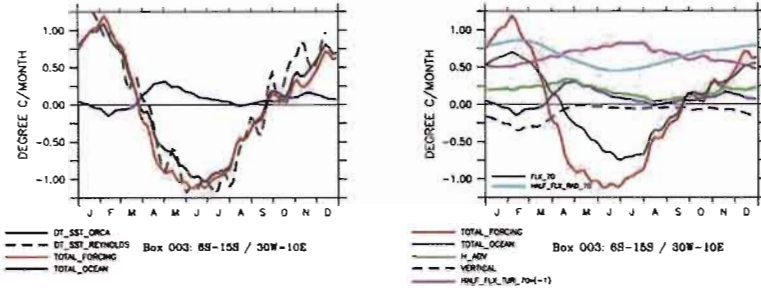
**Figure 8** – Same as Fig. 5 for Box OO2, except, SST seasonal evolution due to oceanic vertical processes (broken blue) substituted here by SST seasonal evolution due to oceanic horizontal advection (green).

### **An open ocean region where the vertical diffusion and the horizontal advection are of similar importance (Box OO3)**

Box OO3 (Fig. 9) is the symmetrical box of Box OO2 compared to the equator. This box is prone to a strong CSE running towards SW (see Figs. 1c & 2c).

The comparisons between simulation and observation for SST and  $\partial\text{tSST}$  indicate a rather good representativeness of the model, the absolute differences of SST (not shown) being practically null or less than  $|0.5| ^{\circ}\text{C}$ . The two variables  $\partial\text{tSST}$  and atmospheric forcing are very close one to the other (Fig. 9a), with a warming period from October to March (positive maximum of  $+1.10^{\circ}\text{C}/\text{Month}$  in January-February), symmetrical to a cooling period the remainder of the year (negative maximum

of  $-1.00^{\circ}\text{C}$  in June-July). The balance of the oceanic terms is positive (or close to zero) most of the time, the only period with very weak negative values ( $< -0.10^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) occurring in January-February. Two relative positive extremes are noted, a first one in April-May ( $+0.30^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ), a second one with half-value in November ( $+0.15^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ). Let us note a new characteristic, not yet observed in the discussion of the preceding boxes, namely that the balance of the oceanic terms results here from the addition of a continuously positive horizontal advection (with values not exceeding  $+0.30^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ , this one found in April), and continuously negative vertical terms (with values lower than  $-0.30^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ , that one found in February, *i.e.* at the moment of the maximum warming by the atmosphere). The continuously positive horizontal advection reflects an uninterrupted southward transport of warm waters from the equator in the region of Box OO3, quite visible on Figures 1c and 2c. A monthly more detailed study (not shown here) indicates that this oceanic warm transport is particularly strong at the time of changing of years. The most raised values, but of opposed signs, of the horizontal advection and the vertical turbulence appear during the warm season of the southern hemisphere (from November to April), whereas their lowest values meet during the opposite season (from May to October). Thus, for this Box OO3, the strong positive values of the atmospheric forcing during the southern warm season are reinforced, though moderately, by a positive contribution by advection coming from the equator, but are attenuated by a cooling of about the same amplitude mainly due to vertical turbulence. During the cold season (namely from June to September), these oceanic terms have a very small influence on the total balance of the variation of  $\partial t \text{SST}$ .



**Figure 9** – Same as Fig. 5 for Box 003, except, SST seasonal evolution due to oceanic horizontal advection (green) is also plotted.

### **Coastal Regions with a Complex Oceanic Contribution (Boxes SW, NW2, NE and SE)**

It now remains to discuss the four boxes with a continental frontier, whether along America (Boxes SW and NW2), or along Africa (Boxes NE and SE). Because the dynamical oceanic processes along the continental shelves are generally very complex, and are often limited to a narrow littoral band, it is not easy to apprehend sufficiently homogeneous structures with the box dimensions thus defined. We will however endeavour to be the most complete possible in the analysis, in particular when the need is useful, by discussing physical processes developing in sub-boxes.

Let us begin the discussion with Box SW (Fig. 10). This box is the western continuation of Boxes OO3 and OO4 discussed previously. It corresponds to the prolongation and divergence of the SEC, with mainly here its southern branch, the BC, which runs southwards skirting the Brazilian coast. Integrated over Box SW, the seasonal variations of SST,  $\partial t$ SST and atmospheric forcing (Fig. 10a) are similar with those of Boxes OO2 and OO3. The representativeness of the model is however somewhat degraded in the case of Box SW, the simulated SST being systematically too cold vs. Reynolds' SST of a quantity ranging between 0.2 and 0.5°C (not shown).

The balance of the oceanic terms oscillates around zero (one time in October, another time in March) with a peak-to-peak amplitude of approximately  $0.75^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ . It tends to counter the heating by atmospheric forcing effect during the warmest months of the year (November at March), and tends on the contrary to counter its cooling from April to August. During a short period of the year around September-October, just after the coldest SST peak occurring in August, the two processes add to heat the ocean.

The negative oceanic balance during the two first months of the year (Fig. 10b) is mainly due to the arithmetical addition of the horizontal advection ( $< -0.15^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) and the sum of the vertical variables ( $< -0.50^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ). In December the horizontal effects being almost null, the vertical component induces alone ( $< -0.50^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) the oceanic cooling action. The horizontal advection is weakly positive ( $< +0.25^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) from April to October. This warm contribution by advection corresponds to the arrival of the southern branch of the SEC divergence, after having been heated during its westwards circuit near the equator. This southern branch forms the BC moving southwards along the Brazilian coast. The contribution by cold water advection at the very first beginning of year is more difficult to explain. Because the southern limit of Box SW ( $25^{\circ}\text{S}$ ) this cold water advection cannot have like origin the cold current of Maldives, running up northwards along the American continent between the north of Argentina and the south of Brazil. This cold current of Maldives is indeed practically never observed in the north of  $30^{\circ}\text{S}$ .

To finish with this box, let us note that the vertical oceanic effect, combined with the loss of heat by horizontal advection, involve a loss for the ocean of approximately  $-0.75^{\circ}\text{C}/\text{Month}$  at the very beginning of year (January-February). This loss is however partly compensated by positive values ( $\sim +0.25^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) of mesoscale turbulence, particularly important for this area between December and March (Fig. 10b).

The two Boxes NE (Fig. 11) and SE (Fig. 12) illustrate seasonal upwelling regions boarding the African coast. Like the majority of other OGCMs, ORCA does not simulate sufficiently deep the seasonal cooling in these zones, though the phase of the seasonal SST variation is correctly represented.

Box NE (see Fig. 3) skirts the African coast from Mauritania (25°N) to Liberia (5°N). It integrates the seasonal upwelling (boreal winter) off Senegal, as well as the Guinea Dome (centred on 7°N-15°W) which is also a zone of water resurgence from June to September (Yamagata and Lizuka, 1995). In order to take into account these regional characteristics we proceeded (not shown here) to a cluster analysis between northern and southern parts of this box. This enables us to refine the discussion on some difficulties for dynamic interpretation. The northern part (25°N-15°N) of Box NE corresponds to a zone of permanent (Mauritania) and seasonal (Senegal) upwelling. Here, the SST annual variation is of sinusoidal type with a large amplitude, of which a thermal minimum occurring in February-March (~ 20.0°C according to Reynolds, called hereafter “atR”) at the heart of upwelling, and a thermal maximum occurring in August-September (~ 25.0°C atR) which is directly connected to the largest heating of the boreal summer. The southern part (15°N-5°N) of Box NE is a zone with a strong latitudinal variability including the Guinea Dome area. Here, the SST variation is semi-annual (Yamagata and Lizuka, 1995) with two minima of different values, one in March (~ 26.0°C atR) and the other in August (~ 27.0°C atR), and two maxima of similar values, one in May-June (~ 28.0°C atR), and the other in November (28.5°C atR). This semi-annual variation, typical of this Guinea Dome area, is the consequence of an intense cooling which develops between June and September (thus between the two thermal maxima) thanks to a local divergence of the heat transport (Yamagata and Lizuka, 1995). Such a divergence is generated by a strong wind stress curl, itself associated to the

seasonal meridional migration of the North-East trade winds. The two thermal maxima seem to be associated with intrusions of coastal Kelvin waves coming from the equatorial area (Yamagata and Lizuka, 1995).

Integrated over the total surface of Box NE, the seasonal variation of the SST is of sinusoidal type (Fig. 11a). It presents a minimum ( $24.0^{\circ}\text{C}$  atR,  $25.5^{\circ}\text{C}$  according to ORCA, called hereafter “atO”) in March, and thus mainly relates the seasonal upwelling in the northern part of the box, as well as the first cooling (in March) of the southern part. The highest SST ( $27.0^{\circ}\text{C}$  atR,  $27.5^{\circ}\text{C}$  atO) which occurs in October is the combination between the thermal maximum of the northern part (in September) and the second thermal maximum of the southern part (in November).

As debated just above, the SST ORCA simulation integrated into Box NE is somewhat further away from the Reynolds’ SST reference. The error remains positive throughout the year, with values equal or higher than  $+0.5^{\circ}\text{C}$ , and even reaches  $+1.5^{\circ}\text{C}$  in February-March. The distinction between northern and southern sub-areas of this box informed us that the error comes to a large extent from the southern zone. Indeed, the error is practically constant (ranging between  $+0.5$  and  $+1.0^{\circ}\text{C}$ ) for the northern zone, whereas it exceeds  $+1.7^{\circ}\text{C}$  in March-April for the southern zone. On the other hand it is relatively weak for this southern part (between  $+0.2$  and  $+0.5^{\circ}\text{C}$ ) the remainder of the year. But once again, if we focus the analysis on the  $\partial_t$ SST yearly variability, and making abstraction of the three months M-A-M, simulation and observation are quite similar (Fig. 11a). That enables us to remain confident in the representativeness of the trends of Box NE which are now discussed.

One notes for the Box NE a relatively good similitude, out of the M-A-M period, between the seasonal variability of atmospheric forcing and the seasonal variability of  $\partial_t$ SST (Fig. 11a). For both variables, a sharp cooling period occurs between

November and February (with a negative extreme of about  $-1.25^{\circ}\text{C}/\text{Month}$  at the change of the year), and a period of heating the remainder of the time. During the warming phase there is moreover the same type of “setback” in June-July. This is the consequence of the seasonal passage of ITCZ athwart the box, and (Fig. 11b). This setback insulates two positive extremes for  $\partial_t \text{SST}$  and for its atmospheric forcing component. For  $\partial_t \text{SST}$  for instance, these positive extremes ( $\sim +0.50^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) appear around May and around August respectively.

Let us see now how the oceanic trends evolve for this region. The horizontal advection is slightly positive ( $< +0.25^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) when it is calculated on the whole Box NE (Fig. 11b). The more detailed analysis by north and south sub-regions states however some discrepancies. This term remains positive ( $\sim +0.25^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) all the year for the northern part and from June to November for the southern part, but it becomes negative ( $\sim -0.25^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) between March and May for the southern part. A heating by advection is thus carried out on the whole Box NE during the second part of the year. During the first part of the year, the model indicates that the horizontal advection brings heat in the southern part (the nearest to the equator), and brings colder waters in the northern part. This last phenomenon must relate to the horizontal extension of the upwelling during the boreal winter in this region. An attentive monthly examination of the horizontal advection contribution to  $\partial_t \text{SST}$  (not shown here) makes it possible to note a northward displacement thru the time of positive values passing from  $5\text{-}15^{\circ}\text{N}$  between January and April, to  $15\text{-}20^{\circ}\text{N}$  between July and September.

Contrary to the horizontal advection component, the vertical diffusion integrated inside Box NE is always negative (with a maximum reaching  $-0.50^{\circ}\text{C}/\text{Month}$  in April). This variable moves practically in phase with the full oceanic budget (Fig. 11b), the amplitude difference being obviously

mainly explained by the term of horizontal advection discussed previously. The vertical diffusion is thus primarily at the origin of the oceanic contribution in the setting up of the seasonal heat budget on the Box NE. We checked (not shown here) that this is valid for the northern and southern parts of the box. On the other hand, there are differences with regard to the amplitudes of these two variables: for the northern part of the box, the values of these variables are continuously negative (from  $-0.50$  to  $-1.00^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ); for the southern part, the values of these variables are slightly negative during the first half of the year ( $\sim -0.25^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) and almost null, even very slightly positive, during the second six-month period.

Box SE (Fig. 12) is located along the African coast between  $5^{\circ}\text{S}$  and  $25^{\circ}\text{S}$ . This box integrates rather warm waters ( $\sim 24-27^{\circ}\text{C}$ ) at its northern limit, with broad of Congo, and rather cold waters ( $\sim 18-24^{\circ}\text{C}$ ) at its southern limit, with broad of Namibia (see Figs. 1a & 1b). It is however especially representative of the area off Angola coast, where a seasonal upwelling occurs during the southern winter. This box also includes partially the Dome of Angola (Yamagata and Lizuka, 1995; Filipe, 1997), centred on  $10^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{E}$ , which is a particularly efficient zone of resurgence from March to August (Yamagata and Lizuka, 1995).

As for Box NE described just above, the SST positive deviation for Box SE between ORCA and Reynolds' reference (not shown here) is particularly important during the seasonal coastal upwelling. It reaches  $+1.5^{\circ}\text{C}$  in August. The model seems however in conformity with reality (quasi null error) between November and April. This is in fact only an illusion because a sub-selection (not shown here) between the northern zone ( $5^{\circ}\text{S}-15^{\circ}\text{S}$ ) and the southern zone ( $15^{\circ}\text{S}-25^{\circ}\text{S}$ ) of this Box SE indicates that, for the northern zone, the error of the model is negative ( $\sim -0.7^{\circ}\text{C}$ ) from November to April, and positive the remainder of the year (with a maximum error reaching  $+1.2^{\circ}\text{C}$  in August); on the other hand it is positive (between  $+0.2$  and



+0.7°C) throughout the year for the southern zone. The errors of north and south sub-areas being both positive during the southern winter, and being opposed with the same order of magnitude the remainder of the year, it is thus coherent to find that the simulated SST for the whole Box SE seems too warm between June and October, and correct the remainder of the year. If one refers now, no longer with SST but with  $\partial_t$ SST (Fig. 12a), one notes that for the whole Box SE the model approaches rather well the observation, the error being really significant ( $\pm 0.50^\circ\text{C}/\text{Month}$ ) only between April and June (not enough cooling), and between September and November (not enough warming). The finer study using the north and south sub-areas previously defined indicates that only the northern zone of the Box SE is responsible for these errors of trends. For the southern zone, indeed, the seasonal variation of the SST provided by the model is into a relative good agreement throughout the year with the observation.

After checking a relative truth ground with the simulated  $\partial_t$ SST for Box SE, let us look at the most significant characteristics of the components responsible for this SST variation. Though both practically in phase,  $\partial_t$ SST and the atmospheric forcing have very different ranges (Fig. 12a). The atmospheric component is (almost) continuously positive, with values reaching  $+3.00^\circ\text{C}/\text{Month}$  (the highest positive value in all this study) in December-January, and values close to zero from May to August. In other words, the surface ocean, for this specific area along the African coast, receives continuously more heat from the atmosphere that it refunds any. The seasonal variation of  $\partial_t$ SST ( $\sim 3.00^\circ\text{C}/\text{Month}$  peak-to-peak; here also the strongest value recorded in this study) passes from negative values (from April to August) to positive values (from August to April), and is always lower (in the arithmetic way) than the atmospheric forcing variation. This difference varies between 1.50 and  $2.50^\circ\text{C}/\text{Month}$  from November to June. It is more reduced ( $\sim$

1.00°C/Month) the remainder of the year. That thus implies a very strong contribution of the ocean in the setting up of the seasonal variation of SST for this Box SE. The balance of the oceanic contribution is always negative throughout the year, which implies that it always opposes to the continuously positive atmospheric forcing. Extreme values (-2.25°C/Month) of this cooling effect by oceanic processes take place in December, while weaker, though again relatively strong negative values (-0.75 to -1.00°C/Month), take place from June to October.

Which are the most significant terms of oceanic components for this Box SE (Fig. 12b)? The sum of the vertical components, always negative, approaches very well the full balance of the oceanic components, either for phase or amplitude (from -0.50 to -1.50°C/Month). A more detailed analysis (not shown here) indicates that the vertical turbulence and the vertical advection enter each one with equal values for increasing the deep cooling of the mixing layer during the cold season (June-to-October), and also for reducing the heating during the warm season (November-to-March). The horizontal advection component is also always negative throughout the year. It is particularly important between December and June, with extremes values (~ -1.00°C/Month) around May. That corresponds to a cold water transport associated to the northwards Benguela Current running along the South Africa and Namibia coasts.

Note, like special characteristic of Box SE, that the lateral turbulence (Fig. 12b) is the only oceanic term of positive sign, though very weak (< +0.10°C/Month), throughout the year.

Now let us defer our attention in the northern hemisphere, and examine the case of Box NW2 located along and with broad of the American continent (Fig. 13). This box corresponds to the westward extension of Box OO2. Here also, ORCA does not represent very well the SST (not shown here). The simulated SST is systematically colder (~ -0.7°C) than the observed SST. However, if one refers to the seasonal variability of simulated

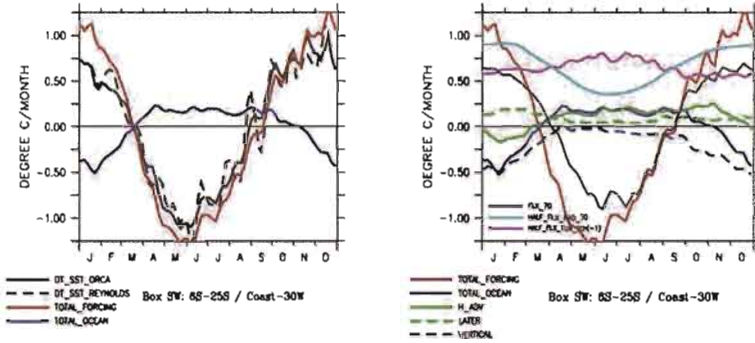
and observed  $\partial_t \text{SST}$  (Fig. 13a) one realizes, once again, that the simulation is very close to reality.

Contrary to the other cases studied until now, the signals of the trends are far to be sinusoidal for Box NW2. If  $\partial_t \text{SST}$  reveals a very marked cooling during the boreal winter (from October to February), the period of heating during the remainder of the year is strongly attenuated during a few weeks around June. What is in charge for such setback? This is obviously not an oceanic effect because the budget of the oceanic terms is in continual opposition of phase with  $\partial_t \text{SST}$  (Fig. 13a). This is the atmospheric forcing which causes this brutal reduction in the warming of SST.

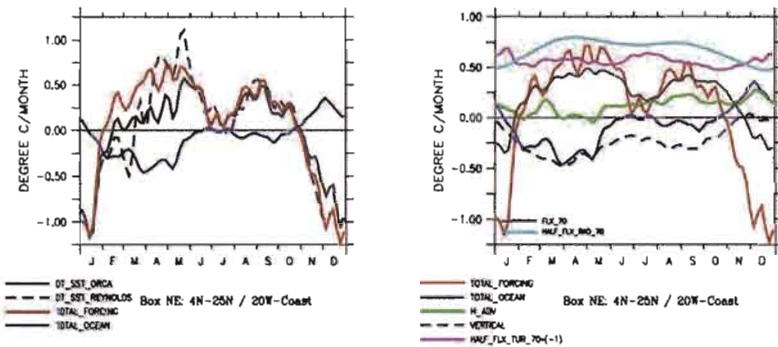
The budget of the oceanic components (Fig. 13a) also moves on according to an original annual variation. It is positive practically during ten months; only the period August-September is slightly negative ( $< -0.25^\circ\text{C}/\text{Month}$ ). The positive period is complex with two extremes, one in December-January ( $+0.70^\circ\text{C}/\text{Month}$ ), and the other, weaker, in June ( $+0.30^\circ\text{C}/\text{Month}$ ), *i.e.* exactly during the setback discussed previously with the atmospheric forcing and  $\partial_t \text{SST}$ .

The phase of the horizontal advection (Fig. 13b) is similar with that of the full oceanic budget, although the duration of the negative values is definitely larger for the horizontal advection (from May to November) than for the oceanic balance (August-September). The positive contribution of the horizontal advection during the boreal winter and beginning of the spring is easily comprehensible: heat is advected from the hot equatorial zones by water northward transport via the NBC. The significantly negative values ( $-0.25^\circ\text{C}/\text{Month}$ ) of this variable during August-September seem more delicate to interpret. They can be however explained by the fact that, at that time of the year, waters coming from the equatorial Atlantic, though with relatively high temperatures, remain colder of one or two degrees Celsius (see Fig. 2a) compared to the waters locally heated by the

very strong radiative net budget. Another originality for this Box NW2: The lateral turbulence is here of noticed importance, in particular by significantly positive values ( $\sim +0.25^{\circ}\text{C}/\text{Month}$ ) throughout the year.



**Figure 10** – Same as Fig. 5 for Box SW, except, SST seasonal evolutions due to oceanic horizontal advection (green) and due to oceanic lateral processes (broken green) are also plotted.



**Figure 11** – Same as Fig. 5 for Box NE.

Although the sum of the horizontal components is responsible to a large extent of the oceanic total budget in this Box NW2, the vertical components contribute also with a positive share during the boreal winter. This vertical contribution, exceptionally positive, is to be brought closer to what we had already noted for Box NW1 located immediately at north (see Fig. 7b). A finer analysis (not shown here) indicates that it is mainly the term of vertical turbulence which is, here also, the principal factor for these positive values from December to February. That must be related to a striking inversion in the temperature profile which appears temporarily during the cold season in this area (see also Fig. 1c).

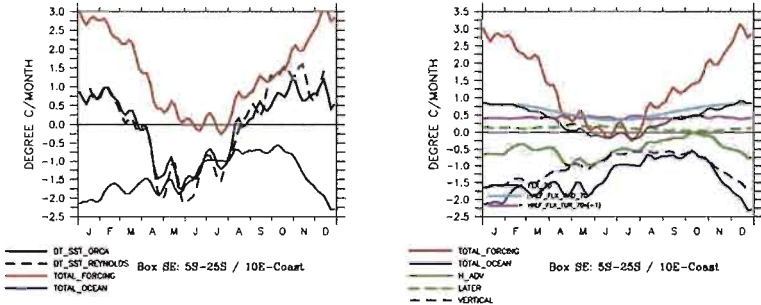


Figure 12 – Same as Fig. 10 for Box SE.

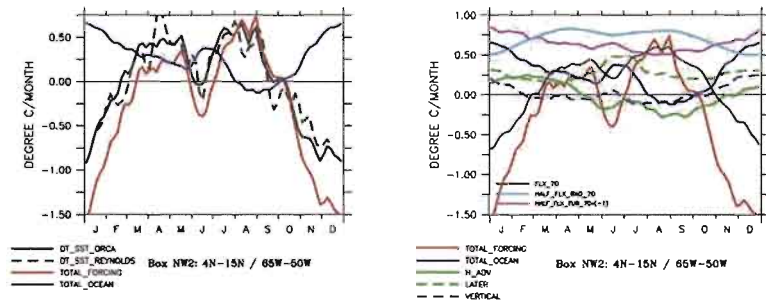


Figure 13 – Same as Fig. 10 for Box NW2.

## SUMMARIZE AND FINAL DISCUSSION

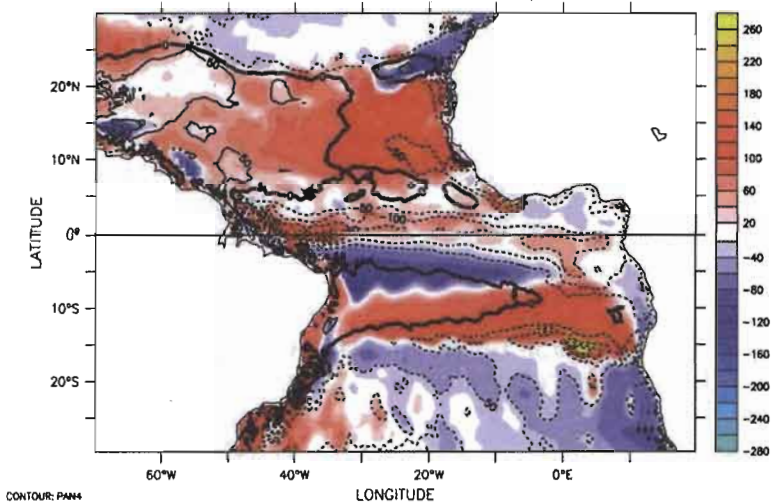
Our objective was to improve the knowledge of atmospheric and oceanic components which contribute in the setting up of the seasonal mixed layer heat budget (*i.e.* roughly the SST) for the whole tropical Atlantic. In addition to a certain number of results which confirm former works on a broad scale, our regional approach made it possible to differentiate more in details numerous aspects of this dynamics. Let us summarize the main results according to the following items.

- The influence of the atmospheric forcing in the seasonal variation of SST is obviously essential inside the whole tropical basin, even in the regions where the oceanic dynamics contribution is also important. Because this paramount influence of the atmosphere, warming (resp. cooling) of heat budget generally follows pretty well the warming (resp. cooling) seasons for each hemisphere.
- In general, the effect of the budget of the oceanic dynamics opposes to the warming or the cooling effects of the net atmospheric forcing.
- The importance of the oceanic dynamics (from 10 to more than 100 % of the atmospheric forcing influence) is largely differenced according to various regions of the basin.
- In the open northern tropical basin along 20°N (Boxes NW1 and OO1), and in the open southern basin along 10°S (Box OO3), the seasonal variation of SST is largely dominated by fluctuation between warm and cold seasons imposed by the see-saw of the atmospheric forcing. Here, the limited, and generally opposite, oceanic contribution (less than 30 % of atmospheric forcing contribution) may result from the addition of very weak individual components (ex. Box OO1), or from somewhat conflict between relative higher values of these components (ex. Box OO3).
- Conversely, the oceanic dynamics is very important (with a range similar to that of atmospheric forcing) along the equator (Box EQ) and along the southern African coast (Box SE), *i.e.* where strong seasonal upwellings occur.

In these regions the budget of the oceanic dynamics is negative during all the year (cooling effect) and opposes to the continual positive atmospheric forcing.

- The oceanic contribution to the annual variation of SST is also especially significant in the region around 10°N (Boxes NW2 and OO2) where the dynamics are strongly modulated by the ITCZ meridional migration during the year. Here the percent of oceanic dynamics vs. the atmospheric forcing is larger than 30 %.
- The most significant oceanic components which contribute to the SST seasonal variation are, in decreasing order of importance, the vertical diffusion (most of the time a cooling effect), the horizontal advection (either positive or negative effect) and the lateral diffusion (mostly positive limited effect).
- The full yearly cooling effect by negative vertical diffusion, mainly associated to Ekman pumping, is the rule for a large part of the basin (Boxes OO1, EQ, OO3, OO4, SW, NE, SE). This negative effect is the most important when the seasonal warming by the atmospheric forcing is at its highest level, *i.e.* during the warm season for each hemisphere. At this time the MLD is reduced, what supports a cooling by mixing with below colder waters.
- The vertical diffusion is exceptionally positive in the north-western regions of the basin (Boxes NW1, NW2 and partially Box OO2) at the end of the year (beginning of boreal winter). This is the signal of local inversions in the temperature profile (particularly for Box NW2) which occur when the surface waters cool quickly whereas subsurface waters remain hot after their strong summer heating.
- Warming (resp. cooling) effect on SST seasonal variation by horizontal advection is significant when a strong surface current crosses through about 90° a tighten SST negative (resp. positive) gradient. This horizontal advection is important for a large part of the basin (Boxes EQ, NW2, OO2, OO3, SW, NE, SE), at least during a limited period of the year. Its effect is always strongly

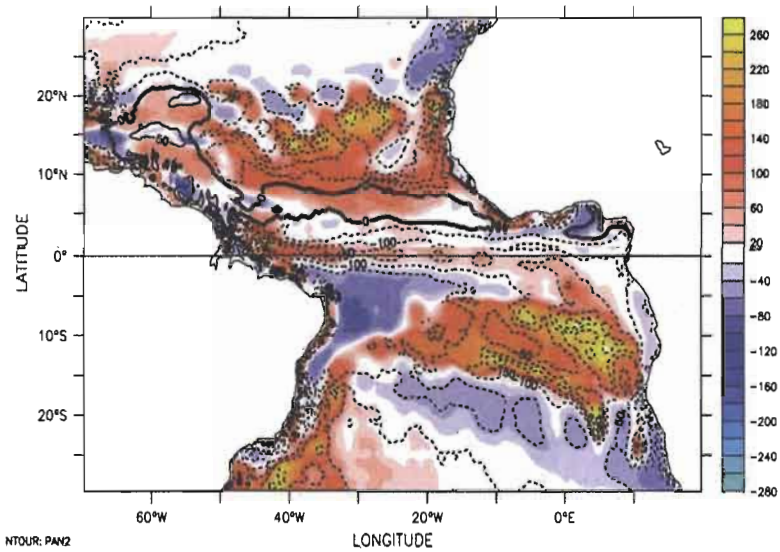
positive in Boxes OO2, OO3 and NE (warm water transport from equatorial zone). It is always strongly negative in Box SE and always weakly negative in Box OO4 (cold water transport from South Africa region). It is either forcefully positive or negative according to the season in other regions associated to intense current variability (Boxes EQ, NW2, SW). It is weak in



**COLD SEASON FOR BOTH HEMISPHERES**  
(OCT-MAR for NH ; APR-SEP for SH)

**Figure 14** – Ratio (%) of the budget of the horizontal oceanic contribution vs. the absolute value of the budget of the total oceanic contribution (shaded); Ratio (%) of budget of the vertical oceanic contribution vs. the absolute value of the budget of the total oceanic contribution (contours). These ratios are averaged in October-to-March for northern hemisphere, and in April-to-September for southern hemisphere.





**WARM SEASON FOR BOTH HEMISPHERES**  
(APR-SEP for NH ; OCT-MAR for SH)

**Figure 15** – Same as Fig. 14, except the semi-annual periods are inverted.

regions where the current is almost always parallel to the isotherms (Boxes NW1 and OO1).

- Oceanic significant effect by lateral diffusion, always positive, is limited to specific areas where the surface dynamics is complex (Boxes EQ, SW, SE, NW2). It is generally weak, except for Box NW2 where it is even of range superior with the two other oceanic variables (horizontal advection and vertical diffusion). That explains because many powerful mesoscale ocean dynamics coexist in this region (western boarding circulation, meanders development, counter-current formation, etc.).

After discussing the contribution of the various components of the ocean dynamics vs. atmospheric forcing in the setting up of the seasonal mixed layer heat budget, let us finish this discussion by comments of Figures 14 and 15 which illustrate the relative importance of horizontal vs. vertical ocean dynamics. We plotted on each one of these figures two ratios. A first one (shaded) is the ratio of the budget of the horizontal oceanic contribution vs. the absolute value of the budget of the total oceanic contribution. The second ratio (contours) is the budget of the vertical oceanic contribution vs. the absolute value of the budget of the total oceanic contribution. These ratios are averaged according to the same semi-annual periods as previously illustrated, *i.e.* April-to-September and October-to-March. These semi-annual periods are however differently combined so that Figure 14 relates the cooling period for both hemispheres, and Figure 15 relates the warming period also for both hemispheres. More information in the regional analysis of the oceanic dynamics is thus available, and that allows reinforcing and specifying some points of discussion as follow.

The patterns illustrated on Figs. 14 and 15 confirm relatively well the delimitation of the boxes which was made previously, with however a somewhat restriction for the region about the Box SW, where we encountered already some difficulties in the interpretation of oceanic variables when they are integrated in this full box (see discussion of Fig. 10). Here (shaded on Figs. 14 & 15) the ratio using the horizontal component is not locally homogenous, with bands either positive or negative, along or off the continent.

The patterns of Figs. 14 and 15 are relatively similar for both semi-annual periods, what is not really surprising because we already noted such a raw similarity on Figs. 1c,d and 2c,d where the horizontal and vertical components were independently plotted. Using the ratio now defined for Figs. 14 and 15, we note that the horizontal ocean dynamics is positively prevalent

during the warm season of each hemisphere (Fig. 15) for three regions: (i) from 15°N to 20°N at east of 40°W, (ii) from 5°S to 20°S at east of 10°W, and with broad of Brazil at south of 15°S. These patterns confirm also the very large distribution of negative contribution from the vertical oceanic component, with prevalent values during all the year along the equator and along the southern West Africa coast, and during the spring-summer period in the poleward regions. From another hand, these patterns show also, in an exemplary way, the prevalent positive contribution of the vertical oceanic component to the SST variation which occurs in the north-western basin during the boreal winter. Such a positive contribution appears also, though with limited values, in the same north-western region during the other semi-annual period, and along 10°S at west of 10°W, i.e. in the symmetrical region compared to the meteorological equator.

That study is being completed according to two angles: Firstly, an interannual analysis in order to differentiate the oceanic from the atmospheric causes for SST regional anomaly; Secondly, a local analysis focusing over the comparison between model outputs and available observed data (ex. the PIRATA data set), at least for some of the oceanic variables being able to be evaluated from direct measurements (advection, heat content, ...).

## **ACKNOWLEDGEMENTS**

This work is part of the CNPq-IRD Project “Climate of the Tropical Atlantic and Impacts on the Northeast” (CATIN), N° CNPq Process 492690/2004-9.

## **REFERENCES**

- Filipe, V. L. L., 1997: The Angola Dome as observed in 1996. *ICES Council Meeting Papers, ICES, Copenhagen, Denmark, 1997/EE14*, 14 pp.
- Foltz, G. R., S. A. Grodsky, and J. A. Carton, 2003: Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. *J. Ge-*

- ophys. Res.*, 108(C5), 3146 , doi:10.1029/2002JC001584.
- Grodsky, S. A., J. Carton, C. Provost, J. Servain, João A. Lorenzetti, and M. J. McPhaden, 2005: Tropical instability waves at 0°N, 23°W in the Atlantic: A case study using Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) mooring data. *J. Geophys. Res.*, 110(C08010), doi:10.1029/2005/JC002941.
- McClain, C. R., and J. Firestone: An investigation of Ekman upwelling in the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 98(C7), 12,327-12,340.
- Peter, A.-C., M. Le Hénaff, Y. du Penhoat, C. E. Menkes, F. Marin, J. Vialard, G. Caniaux, and A. Lazar, 2006: A model study of the seasonal mixed layer heat budget in the equatorial Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 111(C06014), doi:10.1029/2005JC003157.
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang, 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 15, 1609-1625.
- Seidler, G., N. Zangenberg, R. Onken, and A. Morlière, 1992: Seasonal changes in the tropical Atlantic circulation: Observation and simulation of the Guinea Dome. *J. Geophys. Res.*, 97(C1), 703-715.
- Signorini, S. R., R. G. Murtugudde, C. R. McLain, J. R. Christian, J. Picaut, and A. J. Busalacchi, 1999: Biological and physical signatures in the tropical and subtropical Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 104(C8), 18,367-18,382.
- Wang, J., and J. Carton, 2002: Seasonal heat budgets of the North Pacific and North Atlantic Oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 32, 3474-3489.
- Xie, S.-P., and J. Carton, 2004: Tropical Atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts. *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction Geophysical Monograph Series 147*, Copyright 2004 by the American Geophysical Union, 10.1029/147GM07, 121-142.
- Yamagata, T., and S. Lizuka, 1995: Simulation of the tropical thermal domes in the Atlantic: A seasonal cycle. *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 25, 2129-2140.

# High-Resolution Regional Ocean Dynamics Simulation in the Southwestern Tropical Atlantic

Marcus Silva<sup>1</sup>, Moacyr Araújo<sup>1,5</sup>, Jacques Servain<sup>2</sup>,  
Pierrick Penven<sup>3</sup> and Carlos A. D. Lentini<sup>4</sup>

<sup>1</sup> *Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira, Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco (LOFEC/DOCEAN/UFPE), Av. Arquitetura s/n, 50740-550, Cidade Universitária, Recife, PE, Brazil. M. Araújo, CNPq fellow.*

<sup>2</sup> *Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR-182, Paris, France.*

<sup>3</sup> *Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR-097, Brest, France.*

<sup>4</sup> *Departamento de Física da Terra e do Meio Ambiente da Universidade Federal da Bahia (UFBA), Campus Ondina, 40170-280, Salvador, BA, Brazil.*

<sup>5</sup> *Corresponding author address: moa@ufpe.br*

## ABSTRACT

The Southwestern tropical Atlantic (05°S-25°S / 20°W-47°W), where part of the South Equatorial Current (SEC) enters at its eastern border, is of particular interest as it is fed by many western boundary currents along the eastern Brazilian continental shelf. However, the long-term variability of the dynamics in this region, which are also important as they contribute to the climate over northeastern Brazil, is largely unknown. We use the Regional Ocean Model System (ROMS) here for the first time in this area to simulate the ocean circulation with an isotropic horizontal grid resolution of 1/12° and 40 terrain-following layers. As a primary evaluation of the ROMS configuration, we explore surface and vertical thermal structures, the surface mixed layer, and mass transports within the upper levels. Interannual variability results are compared with the first two-year series of observed thermal

profiles derived from the three PIRATA-SWE moorings. The simulated thermal structure in the upper ocean layers agrees well with *in-situ* data. ROMS simulations point out a broad and relatively weak SEC flow composed of a sequence of more or less defined near-surface cores. The westward SEC transport for the upper 400 m along the PIRATA-SWE section, calculated from the ROMS simulation for 2005-2007, shows an average volume transport of 14.9 Sv, with a maximum observed in JFM (15.7 Sv), and a minimum during MJJ (13.8 Sv). ROMS results indicate that the 2005-2007 seasonal near-surface westward SEC transport is modulated by the zonal wind variability. Three zonal sections extending from the American continent to the PIRATA buoy sites confirm that stronger northward NBUC transport and decreasing BC transport were achieved during May 2006 and May 2007, *i.e.* at the time the sSEC bifurcation reaches its southernmost position. On the other hand, the maximum southward BC flow was verified during January 2006, January 2007 and March 2007, with a minimum northward NBUC flow in December 2005 and October/December 2006, corresponding to the period when the sSEC bifurcation reaches its lowest latitude (OND). Sea Surface Height (SSH) and the surface Eddy Kinetic Energy (EKE) derived from simulations and AVISO Rio05 product point out the highest surface meso-scale activity ( $EKE \geq 50 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ ) along the cSEC and NBUC/BC patches. Preliminary results provide additional ingredients in the complexity of the SEC divergence region and encourage us to conduct a more detailed exploration of the dynamics of this region using the ROMS. This also shows the need to continue, extend, and vertically upgrade the observational PIRATA-SWE array system, especially with more levels of salinity measurements and the installation of current measurements.

**Keywords:** Southwestern Tropical Atlantic; Upper Ocean; PIRATA-SWE moorings; ROMS, South Equatorial Current.

## INTRODUCTION

Surface cold water formation in the North Atlantic and its subsequent plunging to feed the Northern Atlantic Deep Water (NADW), which runs out towards the South Atlantic, are relatively well-known (Arhan et al., 1998; Stramma et al., 2005). Paradoxically, the warm counterpart, *i.e.* the subduction formation in the southern hemisphere of shallow warm water and its northward transfer across the equator, is less well understood. The South Atlantic Ocean is of prime importance in global climate change because there are a number of key zones where ocean signals on various timescales (from intra-seasonal to decadal) must pass. In the southern subtropical Atlantic basin, which is subjected to both cyclonic and anticyclonic gyres strongly controlled by the surface wind (Stramma and Schott, 1999; Lumpkin and Garzoli, 2005), one can distinguish the following key zones, from South Africa to South America successively:

- (i) The Agulhas Current off South Africa, coming up from the Indian Ocean and propagating northwards while skirting the African coast;
- (ii) The Benguela Current system, including the continuation towards the north of the previous current, and the regional cyclonic circulation within the Angola Dome region;
- (iii) The subtropical Atlantic eastward circulation ( $15^{\circ}\text{S}$ - $20^{\circ}\text{S}$ ,  $40^{\circ}\text{W}$ - $20^{\circ}\text{W}$ ), corresponding to an important area of warm and salty water formation by subduction that feeds the South Equatorial Current (SEC), itself formed by at least four easterly branches (the northern branch, nSEC; the equatorial branch, eSEC; the central branch, cSEC; and the southern branch, sSEC) separated by narrow regions

of less obvious counter-currents (Stramma, 1991; Stramma and Schott, 1999); and

- (iv) More westwards, the zone of divergence of the southern branch (sSEC) of the SEC as it approaches the Brazilian edge.

This latter region is partially responsible for feeding numerous current systems that border the Brazilian coast, towards either the north or the south. Towards the north, the cSEC and sSEC terminations form the North Brazil Undercurrent-North Brazil Current (NBUC-NBC) system, which is one of the most powerful western boundary currents in the world. This system participates in feeding a few other currents (Schott et al., 1995; Bourlès et al., 1999a,b; Stramma et al., 2005); among them, the northward Guyana Current, as well as the eastward North Equatorial Countercurrent and its associated complex retroflexion system (Goes et al., 2005), and finally the eastward Equatorial Undercurrent (EUC). Stramma (1991) and Stramma and England (1999) showed that the NBC accounts for approximately one-third of the net warm-water transported across the equatorial tropical gyre boundary into the North Atlantic, compensating for the southward export of NADW. After the bifurcation close to the Brazilian shelf, the sSEC also feeds the Brazil Current (BC), propagating southward along the coast of Brazil (Stramma, 1991; Peterson and Stramma, 1991; Stramma et al., 1995) and meeting the Malvinas Current at about 35°S (Gordon and Greengrove, 1986; Olson et al., 1988; Garzoli and Garraffo, 1989), which itself is fed in part by cold water coming from the Pacific Ocean via Drake's passage.

The latitude where the sSEC bifurcation occurs is not well known, although it has been demonstrated from observation and model results (Silveira et al., 1994; Stramma et al., 1995; Rodrigues et al., 2007) that the North Brazil Undercurrent (NBUC) originates south of 10°S.



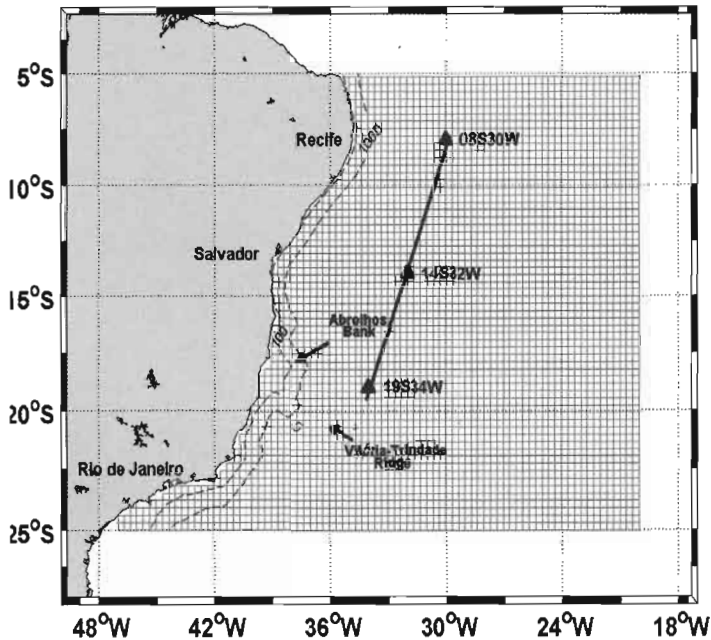
The SEC as a whole, where the present study is focused (Fig. 1), has a potential climatic influence in several remote regions: (i) mainly in the northward direction through its participation in the NBC-NBUC system and its derived complex system (Talley, 2003; Ganachaud, 2003; Lumpkin and Speer, 2003); and (ii) also in the southward direction through its effect on the Brazil-Malvinas Current confluence and the return of the South Atlantic gyre (Stramma and Peterson, 1990; Peterson and Stramma, 1991). Furthermore, as it is in the region of the southeast trade winds and the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), interactions between sea surface temperature (SST) and the easterly atmospheric circulation may play a significant role in local climate fluctuations of northeastern Brazil, a region affected by intermittent severe droughts and floods (Moura and Shukla, 1981; Rao et al., 1993).

We are mainly interested here in analyzing the accuracy of a versatile new generation state-of-the-art Regional Ocean Modeling System (ROMS) as it reproduces some aspects of intra-seasonal to interannual ocean dynamics in the region of the southernmost extent of the westward SEC. Thanks to its refined spatial resolution ( $1/12^\circ = 9.25$  km in latitude and longitude; 40 vertical levels, of which 20 are from surface to 500 m depth) one should expect that ROMS resolves the thermohaline properties and meso-scale dynamics in the study region that cannot be resolved when using OGCMs with lower resolutions.

We first compare the model results with both instantaneous and rare available long-term observations. Continuous subsurface observations in this study region were non-existent until the recently deployed ATLAS buoys in August 2005 as part of the South West Extension of the Pilot Moored Research Array in the Tropical Atlantic (PIRATA-SWE) (Servain et al., 1998; Bourlés et al., 2008; Nobre et al., 2005), which runs along the edge of Brazil's coastline south of the equator (Fig. 1). Therefore, this work intends also to refine the arguments for a continuation, and

even extension, of the oceanic observing system in this region.

The main characteristics of ROMS and conditions of the interannual simulation are presented in the next section, while Section 3 gives some details of the PIRATA-SWE observation dataset. The ROMS evaluation is performed in Section 4 by comparing outputs of the model to high-frequency observed SST fields estimated by satellite, thermal structures and mixed layer depths provided by the PIRATA-SWE dataset. As a first dynamical application of ROMS, Section 5 shows examples of the simulated variation of mass transports across three zonal transects, and the section along the PIRATA-SWE sites. The last section presents a conclusion and perspectives.



**Figure 1** – Model domain (grid) and PIRATA-SWE buoy locations (triangles) along the western boundary. The 100 and 1000 m isobaths are represented by the two dashed lines. Section across PIRATA-SWE buoys (solid black line).

## THE MODEL SIMULATION

ROMS is an ocean model (Shchepetkin and McWilliams, 2005) previously adapted to different regions of the world ocean (Haidvogel et al., 2000; Malanotte-Rizzoli et al., 2000; She and Klinck, 2000; Penven et al., 2000, 2001a,b; McCready and Geyer, 2001; Lutjeharms et al., 2003). The model solves the free surface primitive equations in an Earth-centered rotating environment based on the classical Boussinesq approximation and hydrostatic vertical momentum balance. ROMS is discretized in terrain-following vertical coordinates. The model grid, forcing, initial and boundary conditions were built using the ROMSTOOLS package developed by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) (Penven et al., 2008). Upstream advection is treated with a third-order scheme that enhances the solution by generating steep gradients as a function of a given grid size (Shchepetkin and McWilliams, 1998). Unresolved vertical subgrid-scale processes are parameterized by an adaptation of the non-local K-profile planetary boundary layer scheme (Large et al., 1994). A complete description of the model can be found in Haidvogel et al. (2000) and Shchepetkin and McWilliams (2005).

The case study presented here involves the open ocean area near the NE Brazilian coast. The integration domain is from 5°S to 25°S and 20°W to 47°W (Fig. 1). We use an isotropic 1/12° horizontal grid with 323 x 249 horizontal mesh cells and a vertical discretization of 40 levels. Bottom topography was derived from a 2' resolution database ETOPO2 (Smith and Sandwell, 1997), and a slope parameter  $r = \Delta h/h < 0.20$  was used to prevent errors in the computation of the pressure gradient (Haidvogel et al., 2000). At the three open boundaries (north, east and south), an active, implicit, upstream-biased radiation condition connects the model solution to the surrounding ocean (Marchesiello et al., 2001). Horizontal Laplacian diffusivity inside the integration domain is zero, and a 12-point smoothing scheme is imposed (up to  $10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) in the sponge layers near

the open ocean boundaries. The model equations are subjected to no-slip boundary conditions along the coastline. The oceanic circulation was forced at the sea surface by monthly-averaged heat and fresh water fluxes derived from COADS (da Silva et al., 1994) and daily-mean (2005-2007) wind stress by QuickSCAT (Liu, 2002). A basin-scale daily-mean (2005-2007) hydrography and currents derived from OGCM-ECCO (<http://ecco.jpl.nasa.gov/>) are used to infer thermohaline properties and water volume exchanges at the open horizontal boundaries. The model simulation was performed in two steps. First, the rested ocean was gradually forced by applying ramp functions to the boundary conditions for the period Jan.-Dec. 2001. After this, the full sets of forcing conditions for 2001-2007 were considered for the interannual simulation.

## **THE PIRATA-SWE OBSERVATION DATASET**

The PIRATA Southwest Extension (PIRATA-SWE) was proposed as an extension of the original PIRATA array (Servain et al., 1998) in order to understand the seasonal and interannual variability over the southwestern tropical Atlantic. Its primary objective is to help the forecast of the Brazilian climate, especially over the northeastern part of Brazil. Therefore, and in accordance with several scientific arguments proposed by Nobre et al. (2005) and Boursès et al. (2008), three sites were chosen for the ATLAS mooring buoys along the NE Brazilian coast: (i) at 8°S-30°W in connection with the 0N-10°W mooring site of PIRATA's original array; (ii) at 14°S-32°W in connection with the SEC flow variability; and (iii) at 19°S-34°W in connection with the South Atlantic Convergence Zone (Fig. 1). We note that the PIRATA-SWE array only addresses the changes in the thermohaline structure within the SEC's flow into the bifurcation region. Understanding changes in the partition between the North Brazil Current (NBC) and the Brazil Current (BC) at the SEC bifurcation region is not within the scope of PIRATA-SWE's objectives.

The three ATLAS buoys in PIRATA-SWE were launched for the first time in late August 2005, following the same mooring design used in the original array of PIRATA's buoys. Daily transmissions of ocean temperature at 11 levels (1, 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 180, 300, and 500 m), salinity at 4 levels (1, 20, 40, and 120 m), and meteorological variables at the sea surface are collected and transmitted via the Argos satellite system, and are immediately made available on the web after their validation (<http://www.pmel.noaa.gov/pirata/>).

The PIRATA-SWE buoys were selected in an attempt to compare and validate the model results at the subsurface. Therefore, only the first two years of the PIRATA-SWE dataset for 0-500 m of temperature vertical profiles were used. While the daily data return of the ATLAS mooring located at 14°S-32°W is nearly 100%, the two other buoy sites experienced a few technical failures. For instance, automatic measurements at the 8°S-30°W location were interrupted on June 24<sup>th</sup> 2006 due to an anchoring problem. This dataset was again made available only after November 2006. The southernmost site, located at 19°S-34°W, also experienced a technical failure in some of its subsurface sensors in November 2006, but as shall be explained in Section 4.2, essential information regarding its temperature vertical distribution could be retrieved thanks to an interpolation scheme.

## **THERMAL STRUCTURE IN THE SOUTHWESTERN TROPICAL ATLANTIC**

### **Instantaneous SST Evaluation**

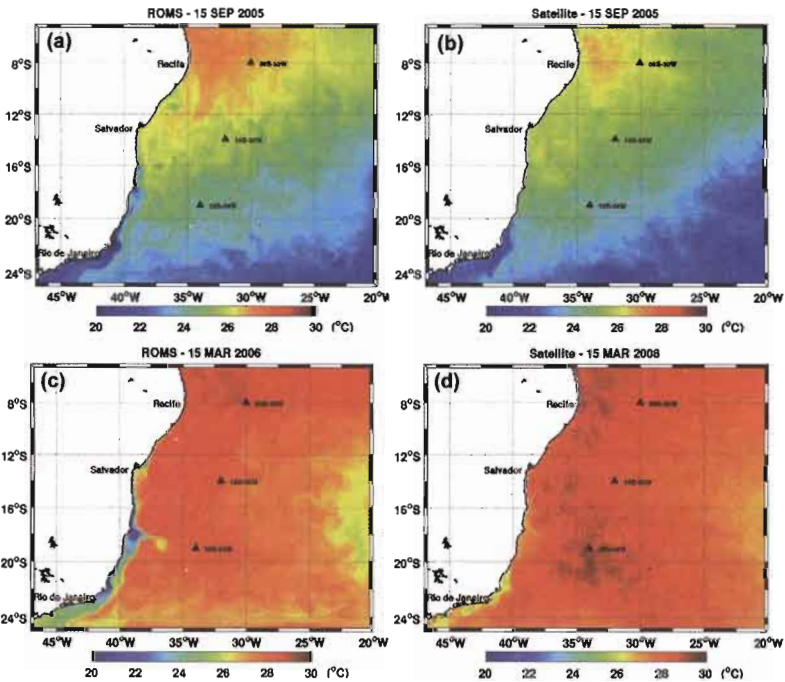
As a preliminary test to validate the numerical results, we evaluated the model accuracy by comparing daily SST surface maps derived from the ROMS model to daily infrared SSTs derived from the *GODAE High Resolution SST Pilot Project* (GHRSS-PP, 2007).

This comparison was done for two different scenarios: September 15<sup>th</sup> 2005, which corresponds to the austral winter, and March 15<sup>th</sup> 2006, which corresponds to the austral summer (Fig. 2). The satellite-derived SST maps have a horizontal resolution of 9.25 km. A full description of the GHRSSST-PP can be found on the GHRSSST-PP website at <http://www.ghrsst-pp.org>.

In the region of interest, the model and satellite daily SST patterns are consistent, showing a distinct meridional seasonal change along the South Atlantic western boundary. The so-called Southwestern Atlantic Warm Pool (SAWP) (Huang et al., 1995; Nobre et al., 2005), which is marked by high SST values ( $> 27^{\circ}\text{C}$ ), extends off the South American coastline from the equator to about  $12^{\circ}\text{S}$  on September 15<sup>th</sup>, 2005, which includes the northern part of the PIRATA-SWE (Figs. 2a, b). Six months later, on March 15<sup>th</sup>, 2006, these high SST values invade the whole area of study, and warmer waters are observed at the three PIRATA buoy sites (Figs. 2c, d). Besides its meridional seasonal migration, the SAWP pattern also records seasonal zonal changes with a more eastward extension during the summer, especially in the northern part. The seasonal spreading out of cold waters ( $< 22^{\circ}\text{C}$ ) in the open ocean at the southern limit of the study domain follows the same meridional progression as that observed for the SAWP. These cold waters are advected off the southern limit of the study area in March.

Besides the fact that the model accurately reproduces the satellite-derived SST overall, it also resolves the mesoscale dynamical processes quite well, including frontal structures, meanders and local upwelling regions. For instance, the cold water filaments observed in the model outputs for March 15<sup>th</sup>, 2006 in the vicinity of the Abrolhos Bank (Lat.  $17\text{-}18^{\circ}\text{S}$  – Long.  $38.5^{\circ}\text{W}$ - $39.5^{\circ}\text{W}$ ) and the Vitória-Trindade Ridge (Lat.  $20^{\circ}\text{S}$  – Long.  $34\text{-}38^{\circ}\text{W}$ ) are good indicators of observed and modeled upwelled waters and mesoscale cyclonic structures previously documented in this area (Schmid et al., 1995; Campos, 2006). Indeed, the modeled SST is especially efficient compared to the

satellite-derived SST estimates along the coastline where the infrared retrievals may be cloud-contaminated. Although the horizontal resolution of the model and the GHRSSST-PP SST product are almost the same ( $\sim 10$  km), the fine mesoscale surface structures evident in the model results seem to be smoothed in the infrared SST maps. This is probably due to the fact that several individual images and infrared products are combined and used to estimate the SST. For example, it does not seem random that higher differences between satellite and modeled SST are present in late austral summer close to the coastal region between  $16^{\circ}\text{S}$  and  $22^{\circ}\text{S}$  (Fig. 2c, d); this is a well-known cloudy area under the influence of the atmospheric South Atlantic Convergence Zone – SACZ (Chaves and Nobre, 2004; De Almeida et al., 2007).



**Figure 2** - Comparison between ROMS-derived SST (a and c) and GHRSSST-PP-derived SST (b and d) for September 15<sup>th</sup> 2005 and March 15<sup>th</sup> 2006.

## Seasonal (2005-2007) Evaluation of the Subsurface Temperature and Mixed Layer Depth

In this second set of model evaluations, samples of local time series of the vertical distribution of temperature given by ROMS are directly compared to the first available two-year period dataset provided by PIRATA-SWE. Figure 3a,b,c primarily shows the simulated and observed variations of the 0-500 m temperature profile (Sep 2005-Jun 2007) for the three PIRATA-SWE locations ( $08^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{W}$ ,  $14^{\circ}\text{S}-32^{\circ}\text{W}$  and  $19^{\circ}\text{S}-34^{\circ}\text{W}$ ). The modeled temperature is represented by black contours (for a two-day period), while the PIRATA temperature appears as white contours (also for a two-day period), and shaded colors (daily). Vertical interpolations were processed on the PIRATA data when only one out of three consecutive temperature sensors along the moored line was dysfunctional. That was the case for the first 50 m level at the  $08^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{W}$  mooring site from 10 November 2006 to the end of June 2007, as well as for the levels below 180 m at the  $19^{\circ}\text{S}-34^{\circ}\text{W}$  mooring from 3 November 2006 to the end of June 2007. At the  $08^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{W}$ , missing values are represented by unshaded areas, and at  $19^{\circ}\text{S}-34^{\circ}\text{W}$ , missing values were interpolated between 140 m and 300 m levels.

ROMS reproduces well the tightening of the thermocline for most of the northernmost PIRATA-SWE site ( $08^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{W}$ , Fig. 3a), and the relaxation of the vertical gradient for the two southernmost sites (Figs. 3b, c). In terms of the seasonal cycle within the mixed layer, the simulated and observed cores of the warmest ( $>28^{\circ}\text{C}$  for the near equatorial site,  $>26^{\circ}\text{C}$  for the two other sites) shallow waters (0-75 m) occur within the same period of the year. There are, however, a few episodic discrepancies between ROMS and the PIRATA-SWE data in the levels including the thermocline and the layer depths from  $\sim 75$  to  $\sim 200$  m for the northernmost site, and from  $\sim 100$  to  $\sim 250$  m or even more for the two other sites. For most of these differences, the  $26^{\circ}$ -to-

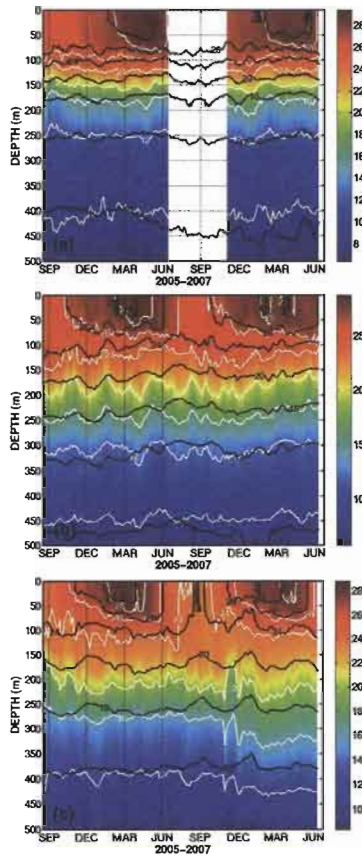


16°C isotherm depths given by the model are shallower than the PIRATA-SWE observations, extending from a few meters (*e.g.*, the northern site) to a few tens of meters (*e.g.*, the 20°C isotherm depth for a few episodes at the central and southern sites). This indicates a relatively permanent cold bias in the model for these depths, which can vary from 0.8°C at 08°S-30°W to more than 2°C at 19°S-34°W at the most. These discrepancies are probably due to the model's difficulty in accurately reproducing the ventilation of subducted lower-thermocline waters coming from the subtropical South Atlantic Ocean. For the lower levels (*e.g.*, ~16°-to-12°C isotherms) the model again becomes generally consistent with the observations.

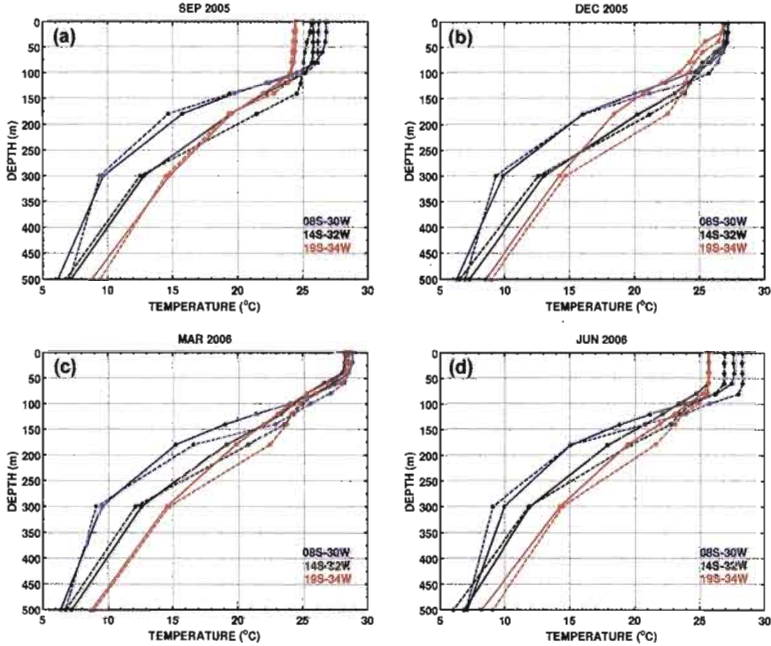
The PIRATA-SWE data clearly show intraseasonal variations of the thermocline depth within a 3-4 month periodicity, especially for the central and southernmost locations (Figs. 3b, c). This observed variability may be partially explained in terms of an ocean adjustment to disturbances in the buoyancy field due to the propagation of Tropical/Kelvin-Helmholtz instability waves (Proehl, 1996; Polito and Cornillon, 1997; Jochum et al., 2004). These disturbances cause the vertical displacement of the isotherms and propagate equatorward keeping the coastal boundary to the left in the southern hemisphere. Of great interest here is the apparent capacity for ROMS to generate such variability in the temperature profile (see the black lines of Figs. 3b,c around the 20°C isotherm depth), even if simulated and observed fluctuations are not always in phase.

In order to gain better insight into the preceding discussion, four selected monthly mean temperature profiles (0-500 m) computed from ROMS outputs are compared to the observational data derived from the three PIRATA-SWE moorings for the same months (Fig. 4), *i.e.* September and December 2005 and March and June 2006. For most of the 12 temperature profiles (also marked by vertical black lines on Fig. 3), the model and observations are in good agreement. This is especially the case during the first two months (September and December

2005), where a cold bias, such as those previously discussed, occurs in September 2005 at  $14^{\circ}\text{S}$ - $32^{\circ}\text{W}$  within 100-250 m, and in December 2005 at  $19^{\circ}\text{S}$ - $34^{\circ}\text{W}$  within 50-300 m. Other examples of limited negative biases are observed in March and June 2006 at these same depths.



**Figure 3** – Comparison between simulated and observed temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) variations for the upper 500 m from September 2005 to July 2007 for the three PIRATA-SWE locations at (a)  $08^{\circ}\text{S}$ - $30^{\circ}\text{W}$ , (b)  $14^{\circ}\text{S}$ - $32^{\circ}\text{W}$  and (c)  $19^{\circ}\text{S}$ - $34^{\circ}\text{W}$ . Model-derived temperature is represented by black contours and the PIRATA-SWE observed temperature appears as white contours and shaded colors.



**Figure 4** – Comparison of monthly averaged vertical profiles of temperature for the first 500 m between the PIRATA-SWE in-situ observations (dashed line) and the ROMS simulation (solid line) for: (a) September 2005, (b) December 2005, (c) March 2006 and (d) June 2006. Colors are associated with each PIRATA-SWE buoy: 08°S-30°W (blue), 14°S-32°W (black) and 19°S-34°W (red).

We conclude this subsection with an evaluation of the temporal evolution of the mixed layer depth (MLD) for both the model runs and the observations. Following Sprintall and Tomczak (1992), we computed the MLD in terms of temperature and density steps (see the Appendix for details). Note that for these calculations, the number of available levels for the modeled temperature and salinity is 20 for the first 300 meters, *i.e.* two (five) times the temperature (salinity) number of levels of the PIRATA-SWE data for the same depth. Figure 5 shows the

simulated and observed temporal evolutions of the MLD from September 2005 to July 2007 according to the ROMS outputs (solid lines) and the *in-situ* PIRATA-SWE measurements (dashed lines). The ROMS-derived MLD vs. the PIRATA-SWE-derived MLD shows a similar pattern between the model and the observations with a few discrepancies that are more pronounced at the 8°S-30°W mooring site. The calculated cross-correlation coefficients between observed and modelled MLD signals are 0.65 (8°S-30°W), 0.45 (14°S-32°W) and 0.71 (19°S-34°W) (95% confidence level and 321 degrees of freedom). The cross-correlation coefficient is a measure of similarity between the signals. Quite good agreement is evident and the observed and simulated MLD curves have similar shapes, ranging from small values (~30-60 m) during the austral summer, to large values that reach up to 100 m at the end of the austral winter. Note that the PIRATA-SWE-derived MLD was not plotted at 19°S-34°W from 10 May to 11 November 2006 due to missing salinity observations in the upper level. Perhaps the largest difference for the MLD estimation between ROMS and *in-situ* data is noticed here at the 08°S-30°W site (Fig. 5a). Indeed, even if the seasonal evolutions are in phase, the simulated MLD is generally systematically shallower (from 0 to about 30 m) than the observational data. This feature is already visible in Figure 3, where the ROMS 26°C isotherm depth at 08°S-30°W is always significantly shallower. The systematic underestimation of the MLD at 08°S-30°W seems to be related to the difficulty on estimating observational MLD. The vertical measurements of salinity on the ATLAS moorings are presently limited to only four levels (1, 20, 40, and 120 m) within the upper layer (see Section 3). Another reason to this discrepancy can be related to the use of climatological heat flux to forcing surface layer. One way to investigate this last hypothesis is through a series of case studies to check the model's sensitivity to different forcings. These additional analyses are outside the scope of this preliminary ROMS evaluation.

## **TRANSPORT AND PATHWAYS IN THE SOUTHWESTERN TROPICAL ATLANTIC**

### **Meso-Scale Activity in the Southwestern Tropical Atlantic**

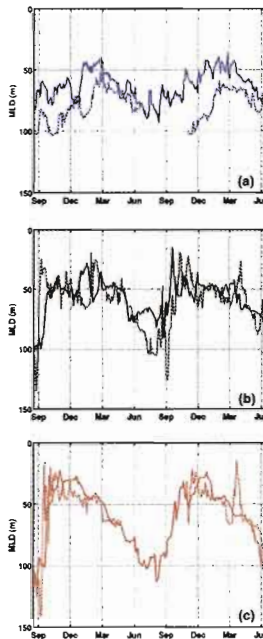
The averaged (2005-2007) simulated Sea Surface Height (SSH) and the derived surface Eddy Kinetic Energy (EKE) of the study area are presented in Figs. 6a-d. In these figures, the numerical results are compared to the AVISO Rio05 product for the same periods. Mean SSH was obtained from AVISO Rio05, combining hydrographic data, surface drifters velocities, altimetry and a geoid model (Rio and Hernandez, 2004). Simulated and measured surface Eddy Kinetic Energy (EKE) were calculated from SSH gradients with a similar temporal sampling.

The ROMS-simulated boundary systems (Figs. 6a and 6b, respectively) bear good resemblance to those of AVISO Rio05 data (Figs. 6c and 6d). The similarity of the isocontours as well as the eddy-induced structures along the BC is particularly strong. The highest values are greater than  $50 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ , found in cSEC and the NBUC/BC areas; this holds for both AVISO Rio05 and ROMS. In general, observations show stronger meso-scale activities in the southwestern tropical Atlantic boundary as compared to the ROMS simulation, but the geographic patterns are similar. It is possible to identify three common characteristic areas of high surface variability that are present in ROMS and AVISO Rio05 EKE charts: the near-shore BC patch south of  $16^\circ\text{S}$ , where meso-scale cyclonic structures are documented (Schmid et al., 1995; Campos, 2006), along the Brazilian edge north of Salvador, following the NBUC jet, and the zonal band close to the northernmost boundary of the integration domain ( $5\text{-}6^\circ\text{S}$ ), where the central branch of the SEC develops (Lumpkin and Garzoli, 2005). Concerning the coastal region, SSH (and consequently EKE) maps indicate that the NBUC/BC proper is not well represented in AVISO Rio05 dataset. This is probably associated with the partial inability of the

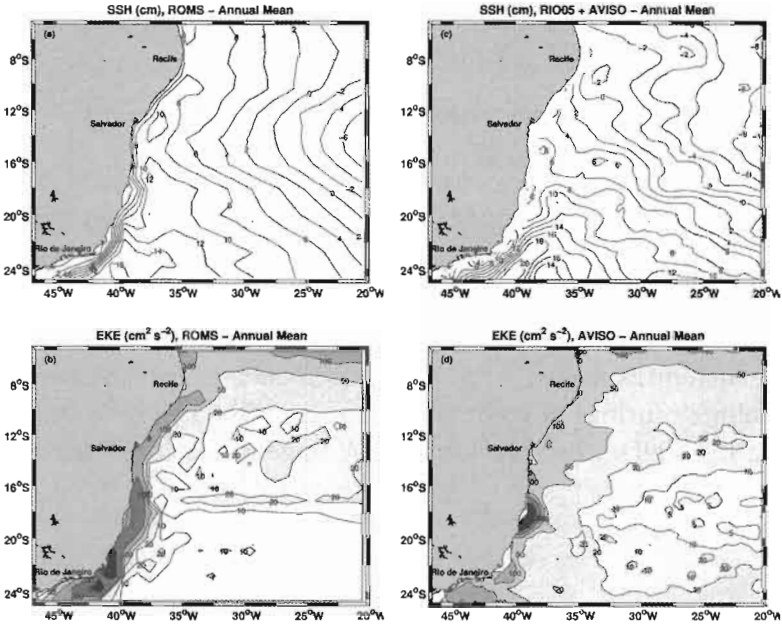
altimetry data to accurately capture part of the strong boundary current inertia near the coastline.

### Seasonal (2005-2007) variability of the sSEC/NBUC/BC system

The simulated volume transport in Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) of the sSEC/NBUC/BC system between the surface and 600 m is shown in Fig. 7a, b for the averaged period of MJJ and OND (2005-2007), respectively. The first characteristic of ocean circulation expressed in Fig. 7a, b is the inclination of the transport isolines during MJJ compared to the OND period. Indeed, during OND, when less intense SW trade winds are present, the



**Fig. 5** – Comparison of temporal evolution of the seasonal (2005-2007) mixed layer depth (MLD) at: (a)  $8^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{W}$ , (b)  $14^{\circ}\text{S}-32^{\circ}\text{W}$  and (c)  $19^{\circ}\text{S}-34^{\circ}\text{W}$ , provided by PIRATA-SWE in-situ observations (dashed line) with ROMS (solid line) for the period of September 2005 to July 2007.



**Figure 6** – Averaged (2005-2007) SSH and EKE comparisons between ROMS simulations and AVISO Rio05 data: (a) ROMS - SSH (cm), (b) ROMS - EKE ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$ ), (c) RIO05 + AVISO - SSH (cm) and (d) AVISO - EKE ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$ ).

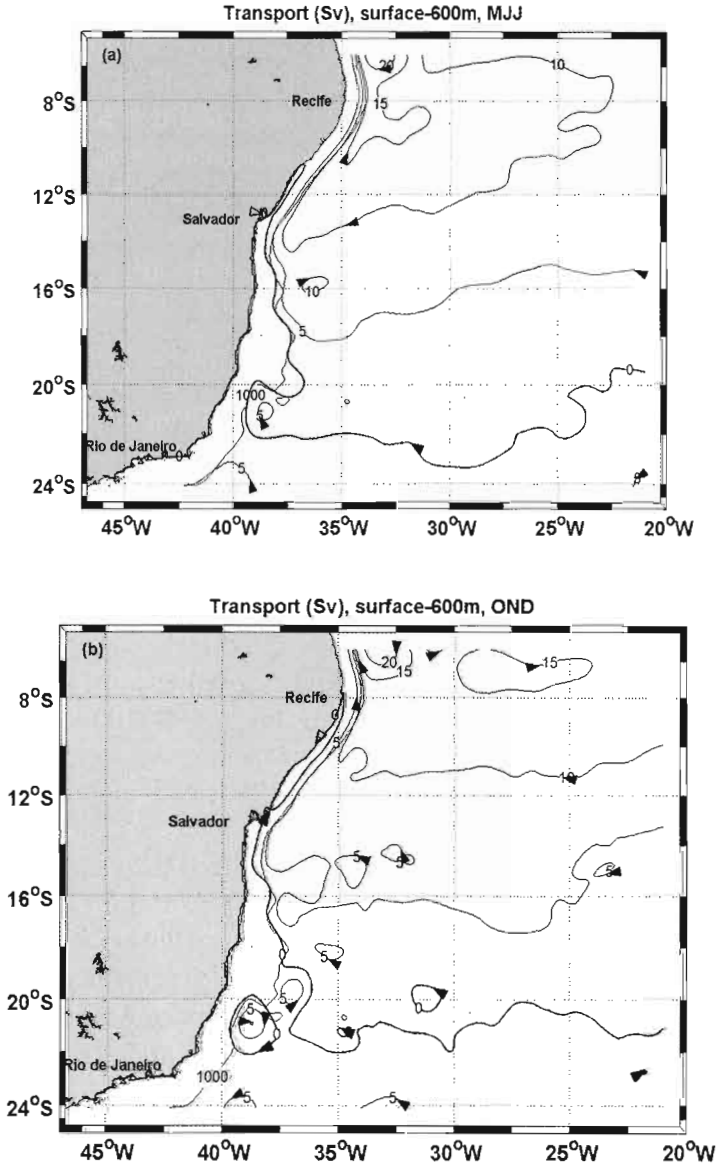
transport lines west of  $24^\circ\text{W}$  approach the continent at more or less constant latitudes. In this case, the southern branch of the SEC, which carries 5 Sv, reaches the coast at about  $16^\circ\text{S}$ , while the transport isoline of 10 Sv approaches the land near  $10^\circ\text{S}$ . Even during MJJ, characterized by more intense action of the SW trades, the transport isolines of 5 and 10 Sv are clearly tilted in relation to the parallels, approaching the edge of the continental shelf around  $18^\circ\text{S}$  and  $14^\circ\text{S}$ , respectively. Through these figures, we can also see a strengthening of the alongshore NBUC transport during the period in which the isolines reach the coast further south, with simultaneous weakening of the transport of BC to the south (MJJ, Fig. 8a). The inverse situation is observed in Fig. 7b (OND), when the bifurcation of sSEC

occurs further north. In this case, the NBUC is weakened and the BC is intensified (see also Fig. 11a-b).

Meridional current and transport estimates averaged for the period of September 2005 to July 2007 are presented here along zonal sections (0-1500 m) at 8°S, 14°S and 19°S, which correspond to the latitudes of the three PIRATA-SWE buoys (Fig. 8a-c). Three  $\sigma_t$  levels are selected according to the local dynamics. The is located at about 150 m, is the lower level of the water supplying the EUC (Schott et al., 1998). The third one ( $\sigma_t = 32.15 \text{ kg m}^{-3}$ ), which corresponds to ~1000 m, indicates the lower boundary of the upper warmer waters as well as the lower boundary of the Antarctic Intermediate Water (AAIW). Below a depth of 1100 m, we found the North Atlantic Deep Water (NADW) extending to about 4000 m. This is the layer where the Deep Western Boundary Current (DWBC) transports southward cold waters from the northern hemisphere.

The zonal mean sections in Figure 8a-c show a clear representation of the NBUC skirting the coastline from 100 to 1000 m, with a northward transport increasing from 6.7 Sv at 19°S to 20.3 Sv at 8°S. Along the latitude of 8°S, the core of the NBUC is located about 50 km from the coast, at approximately 50-to-600 m depth (Fig. 8a), and between 250-to-650 m depth at 14°S (Fig. 8b) and at 19°S (Fig. 8c). Still, in the first 1500 m, the presence of a mean southward flow east of the lower NBUC is observed from the model transects at 8°S and 14°S (*i.e.* 150 and 350 km from the coast, respectively), suggesting a continuous offshore recirculation branch at depths between 200-1400 m. The southward transports of 2.3 Sv at 8°S and 4.3 Sv at 14°S (Fig. 8a, b) were also found in the LADCP measurements and EOF analysis performed by Schott et al. (2005) and Schuckmann (2006), who found mean representative values of  $-5.2 \pm 4.9$  and  $-4.1 \pm 3.7$  Sv at 5°S (ship sections) and 11°S (ship sections + mooring array), respectively. There are three possible explanations for the origin of this flow. One could be the deflection of zonal currents.





**Figure 7** – Transport function (Sv) for the modeled seasonal averaged (three months, 2005-2007) currents integrated from 600 m to the sea surface for a) MJJ and b) OND. The 1000 m isobath is represented by a red line.

However, no evidence for a southward deflection has been reported in the literature for these currents, because the South Equatorial Undercurrent and the Southern Intermediate Countercurrent transports stay nearly constant between 35°W and 28°W (Schott et al., 2005). A second explanation for this southward flow located east of the NBUC is an inflow from the east as part of the deep cSEC, which gets deflected southward before reaching the Brazilian coast, and thus forms an offshore counterflow (hereinafter referred as CFLOW) to the deep NBUC. Furthermore, the flow could be explained by a retroflexion of the deep NBUC just a little bit north of the northeastern tip of Brazil to supply the southward offshore flow across 5°S, identified in the high resolution (1/12°) MICOM model simulation (Schott et al., 2005). In order to investigate these hypotheses, we plotted in Fig. 9 the annual averaged (2005-2007) meridional current (cm s<sup>-1</sup>) and transport (in Sv) obtained by ROMS for: (a) the along zonal section (0-1500 m) at 7°S, and (b) the depth range of 200-1000 m, where southward CFLOW is stronger (see Fig. 8a and b). Despite the proximity of the northern boundary of the integration domain (and as a consequence, of the influence of the numerically-imposed sponge layer condition between 5-6°S), our modeling results plead in favor of the second case mentioned above, i.e., that the offshore counterflow to the deep NBUC is fed by the southernmost limb of the deep cSEC.

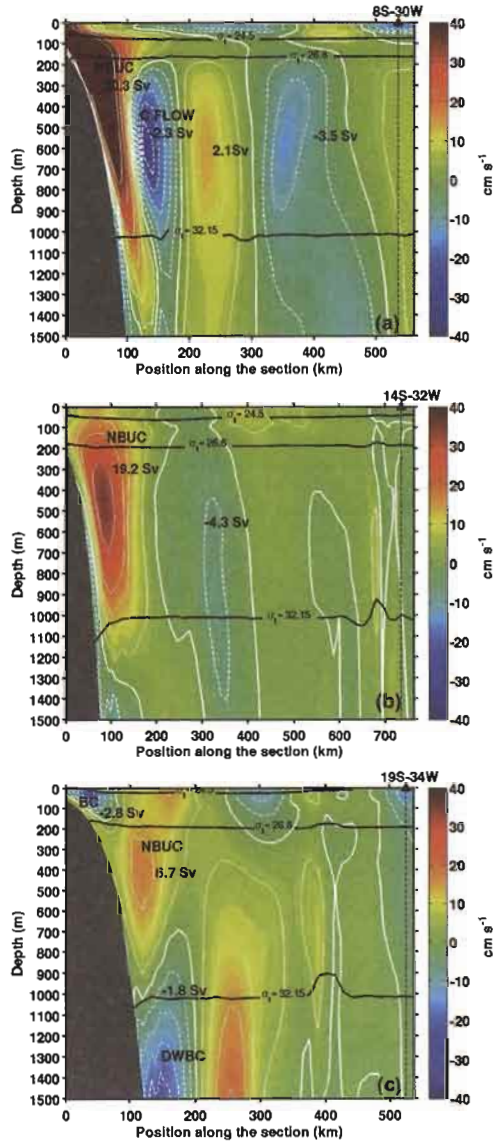
Further east of the CFLOW (-2.3 Sv) shown in Fig. 8a, we can distinguish two main current systems, one to the north with a corresponding transport of 2.1 Sv from 200 to 300 km away from the coast, and another to the south (-3.5 Sv) located between 300 and 500 km from the shoreline. These meridional offshore cores were also found by Schott et al. (2005) between the 9°S and 11°S transects.

The southward-flowing BC, confined to the shallow and near-shore part of the Brazilian continental slope, is especially recognizable at the 19°S section with a mean transport of -2.8

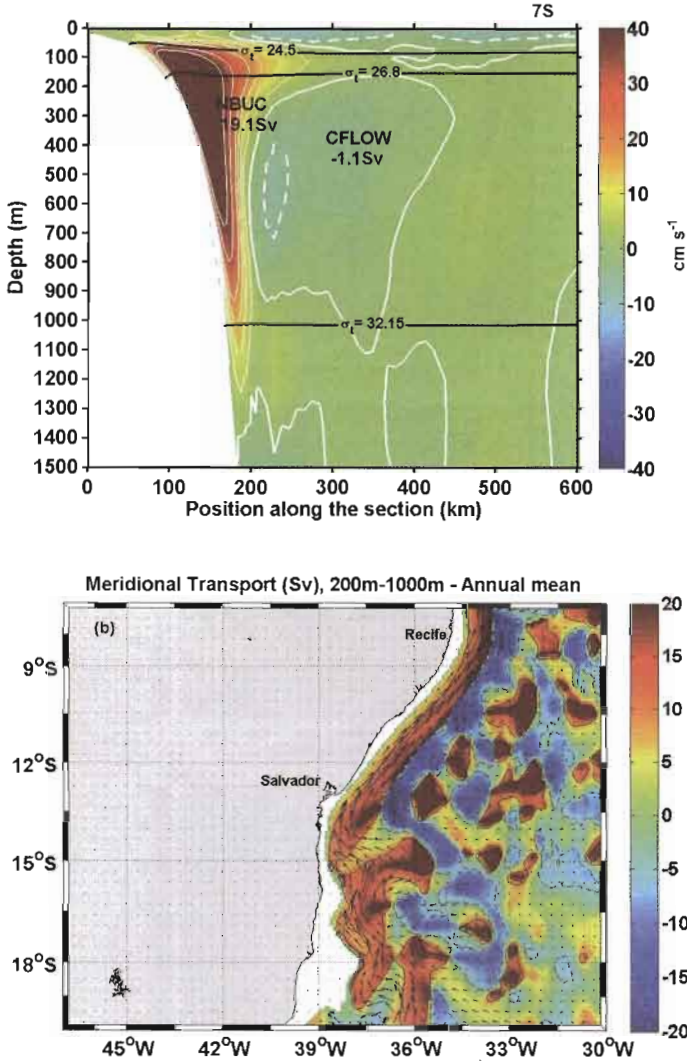
Sv and meridional velocities ranging between 10 to 20  $\text{cm s}^{-1}$  (Fig. 8c). Miranda and Castro (1981) identified the BC at  $19^\circ\text{S}$  as a surface narrow current ( $\sim 75$  km) limited to the upper 500 m. Evans et al. (1983) indicate that the BC remains confined and organized as a coherent flow above the continental shelf at  $20.5^\circ\text{S}$ . The World Ocean Circulation Experiment (WOCE) current-mooring measurements obtained at  $19^\circ\text{S}$  show a BC confined to the upper 200 m depth, with a mean southward velocity of approximately  $15 \text{ cm s}^{-1}$  (Müller et al., 1998). The mean cross-shore section at  $19^\circ\text{S}$  obtained here from the 2005-2007 simulations (Fig. 8c) confirms the presence of a southward BC tight flow (less than 100 km) limited to the top 200 m. At  $19^\circ\text{S}$  east of the NBUC flow (6.7 Sv), one can find the upper part of the DWBC transporting cold waters southward (1.8 Sv) above  $\sigma_t = 32.15 \text{ kg m}^{-3}$  (Fig. 8c).

In our simulation, the sSEC bifurcation reaches its southernmost position in MJJ and its northernmost in OND, which corresponds respectively to the months of July (southernmost) and November (northernmost) found in the climatological runs of Rodrigues et al. (2007). Furthermore, a time variation of the model outputs indicates (Fig. 10) that the NBUC system strengthens around May 2006 and May 2007, *i.e.* when the sSEC bifurcation reaches its southernmost position, while the BC transport is decreasing at that time until March 2006, when it is practically null. On the other hand, maximum southward BC transports are verified during January 2006 as well as in January 2007 and March 2007, just after the period when sSEC bifurcation reaches its lowest latitudes, with a minimum northward NBUC flow in December 2005 and October/December 2006 (Fig. 10).

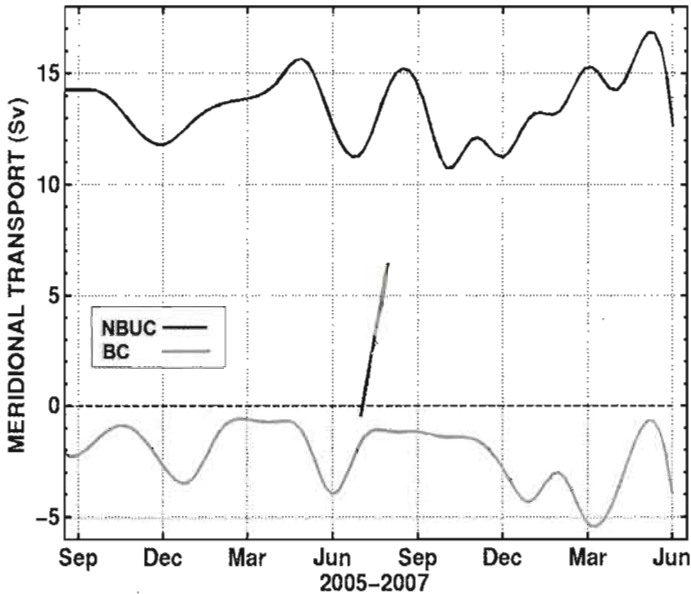
The depth dependence of the sSEC bifurcation latitude is abridged in Fig. 11a, b. In these figures, the sSEC bifurcation is represented by a white line, where the averaged (2005-2007) MJJ and OND meridional velocity (spatially averaged within a  $1^\circ$  longitude band off the Brazilian coast) is zero. The white areas in



**Figure 8** – Model simulation of meridional current and transport values averaged from September 2005 to July 2007 along zonal sections (0-1500 m) at: (a) 8°S, (b) 14°S and (c) 19°S. Positive (negative) values indicated by solid (dashed) lines correspond to northward (southward) currents.

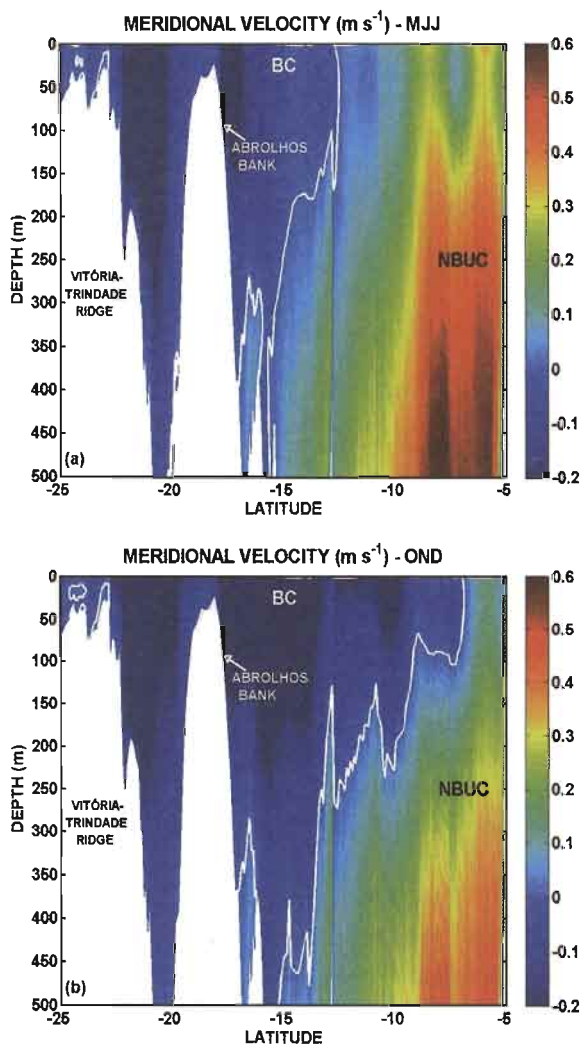


**Figure 9** – Annual averaged (2005-2007) meridional current ( $\text{cm s}^{-1}$ ) and transport (in Sv) obtained by ROMS for: (a) the along zonal section (0-1500 m) at 7°S. Positive (negative) values indicated by solid (dashed) lines correspond to northward (southward) currents, (b) the depth averaged range 200-1000 m, where CFLOW is stronger



**Figure 10** – Interannual variability of the North Brazil Undercurrent (NBUC) transport along 8°S (from the surface to 400 m), and Brazil Current (BC) transport along 19°S (from the surface to 400 m), obtained from ROMS simulations for the period of September 2005 to July 2007. Positive (negative) values indicated by the black (gray) line correspond to northward (southward) transports of NBUC (BC).

Fig. 11a-b represent the Vitória-Trindade Ridge and Abrolhos Bank. ROMS also agrees well with the numerical findings of Harper (2000), Malanotte-Rizzoli et al. (2000) and Rodrigues et al. (2007), indicating a poleward depth increase of the sSEC bifurcation along the Brazilian coastline. Averaged MJJ results in Fig. 11a show that the bifurcation varies from near the surface at 13°S to 500 m depth at the model boundary at 24°S. During this period, the NBUC is strengthened and the BC weakened. In contrast, the OND averaged results indicate that the bifurcation shifts southward from 8°S at the surface layers to 20°S at 500 m depth, when a weaker NBUC and stronger BC are observed (Fig. 11b).



**Figure 11** – Seasonal averaged (three months, 2005–2007) meridional velocity ( $m s^{-1}$ ) obtained from the ROMS simulation for a) MJJ and b) OND. The velocities are averaged within a  $1^\circ$  longitude band off of the Brazilian coast. The white line is the contour of zero velocity that represents the bifurcation of the sSEC. The white areas represent the Vitoria-Trindade Ridge and Abrolhos Bank.

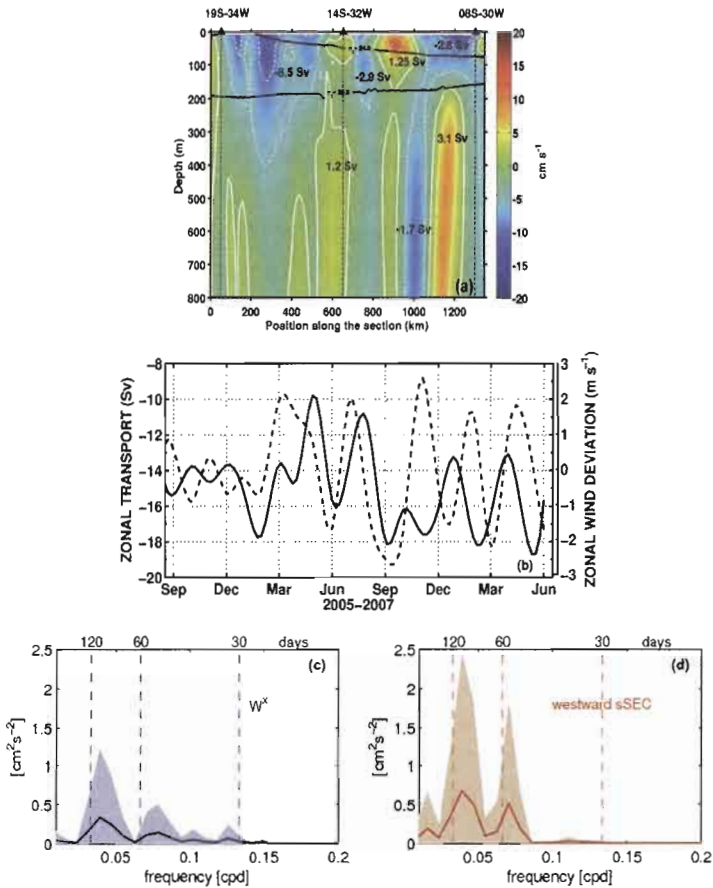
This southward deepening of sSEC bifurcation along the shoreline results in a similar poleward depth increase of the NBUC cores, as verified in the 8°S, 14°S and 19°S transects (Figs. 8a-c). These numerical results have been also detected in field measurements. Stramma and England (1999) and Rodrigues et al. (2007) showed from hydrographic data that the SEC bifurcation takes place at 14-16°S in a near-surface layer (top 100 m), then at 14-20°S in the layer between 100-500 m, and at 21-26°S in the AAIW (500-1200 m). Wienders et al. (2000) also used hydrographic data to indicate that the SEC bifurcation latitude is 14°S at the surface, 24°S in the 400-500 m layer and around 26°S-28°S in the AAIW. More recently, the annual mean dynamic height and geostrophic flow charts generated by Rodrigues et al. (2007) from CTD and bottle data (Curry, 1996) confirmed the poleward shift of the sSEC with increasing depth.

### **Coupling Westward SSEC and Wind Stress**

The zonal current and transport averaged from September 2005 to July 2007 along the PIRATA-SWE array (Fig. 1) indicate how the southern part of the SEC extends before reaching the western continental boundary (Fig. 12a). Indeed, we note a complex succession of more powerful westward systems. From south to north, we find two near-surface cores of -8.5 and -2.9 Sv, corresponding to the broad and relatively weak sSEC westward flow between 10°S and 19.5°S (Stramma, 1991; Stramma and Schott, 1999; Lumpkin and Garzoli, 2005). More to the north, in the vicinity of the northern PIRATA mooring, a third westward core of -2.8 Sv surfaces as the southernmost part of the cSEC (Lumpkin and Garzoli, 2005). ROMS results also point out a less powerful near-surface eastward core of 1.25 Sv located between sSEC and cSEC. Other subsurface narrow eastward circulations may reach the whole water column between 200 and 1200 m depth (not fully shown in Fig. 12a).



According to this ROMS simulation, the mean westward transport between  $8^{\circ}\text{S}$ - $30^{\circ}\text{W}$  and  $19^{\circ}\text{S}$ - $34^{\circ}\text{W}$ , corresponding to the sum of the sSEC and cSEC, is  $-14.9$  Sv for the upper 400 m, which agrees well with previous observations and numerical studies. For instance, the hydrographic data used by Stramma (1991) showed a westward SEC transport of about  $-20$  Sv along  $30^{\circ}\text{W}$  for the upper 500 m comprised between  $3^{\circ}\text{S}$  and  $19^{\circ}\text{S}$ . Furthermore, the recent climatological simulations of Rodrigues et al. (2007) indicate an annual mean westward SEC transport between  $6^{\circ}\text{S}$  and  $22^{\circ}\text{S}$  of  $-15$  Sv along the  $30^{\circ}\text{W}$  meridian and down to 400 m. These authors found maximum SEC transports during JFM of about  $-15.6$  Sv, and minimum flows of  $-14.0$  Sv during MJJ. September 2005 to July 2007 monthly-averaged westward transport (0-400 m depth) obtained from the ROMS simulation across the PIRATA-SWE moorings (Fig. 12b) shows large interannual and intraseasonal variability. The weakest westward transport ( $\sim 10$ - $11$  Sv) is noted in mid-2006, while the strongest westward SEC transport ( $\sim 18$ - $19$  Sv) occurs in February 2006, and three times from September 2006 to June 2007. The time evolution (Sep. 2005-Jun. 2007) of the QuickSCAT zonal wind speed anomalies over the model domain is also plotted in Figure 12b. One positive difference is weaker westward zonal winds than the mean, while negative deviation values indicate monthly zonal winds greater than the mean of zonal wind for the simulation period. Positive zonal wind anomalies are associated with a decrease in the upper transport of SEC, with time lags between zero and two months. These values occur in April 2006, July 2006, November 2006, February 2007 and April 2007 (Fig. 12b). Minimal SEC transports are observed in May 2006, August 2006, January 2007 and April 2007. On the other hand, the negative zonal wind anomalies in Fig. 12b (December and January 2006, August and September 2006, January 2007, March 2007), are followed by an increase in the SEC transport, which is observed in February 2006, September 2006, February 2007 and April 2007. In Fig. 12c-d the



**Figure 12** – (a) Mean annual volume transport averaged across the section along the PIRATA-SWE array between 8°S–30°W and 19°S–34°W. Positive (negative) values indicated by the solid (dashed) lines correspond to eastward (westward) currents. The two horizontal solid black lines indicate the 24.5 and 26.8 sigma-t values (in kg m<sup>-3</sup>), respectively. (b) Time evolution (Sep. 2005–June 2007) of the westward SEC transport (0–400 m depth) obtained from ROMS simulations along the PIRATA-SWE array (solid line), and the QuickSCAT zonal wind speed anomalies over the model domain (dashed line). The variance spectra for: (c) the zonal wind, and (d) westward sSEC transport. The confidence levels are indicated by shaded areas in both spectra.

zonal wind speed anomalies over the model domain are correlated with westward sSEC transport (0-400 m depth) obtained from the ROMS simulation across the PIRATA-SWE (Sep. 2005 to Jun. 2007). Since the interest here is in the seasonal signals, a 30-180 day band-pass filter was applied to both the atmospheric and the modeling data to be compared. For the cross-correlation field, the variance-preserving spectra are constructed for the area with higher cross-correlation. The confidence levels are indicated by shaded areas in both spectra. The spectral analysis points out the signal periodicity of both datasets. The calculated maximum cross-correlation between zonal wind and westward transport is 0.51. The spectral analyses show two dominant signals at approximately 90 and 50 day periods for both zonal wind speed and sSEC transport (Fig. 12c and d, respectively). In addition to seasonal effects, these ocean signals may also represent the westward propagation of Rossby waves, as evidenced in the mooring measurements and analyses of Schott et al. (2005) and Schuckmann (2006).

## **SUMMARY AND CONCLUSIONS**

The primary motivation of this study was to evaluate and validate a high-resolution regional oceanic model in the southwestern tropical Atlantic. Until now, that region has been less studied, although it is of real interest for the global ocean inter-hemispheric heat transport. In the shallow waters, for instance, this is the region of the divergence of the SEC, which feeds many northward and southward currents along the western boundary. This is also a region of complex links between the climatic variability of SST, the heat content of the upper layers, atmospheric convective systems and precipitation on the adjacent continent, especially over northeastern Brazil.

Using the ROMS ocean model, we were particularly interested in evaluating the capacity of this model to reproduce instantaneous meso-scales oceanic dynamics. This first analysis

focuses on intraseasonal and interannual conditions for the 2005-2007 period. After checking that ROMS makes it possible to correctly capture the meso-scale phenomena illustrated by instant SST patterns, numerical temperature values issued from a ROMS simulation were compared to vertical profiles obtained for the first two years of available data from the recently deployed PIRATA-SWE buoys. Comparisons between simulated temperature and *in-situ* temperature data agree well for the first 500 m ocean layer.

The first outputs of ROMS confirm the extreme complexity of the oceanic circulation in this area. This is obviously the case along the western continental boundary, where many alongshore currents coexist and can interact. Simulated Sea Surface elevation (SSH) and the derived surface Eddy Kinetic Energy (EKE) show good resemblance to AVISO Rio05 data, with the highest values (greater than  $50 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ ) found in cSEC and the NBUC/BC areas.

The interannual numerical results indicate a close relationship between SEC and the western boundary currents flowing along the Brazilian edge. When the sSEC bifurcation reaches its southernmost position (MJJ), the northward NBUC transport is stronger (May 2006, May 2007) and the BC transport decreases. Otherwise, maximum southward BC flows are verified during January 2006 and January/March 2007, with minimum northward NBUC flows in December 2005 and October/December 2006, during the period when the sSEC bifurcation reaches its lowest latitudes (OND).

Along the section delineated by the PIRATA-SWE moorings, we highlighted the existence of three strong near-surface westward currents alternating with two weak eastward currents on a yearly average. Although the annual net mass transport across this PIRATA track is usually westward (14.9 Sv for the upper 400 m), this indicates that geostrophic computations using only the density profiles measured by the three PIRATA-SWE sites are

somewhat misfit. This situation is worsened because the vertical measurements of salinity on the ATLAS moorings are presently limited to only four levels within the 0-120 m upper layer. This implies that for a continuous observation of the ocean dynamics in this area, it will be necessary to not only upgrade the vertical sampling of the PIRATA-SWE network, but also to implement other adapted systems.

The evaluation of this high-resolution regional ocean simulation shows the capability of the model in reproducing the known ocean dynamics in the region and their variability. We note that this has been achieved for a relatively long period and as a free run (*i.e.* without the need to artificially restore the model solution towards observations). Hence, we can now analyze this model solution in order to rigorously diagnose the dynamical balances and eddy dynamics.

In the future, this model could be improved by using a higher resolution to resolve smaller scales, by using improved turbulence closure schemes, or by using better surface forcing or lateral boundary conditions. Using the nesting capability of ROMS (Penven et al., 2006), we can now resolve explicitly the fast propagating signals across the whole Tropical Atlantic while addressing the coastal response in the southwestern region. This model evaluation is a necessary step before coupling it to ecosystem (Kone et al., 2005), sediment (Blaas et al., 2007) and fishery (Lett et al., 2008) models, depending on the application needs.

For the regional climate of Northeast Brazil, this model could be fully dynamically coupled to a regional atmospheric model (Marchesiello et al., 2008). It could also be run in real-time to provide a decision-making tool for policy makers (Marchesiello et al., 2008).

## **ACKNOWLEDGEMENTS**

This work is part of the CNPq-IRD Project “Climate of the Tropical Atlantic and Impacts on the Northeast” (CATIN),

CNPq Process 492690/2004-9. M. Silva wishes to thank CAPES/BRAZIL (Coordination for the Improvement of Higher Education Staff) for scholarship support. C. Lentini also wishes to thank CNPQ (grant 478398/2006-9) for its financial support.

## REFERENCES

- Arhan, M., Mercier, H., Bourlès, B., Gouriou, Y., 1998. Hydrographic sections across the Atlantic at 7°30N and 4°30S. *Deep Sea Research I* 45, 829-872.
- Blaas, M., Dong, C. M., Marchesiello, P., McWilliams, J. C., Stolzenbach, K. D., 2007. Sediment-transport modeling on Southern Californian shelves: A ROMS case study. *Continental Shelf Research* 27, 832-853.
- Blanck, H.F., 1999. Using TOPEX Satellite El-Niño altimetry data to introduce thermal expansion and heat capacity concepts in chemistry courses. *Journal of Chemical Education* 76, 1635-1646. 14
- Bourlès, B., Molinari, R. L., Johns, E., Wilson, W. D., Leaman, K. D., 1999a. Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989-1991). *Journal of Geophysical Research* 104(C1), 1361-1375.
- Bourlès, B., Gouriou, Y., Chuchla, R., 1999b: On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research* 104, 21151-21170.
- Bourlès B., Lumpkin, R., McPhaden, M. J., Hernandez, F., Nobre, P., Campos, E., Yu, L., Planton, S., Busalacchi, A. J., Moura, A. D., Servain, J., Trotte, J., 2008: The PIRATA Program: History, Accomplishments, and Future Directions. *Bulletin of the American Meteorological Society* 89(8), 1111-1125.
- Brainerd, K. E., Gregg, M. C., 1995. Surface mixed and mixed layer depths. *Deep-Sea Research I* 42, 1521-1543.
- Campos, E. J. D., 2006. The equatorward translation of the Victoria eddy in a numerical simulation. *Geophysical Research*

- Letters 33, L22607, doi:10.1029/2006GL026997.
- da Silva, A. M., Young, C. C., Levitus, S., 1994. Atlas of surface marine data 1994, Vol. 1, algorithms and procedures, NOAA Atlas NESDIS 6. U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS, USA, 74 p.
- De Almeida, R. A. Nobre, F., P., Haarsma, R. J., Campos, E. J. D., 2007. Negative ocean-atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone, *Geophysical Research Letters*, 34, L18809, doi:10.1029/2007GL030401.
- Evans, D. L., Signorini, S. R., Miranda, L. B., 1983. A note on the transport of the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography* 13, 1732-1738.
- Ganachaud, A., 2003. Large-scale mass transport, water mass formation, and diffusivities estimated from World Ocean Circulation Experiment (WOCE) hydrographic data. *Journal of Geophysical Research* 108, L3213, doi:10.1029/2002JC001565.
- Garzoli, S. L., Garrafo, Z., 1989. Transports, frontal motions and eddies at the Brazil-Malvinas currents confluence. *Deep Sea Research* 36, 681-703.
- GODAE High Resolution Sea Surface Temperature Pilot Project - GHRSS-PP, 2007. <http://www.ghrsst-pp.org/>, on line dataset, 04 June 2007.
- Goes, M., Molinari, R., Silveira, I., Wainer, I., 2005. Retroflections of the North Brazil Current during February 2002. *Deep Sea Research I* 52, 647-667.
- Gordon, A. L., Greengrove, C. L., 1986. Geostrophic circulation of the Brazil-Falklands confluence. *Deep Sea Research I* 33, 573-585.
- Haidvogel, D. B., Arango, H. G., Hedström, K., Beckmann, A., Malanotte-Rizzoli, P., Shchepetkin, A. F., 2000. Model evaluation experiments in the North Atlantic basin: simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *Dynamics Atmosphere and Oceans* 32, 239-281.
- Hayes, S. P., L. J. Mangum, J. Picaut, A. Sumi, Takeuchi, K., 1991. TOGA-TAO: A moored array for real-time measurements in

- the tropical Pacific Ocean. *Bulletin of the American Meteorological Society* 72, 339-347.
- Huang, B., Carton, J. A., Shukla, J., 1995. A numerical simulation of the variability in the tropical Atlantic Ocean, 1980-88. *Journal of Physical Oceanography* 25, 835-854.
- Jochum, M., Malanotte-Rizzoli, P., Busalacchi, A., 2004. Tropical instability waves in the Atlantic ocean. *Ocean Modelling* 7, 145-163.
- Koné, V., Machu, E., Penven, P., Andersen, V., Garçon, V., Fréon, P., Demarcq, H., 2005. Modeling the primary and secondary productions of the southern Benguela upwelling system: A comparative study through two biogeochemical models. *Global Biogeochemical Cycles* 19, GB4021, doi:10.1029/2004GB002427.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., Doney, S. C, 1994. Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parametrization. *Reviews in Geophysics* 32, 363-403.
- Lett, C., Verley, P., Mullon, C., Parada, C., Brochier, T., Penven, P., Blanke, B., 2008. A Lagrangian tool for modelling ichthyoplankton dynamics. *Environmental Modelling & Software* 23, 1210-1214.
- Liu, W. T., 2002. Progress in scatterometer applications. *Journal of Oceanography* 58, 121-136.
- Lutjeharms, J. R. E., Penven, P., Roy, C., 2003. Modelling the shear edge eddies of the southern Agulhas Current. *Continental Shelf Research* 23, 1099-1115.
- Lumpkin, R., Speer, K., 2003. Large-scale vertical and horizontal circulation in the North Atlantic ocean. *Journal of Physical Oceanography* 33, 1902-1920.
- Lumpkin, R., Garzoli, S. L., 2005. Near-surface circulation in the tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Research* 52, 495-518.
- McCready, P., Geyer, G. R., 2001. Estuarine salt flux through an isohaline surface. *Journal of Geophysical Research* 106, 11629-11637.
- Malanotte-Rizzoli, P., Hedström, K., Arango, H. G., Haidvogel, D. B., 2000. Water mass pathways between the subtropical and



- tropical ocean in a climatological simulation of the North Atlantic. *Dynamics of Atmosphere and Oceans* 32, 331-371.
- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., Shchepetin, A., 2001. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling* 3, 1-20.
- Marchesiello, P., Lefevre, J., Penven, P., Lemarie, F., Debreu, L., Douillet, P., Vega, A., Derex, P., Echevin, V., Dewitte, B., 2008. Keys to affordable regional marine forecast systems. *La lettre trimestrielle Mercator Ocean* 30, 38-48.
- Miller, J.R., 1976. The salinity effect on a mixed layer ocean model. *Journal of Physical Oceanography* 6, 29-35.
- Miranda, L. B., Castro, B. M., 1981. Geostrophic flow conditions of the Brazil Current at 19°S. *Ciência Interamericana* 22, 44-48.
- Moura, A., Shukla, J., 1981. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil : Observations, theory, and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of Atmospheric Science* 38, 2653-2675.
- Müller, T. J., Ikeda, Y., Zangenberg, N., Nonato, L. V., 1998. Direct measurements of the western boundary currents between 20°S-28°S. *Journal of Geophysical Research* 103, 529-543.
- Nobre, P., Campos, E., Polito, P. S., Sato, O. T., Lorenzetti, J. A., 2005. Brazilian proposal for a PIRATA-SW Extension. Scientific Rationale. 44 pp.
- OGCM-ECCO - Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, 2007. <http://ecco.jpl.nasa.gov/>, on line dataset, 12 September 2007.
- Ohlmann, J.C., Siegel, D.A., Gautier, C., 1996. Ocean mixed layer depth heating and solar penetration: A global analysis. *Journal of Climate* 9, 2265-2280.
- Olson, D. B., Podesta, G. P., Evans, R. H., Brown, O. B., 1988. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents. *Deep Sea Research I* 35, 1971-1990.
- Penven, P., Roy, C., Colin de Verdière, A., Largier, J., 2000. Simulation and quantification of a coastal jet retention process using a barotropic model. *Oceanological Acta* 23, 615-634.

- Penven, P., Roy, C., Lutjeharms, J. R. E., Colin de Verdière, A., Johnson, A., Shillington, F., Fréon, P., Brundrit, G., 2001a. A regional hydrodynamic model of the Southern Benguala. *South African Journal of Science* 97, 472-476.
- Penven, P., Lutjeharms, J. R. E., Marchesiello, P., Roy, C., Weeks, S. J., 2001b. Generation of cyclonic eddies by the Agulhas Current in the lee of the Agulhas Bank. *Geophysical Research Letters* 27, 1055-1058.
- Penven, P., Debreu, L., Marchesiello, P., McWilliams, J. C., 2006. Application of the ROMS embedding procedure for the Central California Upwelling System. *Ocean Modelling* 12, 157-187.
- Penven P., Marchesiello P., Debreu L., Lefevre J., 2008. Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations. *Environmental Modelling and Software* 23(5), 660-662.
- Peterson R. G., Stramma, L., 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic ocean. *Progress in Oceanography* 26, 1-73.
- Polito, P. S., Cornillon, P., 1997. Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/POSEIDON, *Journal of Geophysical Research* 102(C2), 3215-3235.
- Proehl, J., 1996. Linear instability of equatorial zonal flows. *Journal of Physical Oceanography* 26, 601-621.
- Rao, V. B., de Lima, M. C., Franchito, S. H., 1993. Seasonal and inter-annual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil. *Journal of Climate* 6, 1754-1763.
- Rio, M.-H., Hernandez, F. 2004. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *Journal of Geophysical Research* 109, C12032, doi:10.1029/2003JC002226.
- Rodrigues, R. R., Rothstein, L. M., Wimbush, M., 2007. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic ocean: A numerical study. *Journal of Physical Oceanography* 37, 16-37.
- Schmid, C., Schafer, H., Podesta, G., Zenk, W., 1995. The Victoria eddy and its relation to the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography* 25, 2532-2546.

- Schott, F. A., Stramma, L., Fischer, J., 1995. The warm water inflow into the western tropical Atlantic boundary regime, spring 1994, *Journal of Geophysical Research* 100(C12), 24745–24760.
- Schott, F. A., Fischer, J., Stramma, L., 1998. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *Journal of Physical Oceanography* 28, 1904–1928.
- Schott, F. A., Brandt, P., Hamann, M., Fischer, J., Stramma, L., 2002. On the boundary flow off Brazil at 5–10°S and its connection to the interior tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research* 29, doi: 10.1029/2002GL014786.
- Schott, F. A., Dengler, M., Zantopp, R., Stramma, L., Fischer, J., Brandt, P., 2005. The shallow and deep western boundary circulation of the South Atlantic at 5° – 11° S. *Journal of Physical Oceanography* 35, 2031–2053.
- Schuckmann, K., 2006. Intraseasonal variability in the southwestern and central tropical Atlantic ocean. PhD Thesis *Christian-Albrechts-Universität, Kiel, Germany*, 148 p.
- Servain J., Busalacchi, A., Moura, A., McPhaden, A., Reverdin, G., Vianna, M., Zebiak, S., 1998. A Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA). *Bulletin of the American Meteorological Society* 79, 2019–2031.
- Shchepetkin, A. F., McWilliams, J. C., 1998. Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation. *Monthly Weather Review* 126, 1541–1580.
- Shchepetkin, A. F., McWilliams, J. C., 2005, The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, *Ocean Modelling* 9, 347–404.
- She, J., Klinck, J. M., 2000. Flow near submarine canyons driven by constant wind. *Journal of Geophysical Research* 105, 28671–28694.
- Silveira, I. C. A., Miranda, L. B., Brown, W. S., 1994. On the origins of the North Brazil Current. *Journal of Geophysical Research* 99, 22501–22512.

- Smith, W. H. F., Sandwell, D. T., 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277, 1957-1962.
- Spall, M.A., 1991. A diagnostic study of wind- and buoyancy-driven north Atlantic circulation. *Journal of Geophysical Research* 96, 18509-18518.
- Sprintall, J., Tomczak, M., 1990. Salinity considerations in the oceanic surface mixed layer. Ocean Sciences Institute Rep. 36, University of Sidney, 170 pp.
- Sprintall, J., Tomczak, M., 1992. Evidences of the barrier layer in the surface layer of the tropics. *Journal of Geophysical Research* 97, 7305-7316.
- Stramma, L., Peterson, R. G., 1990. The South Atlantic Current. *Journal of Physical Oceanography* 20, 846-859.
- Stramma, L., 1991. Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. *Journal of Marine Research* 49, 281-284.
- Stramma, L., Fischer, J. and Reppin, J., 1995. The North Brazil Undercurrent. *Deep Sea Research* I 42, 773-395.
- Stramma, L., England, M., 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 104, 20863-20883.
- Stramma, L., Schott, F., 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Research* 46B, 279-303.
- Stramma, L., Fischer, J., Brandt, P., Schott, F., 2003. Circulation, variability and near-equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic. In: *Interhemispheric Water Exchanges in the Atlantic Ocean*, G. J. Goni and P. Malanotte-Rizzoli, editors, Elsevier. B.V., pp 1-22.
- Stramma, L., Rhein, M., Brandt, P., Dengler, M., Böning, C., Walter, M., 2005. Upper ocean circulation in the western tropical Atlantic in boreal fall 2000. *Deep Sea Research* 52, 221-240.
- Talley, L. D., 2003. Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget. *Journal of Physical Oceanography* 33, 530-560.

Wienders, N., Arhan, M., Mercier, H., 2000. Circulation at the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Journal of Marine Research* 58, 1007-1039.

## APPENDIX

Most criteria used to determine the MLD in the ocean require that the deviation of the temperature  $T$  (or density,  $\sigma_t$ ) from its surface value be smaller than a certain fixed value (Sprintall and Tomczak, 1990; Brainerd and Gregg, 1995). The MLD is estimated as the depth at which density is equal to the sea surface value plus an increment  $\Delta\sigma_t$  equivalent to a desired net decrease in temperature. For instance, Miller (1976) and Spall (1991) use  $\Delta\sigma_t = 0.125 \sigma_t(0)$  to determine the mixed layer depth, while Sprintall and Tomczak (1992) and Ohlmann et al. (1996) adopt  $\Delta\sigma_t = 0.5^\circ\text{C}(\partial\sigma_t/\partial T)$ , where  $\partial\sigma_t/\partial T$  is the coefficient of thermal expansion. Following Sprintall and Tomczak (1992), we evaluate the MLD in terms of temperature and density steps ( $\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$  and  $\Delta\sigma_t = 0.5^\circ\text{C}(\partial\sigma_t/\partial T)$ ) from the SST and density ( $T(0)$  and  $\sigma_t(0)$ ) obtained from the PIRATA and ROMS profiles:

$$\text{MLD} = z \left( \sigma_t = \sigma_t(0) + \frac{\partial\sigma_t}{\partial T} \Delta T \right) \quad (\text{A.1})$$

where  $\partial\sigma_t/\partial T$  is calculated as a function of the surface temperature and salinity

# Salinity-Induced Mixed and Barrier Layers in the Southwestern Tropical Atlantic Ocean off the Northeast of Brazil

M. Araújo<sup>1</sup>, C. Limongi<sup>1</sup>, J. Servain<sup>2</sup>, M. Silva<sup>1</sup> and C.A.D. Lentini<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife-PE, Brazil.

<sup>2</sup> Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR-182, Paris, France. Visiting Scientist at Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), Fortaleza, CE, Brazil..

<sup>3</sup> Departamento de Física da Terra e do Meio Ambiente, Universidade Federal da Bahia, Salvador-BA, Brazil.

\* GOAT - Grupo de Oceanografia Tropical – <http://www.goat.fis.ufba.br>  
# Corresponding to: M. Araújo ([moa@ufpe.br](mailto:moa@ufpe.br))

## ABSTRACT

High resolution hydrographic observations of temperature and salinity were used to analyze the formation and distribution of isothermal ( $Z_T$ ), mixed ( $Z_M$ ) and barrier (BL) layers in a section of the southwestern Atlantic ( $0^\circ30'N$ - $14^\circ00'S$ ;  $31^\circ24'$ - $41^\circ48'W$ ), adjacent to the Northeastern Brazilian coast. Analyzed data consisted of 279 CTD casts acquired during two cruises under the Brazilian REVIZEE Program, one in late austral winter (Ago-Oct/95) and another in austral summer (Jan-Apr/97). Results indicated that the intrusion of subtropical Salinity Maximum Waters (SMW) brought by the South Equatorial Current (SEC) from the subtropical region into the western tropical Atlantic boundary is the major process contributing to the seasonal BL formation. During late austral winter, BL 5-90 m thick (median=15m) was observed, but BL thickness  $>30m$  was restricted to latitudes higher than  $8^\circ S$  as a result of a combination of deep isothermal layers ( $Z_T \geq 90m$ ) and shallow mixed layers, where the latter was created by the

intrusion of salty waters between 8–12.3°S. During austral summer, shallow isothermal and mixed layers prevailed and the BL formation was clearly driven by establishing a salt-induced pycnocline inside an isothermal layer. Observed BLT was less variable (5–70m) and thicker (median=35 m).  $BLT \geq 30m$  was observed not only in the southernmost part of the study area, as verified during late winter, but in the latitude range 2°S–14°S, where near surface salty waters were transported westward by the SEC flow.

## **INTRODUCTION**

The southwestern tropical Atlantic Ocean is an area of prime importance to global climate change where oceanic signals from intra-seasonal to decadal scales must pass through (Dengler et al., 2004; Schott et al., 2005). Moreover, this region is subjected to cyclonic and anticyclonic gyres strongly controlled by surface winds (Stramma and Schott, 1999; Lumpkin and Garzoli, 2005). These gyres drive the divergence of the southern pathway of the South Equatorial Current (sSEC) (Rodrigues et al., 2007) that is partially at the birth site of several current systems that flows along the Brazilian coastline. The northern branch of the sSEC termination flows northward forming the North Brazilian Current-North Brazilian Under Current (NBC/NBUC) system. This powerful western boundary current contributes by feeding of the northward Guyana Current (Bourlès et al., 1999; Stramma et al., 2005) and the eastward North Equatorial Counter Current (NECC), as well as its associated complex retroflexion system (Goes et al., 2005) and the eastward Equatorial Under Current (EUC). It is believed that NBC accounts for approximately one-third of the net warm-water flow transported across the equatorial tropical gyre boundary into the North Atlantic, compensating for the southward export of North Atlantic Deep Water (NADW) (Dengler et al., 2004; Schott et al., 2005). The southern branch of sSEC forms the Brazil Current (BC) that

flows poleward along the Brazilian coast.

Offshore, the upper ocean density stratification is primarily controlled by temperature variations in the thermocline region. However, there is some evidence that salinity variations can regulate the mixed layer depth (e.g., Sprintall and Tomczak, 1992). This is the case for the western equatorial Pacific where salinity controls the surface stratification, which defines the base of the mixed layer (e.g., Delcroix and McPhaden, 2002).

The occurrence of isohaline layer shallower than the isothermal layer in the tropical ocean has been studied since the Meteor research cruises in 1936 (Defant, 1961). The barrier layer (BL), which is a layer between the halocline and the thermocline (Lukas and Lindström, 1991), may isolate the upper isohaline layer from the cold thermocline waters, affecting the ocean heat budget and its exchanges with the atmosphere (Swenson and Hansen, 1999; Pailler et al., 1999). When BL occurs, the energy transferred from the atmosphere to the ocean by the wind and the buoyancy forcing may be trapped into the upper mixed layer limited by the salinity stratification, which is thinner and theoretically more reactive than the one defined by the temperature mixed layer (Vialard and Delecluse, 1998; Montégut et al., 2007).

A number of studies on BL and related physical mechanisms have focused in the western equatorial Pacific. According to the theory, heavy precipitation in the western portion of an ocean basin was initially taken as the main mechanism accounting for BL formation (e.g., Sprintall and Tomczak, 1992; Ando and McPhaden, 1997). Recent works show that the thick climatologically important BL in the western Pacific is due to the eastward fresh jets flowing over subducted salty waters (Vialard and Delecluse, 1998). Cronin and McPhaden (2002) analyzed BL responses to westerly wind gusts over the tropical Atmosphere Ocean (TAO) array in the equatorial Pacific and discussed the main mechanisms by which BL may form and spread. General



charts of the seasonal variability of BL thickness in tropical oceans were obtained using Levitus climatological data (Levitus, 1982) to determine the extent of the influence of salinity in the depth of the mixed layer (Sprintall and Tomczak, 1992).

Montégut et al. (2007) and Mignot et al. (2007) used instantaneous T/S profiles, including Argo data, to construct global ocean climatology of monthly mean properties of the BL phenomenon. These charts suggest that subduction of subtropical salty surface waters toward the equator during winter and their advection by the equatorial current system might be the mechanism that forms the BL in the western tropical Atlantic. This hypothesis is partially supported by the presence of subsurface Salinity Maximum Waters (SMW) along the western Atlantic boundary (Pailler et al, 1999; Stramma et al., 2005; Silva et al., 2005). These authors argued that this salty water, which is formed in the South Atlantic subtropical gyre, is entrained into the region within the NBUC that flows northwestward along the Brazilian continental slope.

The presence and the formation of salinity-induced barrier layers at the southwestern boundary of the tropical Atlantic is investigated here based on the analysis of 279 high resolution CTD vertical profiles obtained under the Brazilian REVIZEE Program. Although differences between the isohaline and isothermal depths have been reported in the literature for other western equatorial ocean basins (e.g., Sprintall and Tomczak, 1992; Delcroix and McPhaden, 2002), little has been done to identify the existence of barrier layers in the western tropical Atlantic where this discrepancy may also exist. Therefore, the aim of this paper is to map the large-scale distribution of these differences in the southwestern tropical Atlantic off the Northeast of Brazil. In this way, this paper is outlined as follows. Data and methods are delineated in Section 2 where the area of study is presented and the criteria used for determining the isothermal, mixed and barrier layers are described. Results are

presented in Section 3 followed by summary and conclusions in Section 4.

## DATA AND METHODOLOGY

### Study Area and Data Collection

The area of study comprised a section of the western tropical Atlantic ( $0^{\circ}30'N$ - $14^{\circ}00'S$ ;  $31^{\circ}24'$ - $41^{\circ}48'W$ ), adjacent to the Brazilian NE coast (Figure 1a). Hydrographic data were collected onboard the R/V Antares under the REVIZEE Program (Brazilian Program for Assessing the Sustainable Potential of the Live Resources of the Exclusive Economic Zone). The dataset for this work comprised 279 continuous CTD casts, 146 obtained during the late austral winter, (2 Aug. 1995-26 Oct. 1995) and the 133 during the austral summer (20 Jan. 1997-17 Apr. 1997).

### Criteria for Determining Isothermal, Mixed and Barrier Layers

The criteria used for determining isothermal and mixed layers in the ocean requires the deviation of temperature  $T$  (or density,  $\sigma_t$ ) from its surface value to be smaller than a certain fixed value  $T$  value (or density) (Brainerd and Gregg, 1995). Normally considered surface values for evaluating  $Z_T$  varies from  $0.5^{\circ}C$  (Monterrey and Levitus, 1997) to  $0.8^{\circ}C$  (Kara et al., 2000) depending on the used criteria.  $Z_M$  is estimated as the depth where density is equal to its sea surface value plus an increment  $\Delta\sigma_t$ , equivalent to a desired net decrease in temperature. Spall (1991), e.g., uses  $\Delta\sigma_t = 0.125\sigma_t(0)$  for determining the mixed layer depth, while Sprintall and Tomczak (1992) and Ohlmann et al. (1996) adopt  $\Delta\sigma_t = 0.5^{\circ}C(\partial\sigma_t/\partial T)$ , where  $\partial\sigma_t/\partial T$  is the coefficient of thermal expansion.

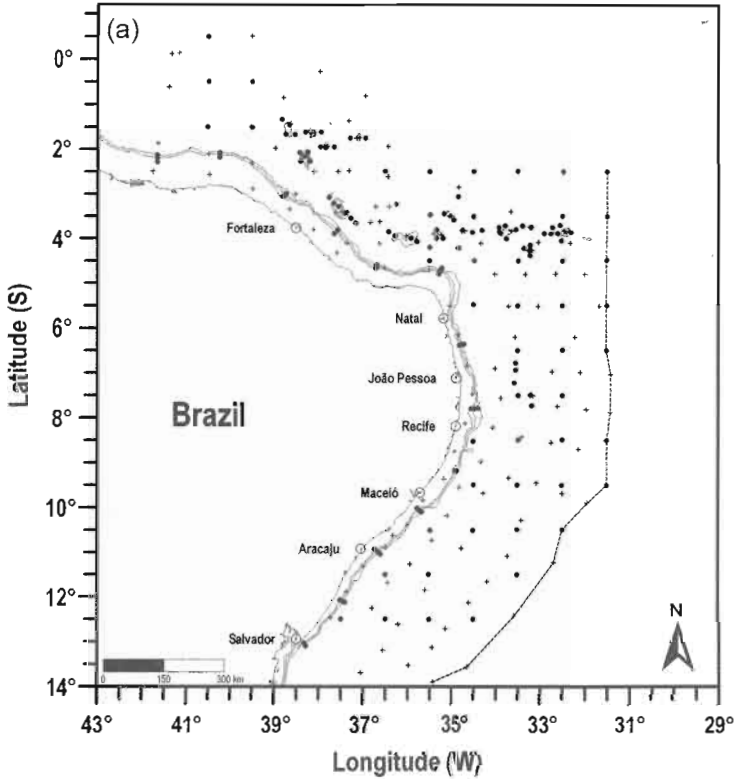
The criteria used here is the same defined by Sprintall and

Tomczak (1992), where the isothermal and mixed layer depths ( $Z_T$  and  $Z_M$ ) are evaluated in terms of temperature and density steps -  $\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$  and  $\Delta\sigma_t = 0.5^\circ\text{C}(\partial\sigma_t/\partial T)$  - from the sea surface temperature and density ( $T(0)$  and  $\sigma_t(0)$ ) obtained from CTD vertical profiles:

$$Z_T = z(T = T(0) - \Delta T) \quad Z_M = z\left(\sigma_t = \sigma_t(0) + \frac{\partial\sigma_t}{\partial T}\Delta T\right) \quad (1)$$

where  $\partial\sigma_t/\partial T$  was calculated as a function of the surface temperature and salinity (Blanck, 1999). Since the SBE911plus CTD has two thermometers with an accuracy of about  $0.001^\circ\text{C}$ , the error in computing  $Z_T$  for a  $\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$  is around 0.2% for a local  $Z_T$ . Barrier layer thickness (BLT) is calculated as  $\text{BLT} = Z_M - Z_T$ . When density stratification is exclusively controlled by temperature, the isothermal layer depth becomes equivalent to the mixed layer depth and  $\text{BLT} = 0$ . A particular situation happens when near surface distribution of salinity is anywhere sufficiently strong for inducing a pycnocline inside of the isothermal layer, or  $Z_M < Z_T$ . In such case,  $\text{BLT} > 0$  and surface warm waters may be maintained isolated from cool thermocline waters.

As in Montégut et al. (2007) and Mignot et al. (2007) works, an analysis of individual T/S profile combined to a kriging interpolation (within a radius of 400-km with at least 5 grid points) is used to construct isothermal, mixed and BL layers charts.



**Figure 1** – Area of study with indication of the 20m, 100m and 2000m isobaths. (a) Dots and crosses indicate, respectively, CTD stations during late austral winter (Aug-Oct/95) and austral summer (Jan-Apr/97). Dashed lines indicate limit area along which salinity and water masses origin were investigated (T/S diagrams). (b) Typical T/S diagram for the easternmost REVIZEE stations located between 2°S and 4°S. (c) Typical T/S diagram at the easternmost REVIZEE stations located between 8° and 14°S.

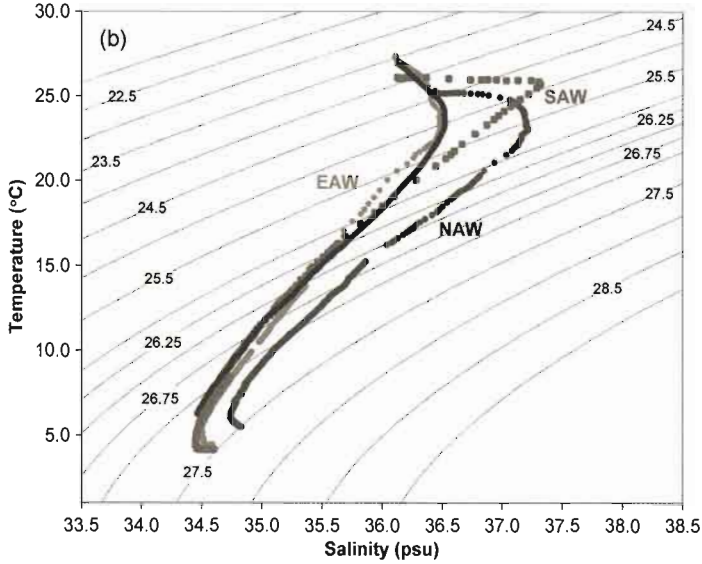


Figure 1 – (cont.)

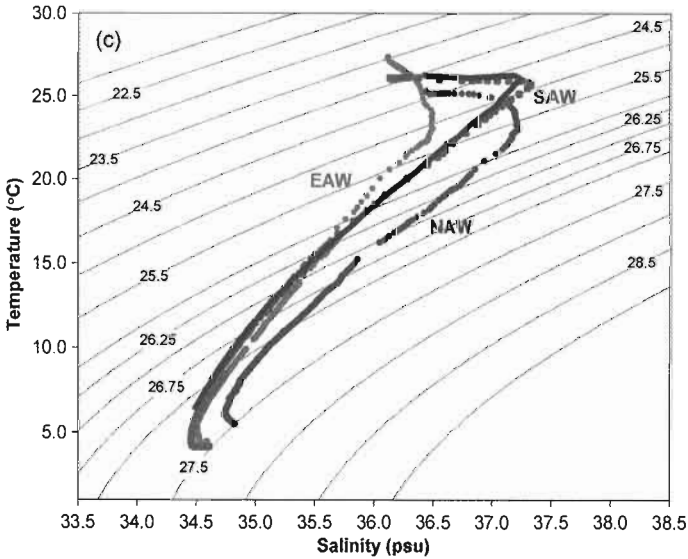
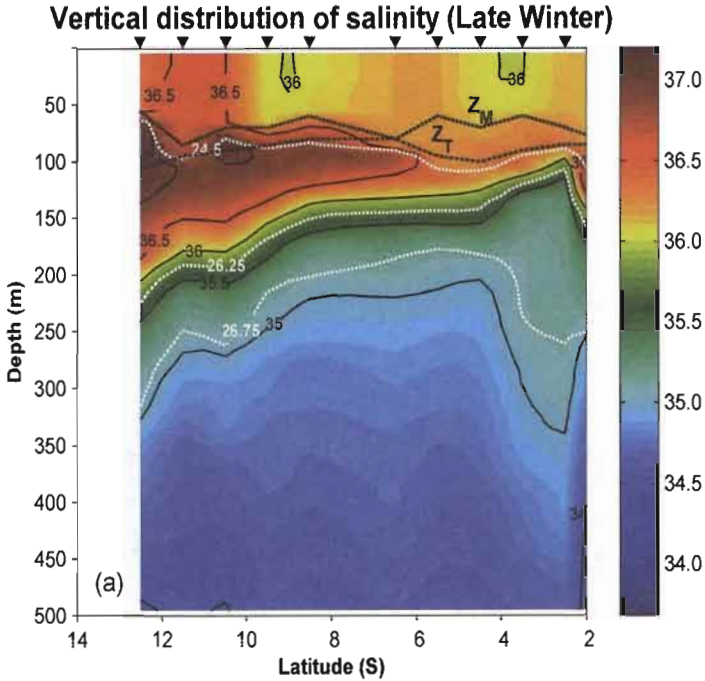


Figure 1 – (cont.)



**Figure 2** – Vertical distribution of salinity (surface to 500 m depth) along the transect indicated by a dashed line (see Figure 1a) during REVIZEE cruises for: (a) late austral winter (Aug-Oct 1995), and (b) austral summer (Jan-Apr 1997). The black dashed lines indicate isothermal ( $Z_T$ ) and Mixed layer ( $Z_M$ ) depths. Dashed white lines indicate the depth of the  $\sigma_\theta = 24.5$ , 26.25, 26.75 and 27.70. The location of the CTD casts are shown by the black inverted triangles.

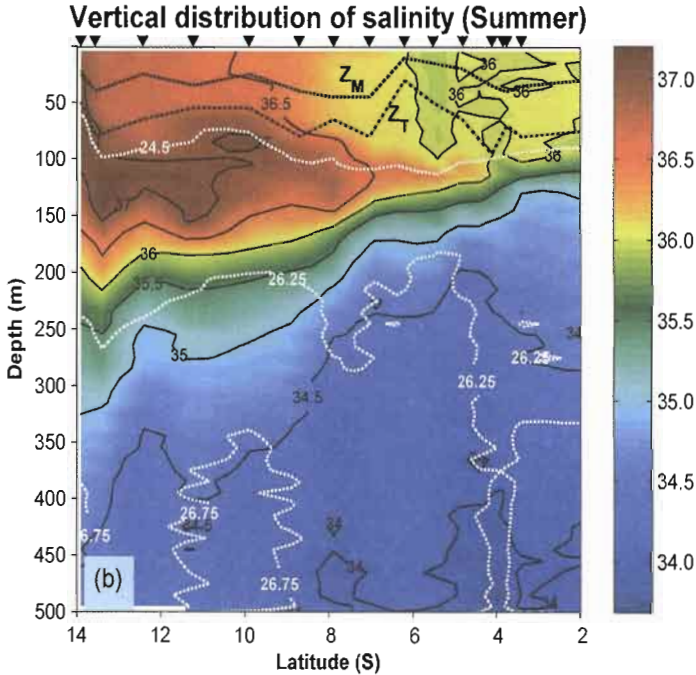


Figure 2 – (cont.)

## MIXED AND BARRIER LAYERS IN THE SOUTHWESTERN TROPICAL ATLANTIC

### South Atlantic (SAW) and Salinity Maximum Waters (SMW)

Wilson et al. (1994) and Boulès et al. (1999) identified three different origins for the water masses at the upper western equatorial Atlantic: the North Atlantic Water (NAW), the South Atlantic Water (SAW), and the Eastern tropical Atlantic Water (EAW). The NAW, which has its origin at the subtropical region of the northern hemisphere, is advected towards the equator by the NEC and is mostly characterized by high salinity values and

low O<sub>2</sub> concentrations below the thermocline. The SAW, which exhibits high salinity values above the thermocline and low salinity values and high oxygen concentrations below it relative to the NAW, is advected to the study region through subduction processes from subtropical areas by the southern branch of the SEC. The EAW reaches the area of interest via the southern edge of the NEC and the central and northern branches of the SEC. This EAW is characterized by the lowest concentrations of oxygen and salinity around the thermocline when compared to the SAW.

The origin of the waters masses entering the area of study is identified using T/S diagrams of the easternmost boundary of the hydrographic stations (Figure 1a). Particular attention is given to those areas where SMW cores are observed between the 24.5 and 26.25 isopycnals. Three distinct signatures are found in late winter and summer seasons: (i) EAW at 20-40S (Figure 1b); (ii) EAW-SAW transitional zone at 40-80S (not shown here); and (iii) SAW for latitudes higher than 80S (Figure 1c).

Vertical sections of salinity along this boundary (Figures 2a, b) indicate a salinity maximum around 120m deep, a signature of subtropical underwaters that may be due to the presence of SAW. Salinity maximum cores vary seasonally around the 24.5 isopycnal. In late austral winter of 1995 a maximum salinity core ( $\geq 36.5$ ) is observed at the thermocline level (Figure 2a) between the latitudes of 6° and 12.3°S, and around 10°S at the surface. In austral summer of 1997, a shallow core of maximum salinity ( $\geq 36.5$ ) is found at the 7°-14°S latitude range, which is combined with persistent high salinity values ( $\geq 36.0$ ) in upper ocean layer (down to 80m depth) at 2°-10°S (Figure 2b). Excepting for a single surface point around 4°S, low latitude ( $\leq 6^\circ\text{S}$ ) salty surface waters is not observed in 1995 late winter.

Salinity cores observed to the south of 6°S (Figures 2a,b) can only be due to the signature of the SEC penetrating into the region from the south and transporting westward SAW formed in the South Atlantic subtropical gyre (Bourlès et al., 1999; Rodrigues et al., 2007).



## **Spatial distribution**

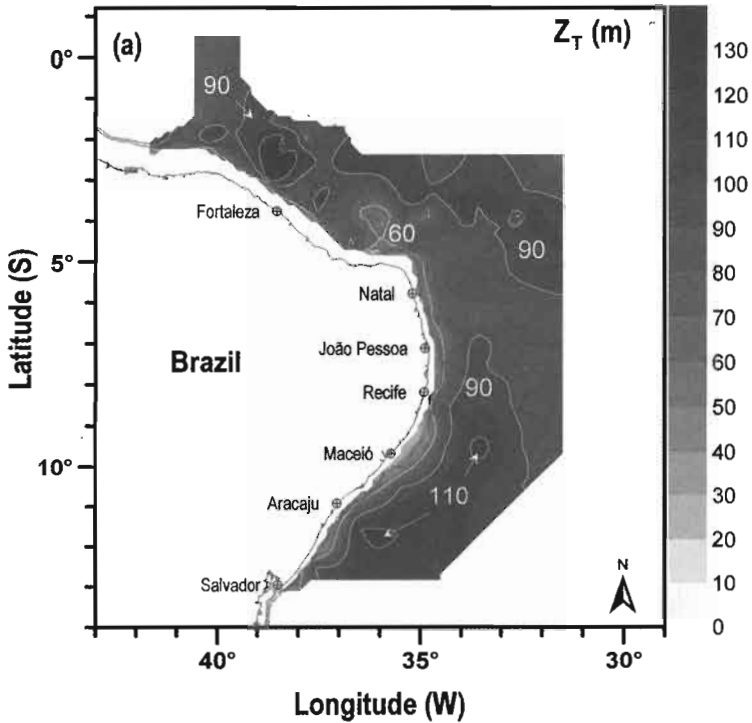
Spatial distribution of isothermal (ZT) and mixed layer (ZM) depths, and BL thickness (BLT) in the southwestern tropical Atlantic at late austral winter (Aug-Oct/95) and summer (Jan-Apr/97) are presented in Figures 3 and 4, respectively.

During winter, a BLT of 5-90 m thick (median=15m) is observed (for  $BLT \geq 5$  m) at 83.5% of the CTD stations. The BL distribution during summer differed from that in late winter, showing a low thickness range of 5-70m (median=35 m) and the highest frequency occurrence of 91.0% of the CTD stations. Shallow (5-50 m) ZM depths are observed during summer, while ZM depths reached 135 m during winter. Isothermal layers are deeper during winter (15-135 m) than summer (5-105 m).

At late winter high ZT values, limited by the 90m depth isoline, is detected in two offshore subregions in the study domain: (i) at N-NE from 2°-5°S, and (ii) at S-SE from 7°-12.3°S (Figure 3a). Still during this period a thick mixed layer (70-80 m) is also seen offshore between 2° and 10°S (Figure 3b), resulting in thin barrier layer widely observed over the study area north of 8°S (Figure 3c). However, a thick BL prevails only south of 8°S, as a result of the combination between deep isothermal layer (Figure 3a) and salt-induced (Figure 2a) shallow mixed layer during late winter.

A qualitative similar distribution of isothermal depth can be found during the austral summer (Jan-Apr/97), with high ZT values, limited by the 60m contour, in the N(1°-3°S; 37°-42°W) - NE(4°-9°S; 32°-35°W) subareas, and from 9° to 14°S (Figure 4a). However, what is really different from the late winter period is the computed values of mixed layer depths during summer, with ZM not exceeding 50 m. These shallow mixed layers are due to the near surface intrusion of salty SAW (Figure 2b), which is

transported westward from subtropical region by the intensified SEC flow verified during this period (Rodrigues et al., 2007). Consequently, high BL values during austral summer are not only concentrated in the southernmost part of the study area, as observed during late winter (Figure 3c), but also present from 1° to 10°S (Figure 4c).



**Figure 3** – Spatial distribution of (a) isothermal layer depth ( $Z_T$ ), (b) mixed layer depth ( $Z_M$ ), and (c) barrier layer thickness (BLT) during late austral winter (Aug-Oct 1995).

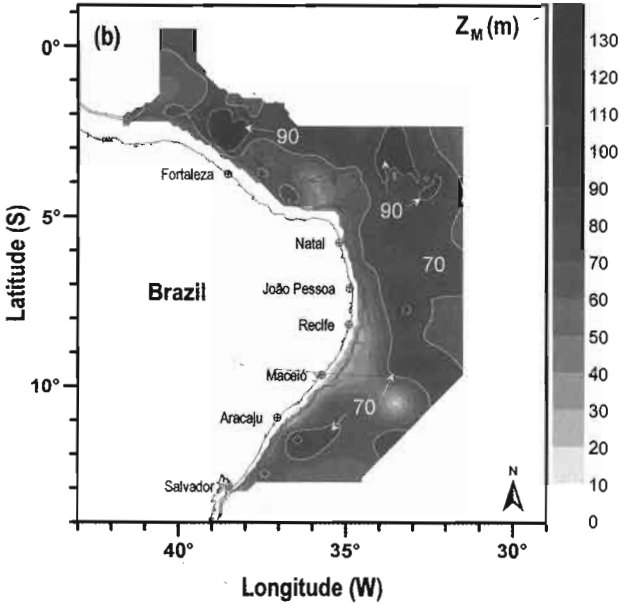


Figure 3 – (cont.)

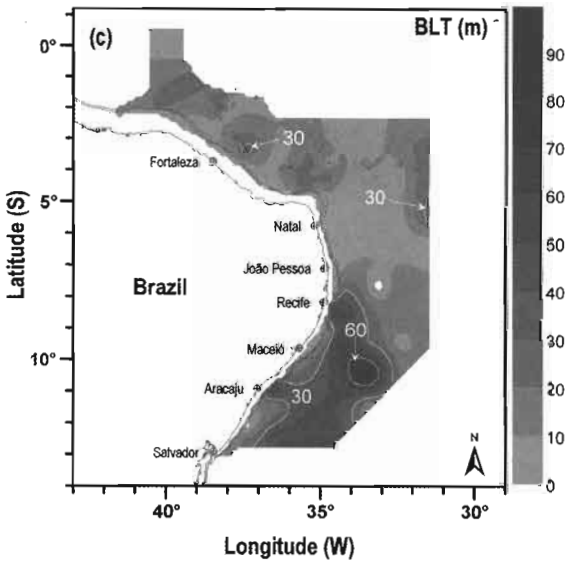


Figure 3 – (cont.)

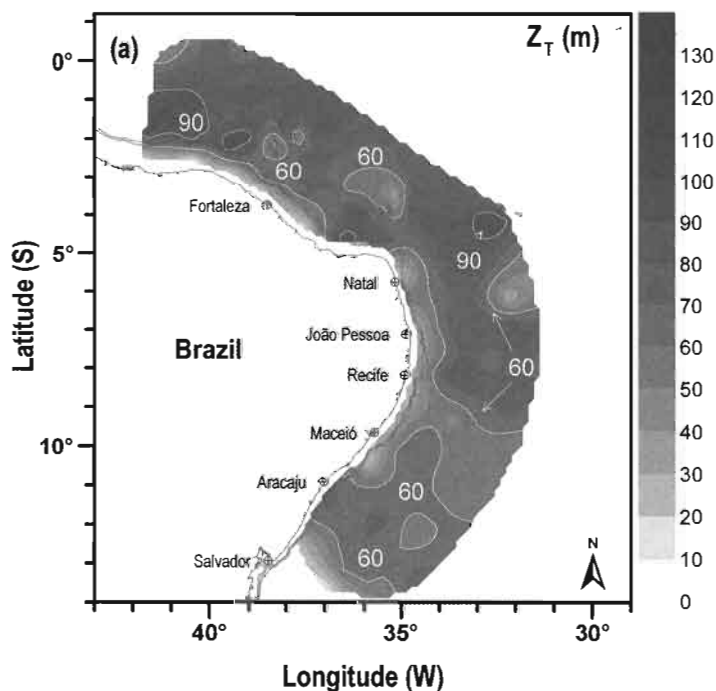
## **SUMMARY AND CONCLUSION**

Climate is strongly linked to the upper tropical Atlantic dynamics and its exchange with the atmosphere. Thus, its prediction tends to improve with the increase on understanding the processes that governs the relative distribution of thermodynamic properties of the ocean. This paper focused on the isolation of warm surface waters from cool deep waters by a salinity-induced mixed and barrier layers in the southwestern tropical Atlantic (0°30'N-14°00'S; 31°24'W-41°48'W). During late austral winter, a thick barrier layer (BL) of ~ 90 m deep was a common feature in the southernmost offshore portion of the area of study. During the austral summer shallow depths of isothermal, mixed and barrier layers were observed, although a barrier layer thickness (BLT) 30m were observed all over the region. In both case, the formation of BL seems to be also associated with the advection of salinity maximum waters formed in the region of the subtropical gyre and transported to the study area by the SEC and NBC/NBUC system (Stramma et al., 2005).

These results suggest that the mechanisms contributing to the seasonal variation of the mixed layer and the BL formation along the Northeast Brazilian shelf are influenced by the spatial and the seasonal variability of the upper ocean heat budget. It is speculated that this variability is mostly driven by ocean-atmosphere exchange and horizontal advection/vertical diffusion terms, and the westward transport of these salty subducted waters by the sSEC. Nonetheless, the above results highlight the importance of including the effects of salinity stratification when defining the mixed layer depth. Historically, it was thought that the halocline significance in the surface layer was solely meaningful when dealing with higher latitude regions. However, our results suggest that the inclusion of salinity dynamics and its variability are also necessary for studying the mixed layer behavior in the southwestern tropical

Atlantic. Depth variations in the mixed layer controlled by temperature distribution alone do not truly represent the depth of the convective overturn due to turbulence which physically defines the extent of a mixed layer.

Therefore, the BL genesis in the southwestern tropical Atlantic needs to be further assessed and the contribution of each mechanism that controls the thickness of the BL should be scrutinized. These scientific tasks can only be achieved through the acquisition of long-term time series of *in situ* data (e.g., temperature, salinity and current velocity) derived from mooring arrays and ARGO drifters deployed at some key sites along the western tropical Atlantic combined with numerical modeling efforts.



**Figure 4** – Spatial distribution of (a) isothermal layer depth ( $Z_T$ ), (b) mixed layer depth ( $Z_M$ ), and (c) barrier layer thickness (BLT) during austral summer (Jan-Apr 1997).

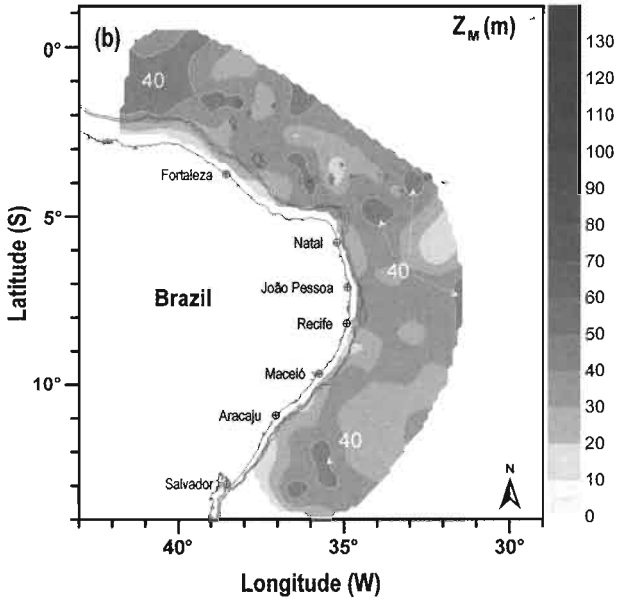


Figure 4 – (cont.)

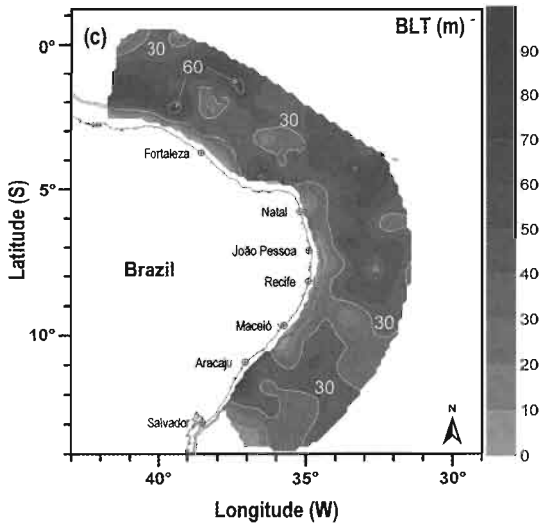


Figure 4 – (cont.)

## ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the scientific and crew members of the R/V Antares of the Brazilian Navy for their effort and dedication during the REVIZEE Program. This work was carried under the CNPq-IRD Project "Climate of the Tropical Atlantic and Impacts on the Northeast" (CATIN), CNPq Process 492690/2004-9. The last author would like to thank the Brazilian National Council of Scientific and Technological Development under the scope of Project BACANA (grant 478398/2006-9). Our thanks to F. S. Leite for her help on manuscript edition.

## REFERENCES

- Ando, K., and McPhaden, M. J.: Variability of surface layer hydrography in the tropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 102, 23063-23078, 1997.
- Blank, H. F.: Using TOPEX Satellite El-Niño altimetry data to introduce thermal expansion and heat capacity concepts in chemistry courses, *J. Chem. Educ.*, 76, 1635-1646, 1999.
- Bourlès, B., Gouriou, Y., and Chuchla, R.: On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 104, 21151-21170, 1999.
- Brainerd, K. E., and Gregg, M. C.: Surface mixed and mixing layer depths, *Deep-Sea Res.* I, 42, 1521-1543, 1995.
- Cronin, M. F., and McPhaden, M. J.: Barrier layer formation during westerly wind bursts, *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 2101-2112, 2002.
- Defant, A.: Physical oceanography, vol. I, 729 pp., Pergamon Press, New York, 1961.
- Dengler, M., Schott, F.A., Eden, C., Brandt, P., Fischer, J., and Zantopp R. J.: Break-up of the Atlantic deep western boundary current into eddies at 8oS, *Nature*, 432, 1018-1020, 2004.
- Goes, M., Molinari, R., da Silveira, I., and Wainer I.: Retroflection of the North Brazil Current during February 2002. *Deep-*

- Sea Res.*, 52, 647–667, 2005.
- Kara, A. B., Rochford, P. A., and Hurlburt, H. E.: Mixed layer depth variability and barrier layer formation over the north Pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, 105, 16783-16801, 2000.
- Levitus, S.: Climatological atlas of the World Ocean, NOAA Prof. Paper 13, U.S. Govt. Printing Office, 173 pp., 1982.
- Lukas, R., and Lindström, E.: The mixed layer of the western equatorial Pacific ocean, *J. Geophys. Res. (Suppl.)*, 96, 3343-3357, 1991.
- Lumpkin, R., and Garzoli, S.L.: Near-surface circulation in the tropical Atlantic ocean, *Deep Sea Res.*, 52, 495–518, 2005.
- Mignot, J., Montégut, C. B., Lazar, A., and Cravatte, S.: Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 2. Tropical areas, *J. Geophys. Res.*, 112, C06011, doi:10.1029/2006JC003954, 2007.
- Montégut, C. B., Mignot, J., Lazar, A., and Cravatte, S.: Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 1. General description, *J. Geophys. Res.*, 112, (C06011), doi:10.1029/2006JC003953, 2007.
- Monterrey, G., and Levitus, S.: Seasonal variability of mixed layer depth for the world ocean, NOAA Atlas NESDIS 14, 96 pp., U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., 1997.
- Ohlmann, J. C., Siegel, D. A., and Gautier, C.: Ocean mixed layer depth heating and solar penetration: A global analysis, *J. Climate*, 9, 2265-2280, 1996.
- Paillet, K., Bourlès, B., and Gouriou, Y.: The barrier layer in the western Atlantic ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2069-2072, 1999.
- Rodrigues, R. R., Rothstein, L. M., and Wimbush, M.: Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic ocean: A numerical study, *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 16-30, 2007.
- Schott, F. A., Dengler, M., Zantrop, R., Stramma, L., Fischer, J., and Brandt, P.: The shallow and deep western boundary cir-



- culuation of the South Atlantic at 5o-11oS, *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 2031-2053, 2005.
- Silva, A. C., Araujo, M., Medeiros, C., Silva, M., and Bourlès, B.: Seasonal changes in the mixed and barrier layers in the western equatorial Atlantic, *Braz. J. Oceanogr.*, 53(3/4), 83-98, 2005.
- Spall, M.A.: A diagnostic study of wind- and buoyancy-driven north Atlantic circulation, *J. Geophys. Res.*, 96, 18509-18518, 1991.
- Sprintall, J., and Tomczak, M.: Evidences of the barrier layer in the surface layer of the tropics. *J. Geophys. Res.*, 97, 7305-7316, 1992.
- Stramma, L., and Schott, F.: The mean flow field of the tropical Atlantic ocean, *Deep Sea Res.*, 46B, 279-303, 1999.
- Stramma, L., Rhein, M., Brandt, P., Dengler, Boning, C., and Walter, M.: Upper ocean circulation in the western tropical Atlantic in boreal fall 2000, *Deep-Sea Res. I*, 52, 221-240, 2005.
- Swenson, M. S., and Hansen, D. V.: Tropical Pacific ocean mixed layer heat budget: The Pacific cold tongue, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 69-81, 1999.
- Vialard, J., and Delecluse, P.: An OGCM study for TOGA decade. Part II: Barrier layer formation and variability, *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 1089-1106, 1998.
- Wilson, W. D., Johns, E., and Molinari, R. L.: Upper layer circulation in the western tropical north Atlantic Ocean during August 1989, *J. Geophys. Res.*, 99, 22513-22523, 1994.

# Estimates of Satellite-Derived Upper Layer Heat Content in the Tropical Atlantic: Comparison with PIRATA Buoys from 1999 to 2006

Wilton Zumpichiatti Arruda<sup>1</sup> and Carlos Alexandre Domingos Lentini<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) – Instituto de Matemática Ilha do Fundão, C.P. 68530 - 21945-970 - Rio de Janeiro – RJ, Brasil  
[wilton@im.ufrj.br](mailto:wilton@im.ufrj.br)

<sup>2</sup> Universidade Federal da Bahia (UFBA) – Instituto de Física Travessa Barão de Jeremoabo, s/n, Campus Ondina, Salvador - BA, Brasil  
[clentini@ufba.br](mailto:clentini@ufba.br)

\*Grupo de Oceanografia Tropical – GOAT – [www.goat.fis.ufba.br](http://www.goat.fis.ufba.br)

## ABSTRACT

In this work, the satellite-derived Upper Layer Heat Content (ULH) is estimated for the Tropical Atlantic. This is achieved combining Sea High Anomalies (SHA) from AVISO, Sea Surface Temperature (SST) from the TRMM Microwave Imager, and climatological subsurface data from the World Ocean Atlas 2001 (WOA01) to a regional reduced gravity model. Maps of ULH are generated from 1992 to 2006. These maps are potentially important to study the heat storage variability in the area of study. In order to validate the satellite-derived ULH data, a comparison between satellite-derived upper layer data and independent *in situ* data from Pilot Research Moored Array in the Atlantic (PIRATA) is performed. Due to the availability of PIRATA data, this comparison is done for the years 1998 to 2006. The results show that the satellite-derived ULT and ULH are highly correlated to their *in situ* counterparts at short to long time scales in general. The seasonal *in situ*- and satellite-derived ULT and ULH are also estimated allowing the investigation of the interannual variability of ULH anomalies (ULHA) at the

three selected PIRATA mooring sites: (0°N, 23°W), (6°S, 10°W) and (8°N, 38°W). Results of PIRATA buoys which behave similarly to the ones described here are not shown. The ULHA show a tendency for positive warmer anomalies starting from 2003 on, except at the PIRATA buoy located at (6°S, 10°W). The results indicate that this satellite-derived methodology is a valuable tool to study climate variability in the Tropical Atlantic due to its spatial and temporal coverage. We believe that merging the PIRATA data into the WOA01 database could further improve the method.

**Keywords:** SHA, SST, upper layer, heat content, climate variability, PIRATA, Tropical Atlantic, anomalies.

## **INTRODUCTION**

One of the main goals of climate variability research is the prediction of relatively long-term changes in global climate. Due to the ocean's high thermal inertia, it is believed that the Earth's climate is adjusted by the ocean's troposphere, where heat flux exchange plays a vital role on air-sea process. Therefore, the amount of heat within the upper layer of the ocean is crucial to understanding the coupling between the atmosphere and the ocean, and how they influence each other from short to long time scales.

The lack of continuous long-term hydrographic observations in some regions, especially in the South Atlantic Ocean, makes satellite-derived data an extremely useful tool to investigate time and spatial variability on a basin scale. Altimeter data, which is not affected by cloud coverage as infrared-derived data, provides extremely useful information on the vertical thermal and dynamical structure of the upper ocean when combined with climatological hydrographic through a diagnostic model (Goni et al., 1996; Garzoli and Goni, 2000, Lentini et al. 2006).

Current research and operational global atmosphere and ocean models rely on satellite-based data for forecasting purposes and studies on climate variability. Therefore, the understanding

of how the amount of heat stored in the ocean's upper layer varies is crucial. The upper layer heat content can be defined as the amount of heat stored in a layer bounded below by an isotherm representative of the main thermocline. Assuming the dynamics of the upper layer of the ocean can be reproduced by a reduced gravity model, Arruda et al. (2005) calculated Upper Layer Heat Content (ULH) from climatological ocean data and satellite-based Sea High Anomaly (SHA) and Sea Surface Temperature (SST). The authors used this approach to investigate the physical terms that compose the ULH, its annual cycle, and the variability of its anomalies (hereafter ULHA) on the main dynamical regions in the South Atlantic.

The objective of this work is to compare the ULH with the one calculated directly from Pilot Research Moored Array in the Atlantic (PIRATA). This validation will allow the use of synthetic ULH data to study climate variability on the Tropical Atlantic with high spatial and temporal resolution.

## DATA AND METHODS

We assume that the upper ocean dynamics can be reproduced by a regional reduced gravity model. Based on previous observations (Meinen and McPhaden, 2000; Vauclair et al., 2004) we use the 20°C isotherm as a good representative of the Equatorial and Tropical Atlantic thermocline. The SHA and climatological subsurface temperature and salinity data are combined in order to obtain an estimate of the depth of the 20°C isotherm ( $D_{20}$ )

$$D_{20}(x, y, t) = \overline{D}_{20}(x, y) + \frac{g}{g'(x, y)} \eta'(x, y, t), \quad (1)$$

$\overline{D}_{20}$  is the mean climatological depth of the 20°C isotherm,  $g$  is the gravity,  $g'$  the mean climatological reduced gravity, and

$\eta'$  is the altimetry-derived SHA. The ULH, which is divided by  $\rho C_p$  and referenced to 20°C, is computed as

$$\text{ULH}(x, y, t) = \int_{D_{20}(x, y, t)}^0 (T(x, y, z, t) - 20) dz = (\text{ULT}(x, y, t) - 20) D_{20}(x, y, t), \quad (2)$$

where  $T$  is the temperature (°C) and the Upper Layer Temperature (ULT) is the mean temperature in the layer between the ocean surface and the 20°C isotherm.

Maps of SHA from multimission altimeter data set, distributed by AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Data in Oceanography), are used to retrieve the  $\eta'$  values. The AVISO SHA resolution is  $1/3^\circ \times 1/3^\circ$  on a Mercator grid with a spatial resolution of seven days from 1992 to 2006. We also use the Optimally Interpolated Sea Surface Temperature data (OISST) from the TRMM Microwave Imager (TMI), carried on NASA's Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. TMI resolution is  $1/4^\circ \times 1/4^\circ$  from 1998 to 2006 with daily files. The climatological temperature and salinity data are derived from the high resolution ( $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ ) World Ocean Atlas 2001 (WOA01) (Boyer et al., 2005).

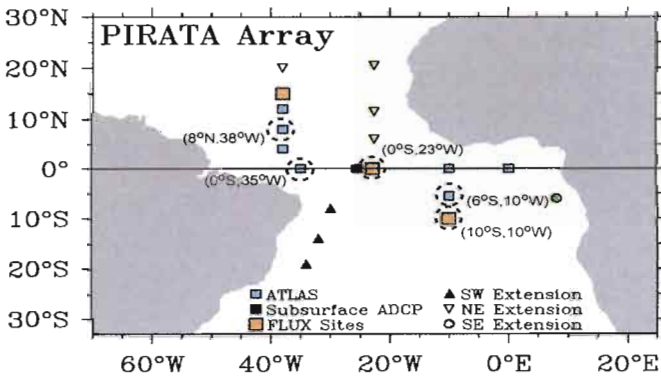
Since subsurface temperature measurements with high space and time coverage are not available, the ULT in (2) is calculated by the following equation

$$\text{ULT}(x, y, t) = \alpha_1(x, y) \text{SST}(x, y, t) + \alpha_0(x, y), \quad (3)$$

where  $\alpha_0$  and  $\alpha_1$  are the regression coefficients obtained by a linear regression fit to all climatological SST and ULT values from WOA01 in a  $4^\circ \times 4^\circ$  box centered at  $(x, y)$ .  $\text{SST}(x, y, t)$  is the sea surface temperature measured by the TMI sensor. In this way, the ULH is calculated according to the expression

$$\text{ULH}(x,y,t) = (\alpha_1(x,y) \text{ SST}(x,y,t) + \alpha_0(x,y) - D_{20}) D_{20}(x,y,t) \quad (4)$$

Using (4) maps of ULH with the same spatial and temporal resolution of the altimetry data from 1992 to 2006 are generated. In order to assure the reliability of this dataset for climatic studies, we perform a comparison with *in situ* data obtained from the Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA). The buoy locations are selected according to the availability of data covering wider periods of time and with minimum gaps of missing values. The selected locations are displayed on **Figure 1** (dashed circles). Due to space limitation, we will show the results of only one equatorial buoy at (0°N, 23°W) (since the results for (0°N, 35°W) are similar), only one South Atlantic buoy (6°S, 10°W) (since the results for (10°S, 10°W) are similar), and one North Atlantic buoy (8°N, 38°W).



**Figure 1** – PIRATA array map. The dotted circles indicate the buoy locations where the comparison with the satellite-derived ULH is performed.

## DISCUSSION

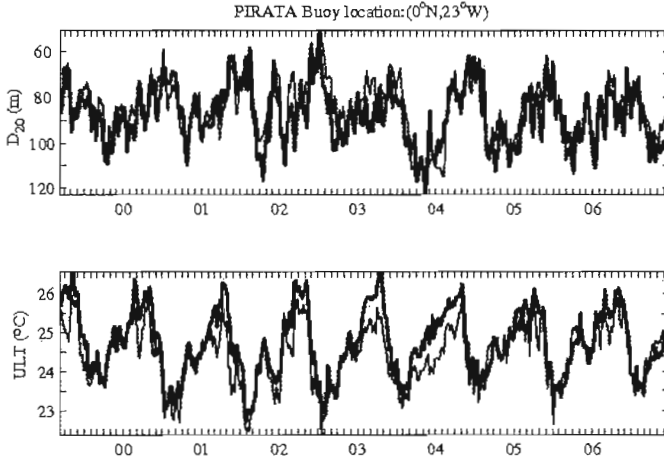
Figures 2-4 show the comparison between the satellite-derived (thick line)  $D_{20}$  (upper panels) and ULT (lower panels), to the PIRATA *in situ* data (thin line).

The equatorial buoy ( $0^{\circ}\text{N}$ ,  $23^{\circ}\text{W}$ ) shows an excellent agreement between the estimated  $D_{20}$  and ULT and the observed ones.

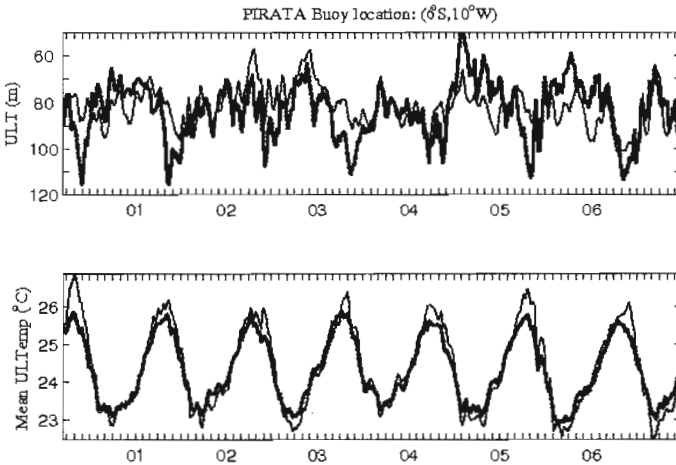
At the ( $6^{\circ}\text{S}$ ,  $10^{\circ}\text{W}$ ) location, the satellite-derived  $D_{20}$  is deeper than the observed  $D_{20}$  on the first half of each year from 1994 to 2004. From 2004 on, the satellite-derived  $D_{20}$  is shallower than the observed for the remaining years all year-round. At the same location, the estimated ULT is higher than the observed one during summer months.

At the northern hemisphere buoy ( $8^{\circ}\text{N}$ ,  $38^{\circ}\text{W}$ ), the satellite derived  $D_{20}$  matches very well to the observations, except for the second half of the year between 2001 and 2004. Moreover, the estimated ULT is higher than the observed during summer months.

In order to find the reason why remote sensing estimated and in situ ULT differ, we will look carefully into the linear regression fit used in (3). Figura 5 displays the scatter plots of SST and ULT from the PIRATA data at the three moored buoys: (a) ( $0^{\circ}\text{N}$ ,  $23^{\circ}\text{W}$ ), (b) ( $6^{\circ}\text{S}$ ,  $10^{\circ}\text{W}$ ), and (c) ( $8^{\circ}\text{N}$ ,  $38^{\circ}\text{W}$ ). On each plot, the linear regression fitted lines between SST and ULT from PIRATA data (red line) and from WOA01 (blue line) data in a  $4^{\circ}\times 4^{\circ}$  box centered at each buoy location is also added.



**Figure 2** – PIRATA buoy location at (0°N, 23°W). Comparison between the depth of the 20°C isotherm,  $D_{20}$ , estimated from (1) (thick line) and the depth of the 20°C isotherm derived from the in situ PIRATA data (thin line), (upper panel). Same as the  $D_{20}$  comparison, except this is for the ULT comparison (lower panel).



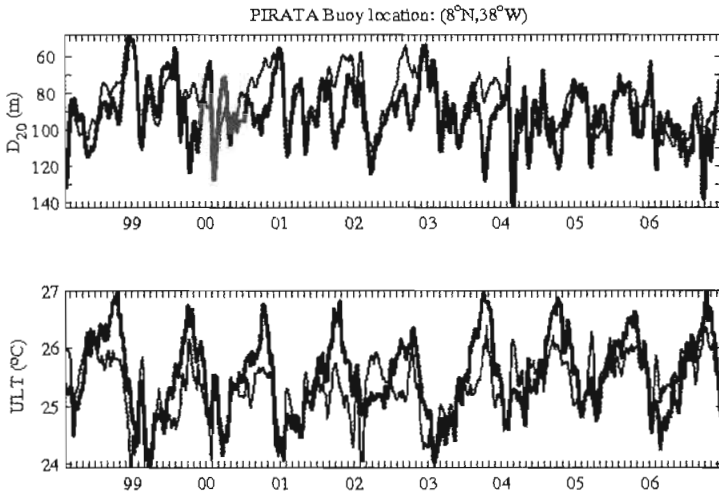
**Figure 3** – Same as Fig. 2 for PIRATA buoy at (6°S, 10°W).



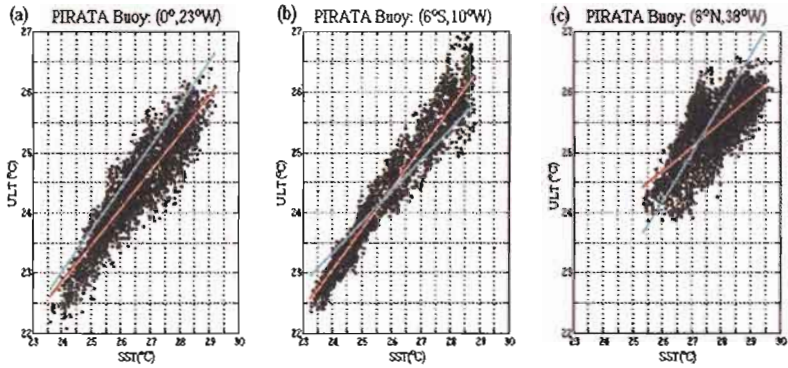
At the (0°N, 23°W) site (Fig. 5a), there is a very good linear relationship between SST and ULT ( $r^2 = 0.87$ ). Note that the slope of the regression fit derived from the WOA01 (blue line) data is bigger than the one derived from PIRATA (red line) data at this location. This means that (3) will always overestimate ULT with a larger error for higher SSTs, which causes the observed higher values for estimated ULT during summer months (Fig. 2).

At the (6°S, 10°W) site (Fig. 5b), there is a higher linear relationship between SST and ULT ( $r^2 = 0.97$ ). By using the linear regression coefficients derived from WOA01 climatology (blue line) in (4) the ULT tends to be underestimated in summer with a smaller overestimation in winter (Fig. 3).

At the (8°N, 38°W) site (Fig. 5c), the regression between SST and ULH is only  $r^2 = 0.7$ . Since the data is more scattered at this site, the estimated ULT from (3) tends to be significantly overestimated in summer and underestimated in winter (Fig. 4).



**Figure 4** – Same as Fig. 2 for PIRATA buoy at (8°N, 38°W).



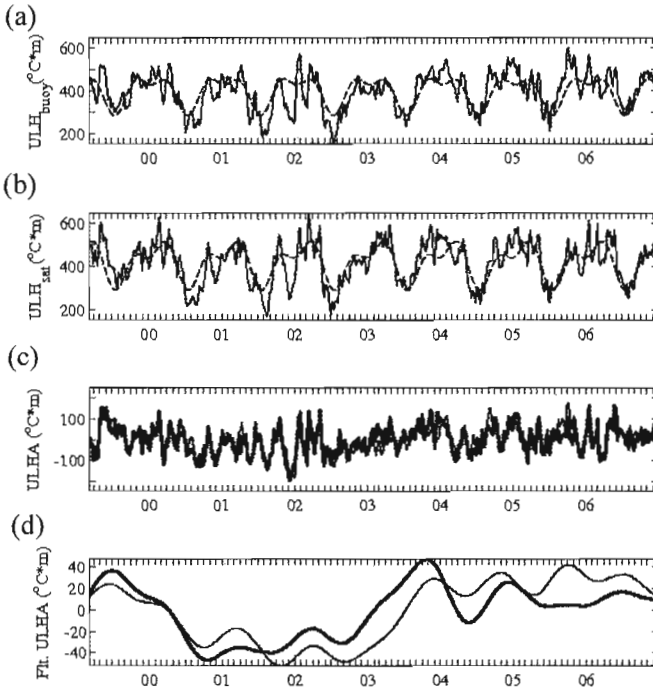
**Figure 5** – Scatter plot of SST against the mean upper layer averaged temperature from the PIRATA at the three following locations: (a) (0°N, 23°W); (b) (6°S, 10°W); (c) (8°N, 38°W). Solid lines are the linear regression fitted lines calculated for the PIRATA (red line) data at these three locations and for the WOA01 (blue line) data in 4°×4° boxes centered at each PIRATA buoy location.

Figures 6(a)-8(a) show the ULH estimated from (4) (solid line) and its respective seasonal (annual plus semi-annual) cycle (dashed line).

Figures 6(b)-8(b) show the in situ-derived ULH at each buoy location (solid line) and its respective seasonal (annual plus semi-annual) cycle (dashed line). At the (0°N, 23°W) site, the satellite-derived ULH amplitude and its respective annual cycle match the in situ-derived ULH. On the other hand, the amplitude of the satellite-derived ULH is slightly higher than its in situ counterpart at the (6°S, 10°W) position. This is probably due to the accumulated errors in the calculation of  $D_{20}$  and ULT at this location. At the (8°N, 38°W) buoy, there is not a big difference in the amplitude, although there is a marked semi-annual component at the satellite-derived ULH.

Figures 6(c)-8(c) show the Upper Layer Heat content Anomalies (ULHA), that is, the difference between the ULH and

its seasonal cycle for satellite-derived (thick line) and *in situ* (thin line) estimates. It is remarkable that although at the (6°S, 10°W) buoy there is a difference between the observed and *in situ* ULH amplitude of the seasonal cycle, the ULHA fall into the same amplitude range and show a very close variability pattern. The filtered ULHA for satellite-derived (thick line) and *in situ* (thin line) estimates are shown on **Figures 7(d)-9(d)**.



**Figure 6** – Panels (a-d) are for the PIRATA buoy location at (0°N, 23°W). (a) the *in situ*-derived ULHC (solid line) estimated from (4) and its seasonal cycle (dashed line); (b) the satellite-derived ULHC (solid line) calculated at this PIRATA buoy site and its seasonal cycle (dashed line); (c) comparison between the *in situ*-derived ULHA (thick line), which defined as the difference between ULH and its seasonal cycle in (a), and the satellite-derived ULHA (thin line), which is defined as the difference between ULH and its annual cycle in (b); (d) Same as (c) but low-pass filtered with a cut off frequency of 12 months.

Comparison among the filtered ULHA (Figs. 6d, 7d and 8d) indicate an upward trend starting since mid 1999 (Fig. 8d) and the end of 2000 (Fig. 6d) with a tendency for positive warmer ULHA from 2003 on, except at the PIRATA buoy located at (6°S, 10°W) in which the positive trend stars at middle 2004.

## CONCLUSIONS

In this paper compare the Upper Layer Heat Content data derived from remote sensing

with *in situ* data collected at three buoys of the PIRATA project. We show that although at the off-equatorial locations there is an error of the predicted ULH annual cycle the anomalies are highly correlated with the its *in situ* counterpart at long time scales. We observe that the ULH annual cycle discrepancies came from the use of WOA01 to estimate the regression coefficients in equations (3) and (4), which makes us believe that merging the PIRATA data at the WOA01 database could further improve the method.

Considering all the approximations implicitly described in equations (1), (3), and (4), we conclude that the derived ULHA fields are a valuable tool to study climate variability in the Tropical Atlantic due to its spatial and temporal coverage of remote sensing data.

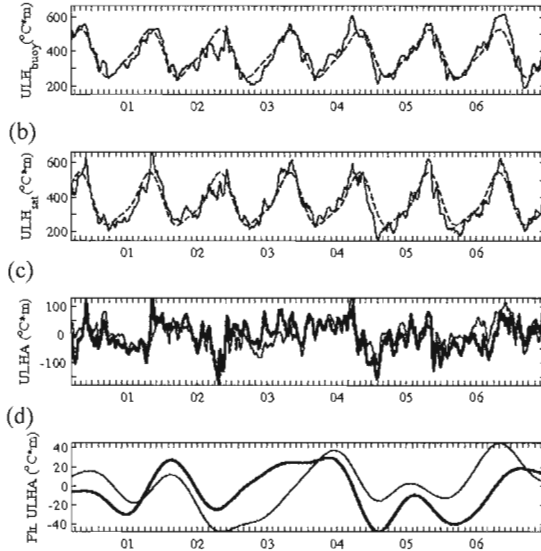


Figure 7 – Same as Fig. 6, except this is for the PIRATA buoy site at (6°S, 10°W).

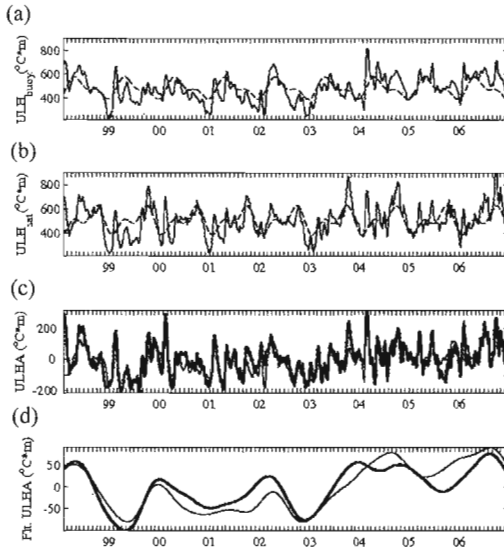


Figure 8 – Same as Fig.6, except this is for the PIRATA buoy site at 8°N, 38°W.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The altimeter products were produced by SSALTO/DUACS and distributed by AVISO ([www.avisio.oceanobs.com](http://www.avisio.oceanobs.com)), with support from CNES. Microwave OISST data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by National Oceanographic Partnership Program (NOPP), the NASA Earth Science Physical Oceanography Program, and the NASA REASoN DISCOVER Project. Data are available at [www.remss.com](http://www.remss.com). The authors also would like to thank the Brazilian Research and Technology Council (CNPq) for funding the BACANA (grant #478398/2006-9), CATIN (grant #492690/2004-9) and VARICONF (grant #476472/2006-7) Projects.

## REFERENCES

- Arruda, W.Z.; Lentini, C.A.D.; Campos, E.J.D. The use of satellite derived upper layer heat content to study the climate variability in the South Atlantic. *Brazilian Journal of Cartography*, v. 57, n. 2, 87-92. 2005.
- Boyer, T; Levitus, S.; Garcia, H.; Locarnini, R.A.; Stephens, C; Antonov, J. Objective analyzes of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the world ocean on a 0.25 degrees grid. *International Journal of Climatology*, v. 25, n. 7, 931-945. 2005.
- Garzoli, S; Goni, G. Combining altimeter observations and oceanographic data for ocean circulation and climate studies. In: Halpern, D. (Org.). *Satellites Oceanography and Society*, Elsevier Oceanography Series, n. 63, 79-95. 2000.
- Goni, G.; Kamholz, S.; Garzoli, S.; Olson, D.B. Dynamics of the Brazil- Malvinas Confluence based on inverted echosounders and altimetry. *Journal of Geophysical Research*, v. 101, n. C7, 16273-16289. 1996.
- Lentini, C.A.D.; G. J. Goni; Olson, D.B. Investigation of Brazil Current Rings: 1993-1998. *Journal of Geophysical Research*, 111, C06013, doi: 10.1029/2005JC002988. 2006

- Meinen, C.; McPhaden, M.C. Observations of warm water volume changes in the Equatorial Pacific and their relation to El Niño and La Niña. *Journal of Climate*, v. 13, 3551-3559. 2000.
- Vauclair, F.; du Penhoat, Y. Heat and mass budgets of warm upper layer of the Tropical Atlantic Ocean in 1979-99. *Journal of Physical Oceanography*, v.34, n. 4, 904-914. 2004.

# Propagation of Upper Ocean Heat Anomalies along the South Atlantic: Influence in the Brazil-Malvinas Confluence

**Wilton Zumpichiatti Arruda<sup>1</sup> and Carlos Alexandre Domingos Lentini<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) – Instituto de Matemática Ilha do Fundão, C.P. 68530 - 21945-970 - Rio de Janeiro – RJ, Brasil  
wilton@im.ufrj.br*

<sup>2</sup>*Universidade Federal da Bahia (UFBA) – Instituto de Física Travessa Barão de Jeremoabo, s/n, Campus Ondina, Salvador - BA, Brasil  
clentini@ufba.br  
Grupo de Oceanografia Tropical – GOAT – www.goat.fis.ufba.br*

## **ABSTRACT**

Using remote sensed sea high anomalies and sea surface temperature, as well as climatological temperature and salinity data in conjunction with a regional reduced gravity model, maps of Upper Layer Heat Content (ULH) for the South Atlantic are generated. Prior to the computations of the ULH anomalies (ULHAs), the estimated seasonal cycle is calculated and then subtracted to the ULH maps. 2-D spectrum analyses as well as Complex Empirical Orthogonal Function techniques are applied to the ULHAs maps in order to investigate any sign of propagation and the associated period of these anomalies in the South Atlantic. The analyses show the ULHAs propagate northwestward from the Agulhas retroflection region and latter propagate westward with a period of 4.63 years in the Subtropical region. As they reach the South American East coast the ULHAs split: part follows a northeastward path into the North Atlantic and part is advected southward by the Brazil Current (BC). We speculate the southward advection of these anomalies is



probably related to the variability in the BC transport: advection of positive (negative) ULHAs is associated with an increase (decrease) in the BC transport. Moreover, the ULHAs advected by the BC accumulate in the Brazil-Malvinas confluence. The release of ULH excess (deficit) would be achieved through the shedding of anticyclonic (cyclonic) warm (cold) core eddies in the confluence region during a “warm” (“cold”) event.

**Keywords:** SHA, SST, upper layer, heat content, Brazil-Malvinas confluence, warm core eddies, cold core eddies, South Atlantic, two-dimensional spectrum.

**Palavras chave:** SHA, TSM, camada superior, conteúdo de calor, Confluência Brasil-Malvinas, vórtices de núcleos quentes, vórtices de núcleos frios, espectro bi-dimensional.

## **INTRODUCTION**

The lack of continuous long-term hydrographic observations makes satellite-derived data an extremely useful tool to investigate time and spatial variability of ocean basins such as the South Atlantic. Unlike infrared imagery, which only reflects the thermal conditions in a very thin layer of the sea surface, altimeter signals are unaffected by cloud coverage and provide information on the vertical thermal and dynamical structure of the upper ocean when complemented by climatological hydrographic data within a regional diagnostic model (Goni et al., 1996, 1997; Garzoli and Goni 2000; Arruda et al., 2005; Lentini et al., 2006).

Current research and operational global atmosphere and ocean models rely on satellite-based data for forecasting purposes and studies on climate variability. In fact, one of the main goals of climate research is the prediction of relative long term changes in global climate. Due to the ocean’s high thermal inertia it is believed that the Earth’s climate is adjusted by the

ocean's troposphere, where heat fluxes play a vital role on air-sea process. Therefore, the understanding of how the amount of heat stored in the ocean's upper layer varies is crucial.

Gordon (1986) in his famous paper about the "Great Conveyor Belt" suggests that the flow of the North Atlantic Deep Water (NADW) from North to South Atlantic and its later spreading into the Pacific and Indian Oceans should be balanced by a thermocline return flow. In the South Atlantic, the return flow has two possible components. The so-called "warm water route", which brings warm salty waters from the Indian Ocean to the Southwestern Atlantic via the Agulhas Leakage, and the so-called "cold water route", which brings cold intermediate waters from the Pacific Ocean to the Southeastern Atlantic via the Drake Passage. Gordon (1986) suggests that the warm water route is the most important source for the return flow in the South Atlantic, although this controversy is not clear yet (Ruijter et al., 1999). The influx of warm salty waters from the Indian Ocean is mostly due to eddy shedding from the Agulhas Retroflexion and Benguela Current (Gordon, 1986; Ruijter et al. 1999, Goni et al, 1997; Garzoli et al., 1999). The injection of warm waters into the Southwestern South Atlantic is responsible for its unique characteristic in the net heat flux: the net flux of heat toward and across the equator.

Therefore, the objective of this work is to use the satellite-derived upper ocean heat content to study the propagation of upper ocean heat anomalies along the South Atlantic subtropical gyre and their potential influence on the eddy-shedding activity in the Brazil-Malvinas Confluence.

## **DATA AND METHODS**

Both altimeter and sea surface temperature datasets have the same spatial resolution ( $1^\circ \times 1^\circ$ ) with all missing data filled in by an optimal interpolation scheme. For further information, the product documentation is at <http://podaac.jpl.nasa.gov/>

products. The World Ocean Atlas 2001 hydrographic data (WOA01) is obtained at the <http://www.nodc.noaa.gov> site. This dataset contains temperature and salinity values at standard levels with the same grid as the satellite data.

TOPEX/POSEIDON (T/P) Sea Surface Height Anomalies (SHA) for the period from October 1992 to December 2001, averaged over each 5 days and referenced to the 1993-2001 mean with tidal and inverted barometer effects removed, are used here.

PATHFINDER AVHRR Sea Surface Temperature (SST) V4.1 data for January 1990 to December 2001, averaged also over each 5 days, using version 4.1 is also used.

For our purposes, we assume that the ocean can be approximated by a regional reduced gravity model. In this model, only the top layer is active, while the bottom layer is assumed to be infinite deep and motionless. Therefore, the upper layer thickness can be estimated as,

$$h(x, y, t) = \bar{h}(x, y) + \frac{g}{g'(x, y)} \zeta'(x, y, t) \quad (1)$$

where the  $h$  is the Upper Layer Thickness (ULT),  $\bar{h}$  is the mean climatological ULT,  $g$  is the gravity, and  $g'$  the climatological reduced gravity.

Temperature and salinity data extracted from WOA01 are used to compute the climatological mean ULT ( $\bar{h}$ ) for the region of study, which extends from the surface to the depth of the 10oC isotherm, and the reduced gravity. According to Goni et al. (1996) the 10oC isotherm is a good proxy to define the lower subsurface limit of the South Atlantic Thermocline Water (SATW) in the subtropical gyre. The lower layer is defined as the layer between the depth of the 10oC isotherm and 1500 m. These climatologically-derived values are then used in conjunction with (1) to generate the ULT maps.

The Upper Layer Heat Content (ULH) in the upper layer is defined as,

$$\text{UHC}(x, y, t) = \tilde{n}_0 C_p \int_{h(x, y, t)}^0 T(x, y, z, t) dz \quad (2)$$

where  $\rho_0$  is the mean density of seawater and  $C_p$  is the specific heat of seawater, and  $T$  is temperature in degrees Kelvin.

According to Arruda et al. (2005) the integral in (2) is calculated from AVHRR-SST and linear regression coefficients between the climatological SST and the climatological mean upper layer temperature in the subtropical South Atlantic region (38.5°S-18.5°S, 60.5°W-20.5°E).

In this way, the ULH is derived from the T/P-SHA and AVHRR-SST by,

$$\text{ULH}(x, y, t) = \rho_0 C_p (\alpha_1 \text{SST}(x, y, t) + \alpha_0) h(x, y, t) \quad (3)$$

where  $\alpha_0$  and  $\alpha_1$  the linear regression coefficients (Arruda et al.; 2005a,b).

The Upper Ocean Heat Content Anomalies (ULHAs) are obtained subtracting from (3) the annual cycle at each grid point.

## RESULTS

Using (3) we generate the ULHA maps for the South Atlantic during the period from October 1992 to December 2001, at every 5 days with a 1° x 1° spatial resolution. This dataset is suitable for studying the way the ocean redistribute the heat stored in the thermocline during long timescales.

Three Hovmöller diagrams are shown on Figure 1: Along the latitude of 25.5°S (Fig. 1a), along the latitude of 30.5°S (Fig. 1b), and following the 1500m isobath along the East coast of South America between 25.5°S and 36.5°S (Fig. 1c).

Along the two zonal sections at 25.5°S the 30.5°S (Fig. 1a,b)

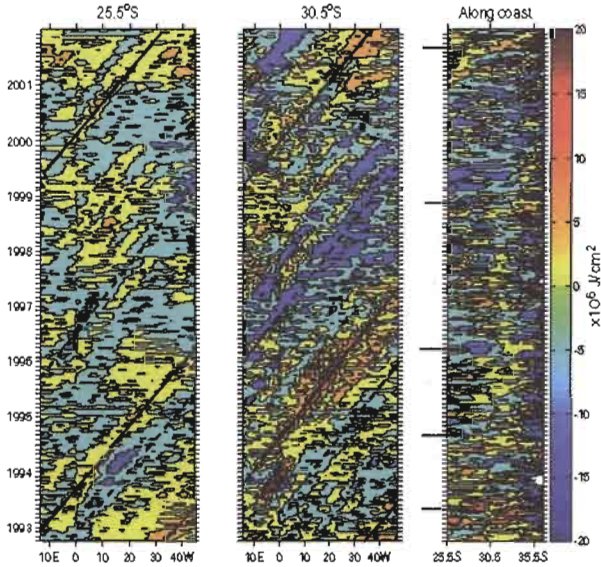
the most prominent features are propagating westward signals. The propagation is more evident on the 30.5°S latitude. On both diagrams we added straight lines aligned with the propagating signals. The solid lines mark the wave crests (positive ULHAs) and the dotted lines mark the wave troughs (negative ULHAs). From the slope  $P_0$  each line we can estimate the wave phase speed. At 25.5°S the signal takes about 40 months to go from 12.3°E to 44.5°W, what gives a phase speed of 4.7 cm/s. At 30.5°S the signal takes about 41 months to go from 14.3°E to 47.5°W, what gives a phase speed of 4.8 cm/s.

As the ULHAs reach the continent it follows a southward path along the coast, as can be seen on Figure 1c.

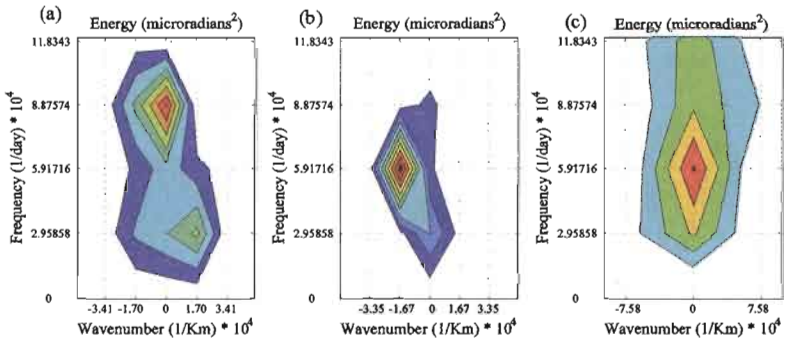
For each Hovmöller diagram on Figure 1 we calculate the two-dimensional (2-D) spectrum. The 2-D spectrum is valuable tool, since it displays wavenumber and frequency of the most energetic propagating signals on a Hovmöller diagram. A negative wavenumber means westward propagation.

At 25.5°S (Fig. 2a) the most energetic peak has a frequency of  $8.88 \times 10^{-4} \text{ day}^{-1}$ , what means a 3 years period. Since at this latitude the minimum wavenumber resolved is  $1.7 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ , any wave with a wavelength larger than 5857 km will be displayed with zero wavenumber. At 30.5°S (Fig. 2a) the most energetic peak has a frequency of  $5.92 \times 10^{-4} \text{ day}^{-1}$  (or a period of 4.63 years) and a wavenumber of  $1.67 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ , what means a wavelength of 5971 km and a phase speed of 4 cm/s. Note that the results derived from the 2-D spectrum match very closely the ones derived from visual inspection of the Hovmöller diagrams.

The along-coast diagram (Fig. 1c) indicates that there is, apparently, an along coast southward propagation. Moreover, we can see alternate positive and negative ULH anomalies. Comparing the diagrams of Fig. 1 we see that the ULHAs along the coastline coincide with the arrival of westward propagating signals, what make us hypothesize that the variability of the ULHAs along the South American East coast may be forced by the basin wide propagating signal. The 2-D energy



**Figure 1** – Hovmöller diagrams for the ULHAs (a) Along the 25.5°S zonal section; (b) Along the 30.5°S; (c) Along the 1500 m isobath parallel to the South American east coast between 25.5°S and 36.5°S. The solid lines mark the wave crests (positive ULHAs) and the dotted lines mark the wave troughs (negative ULHAs).

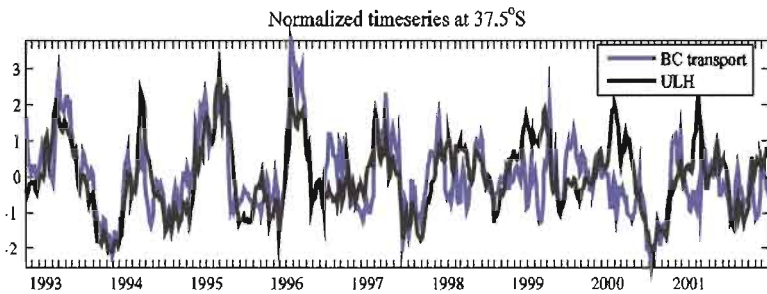


**Figure 2** – Two dimensional energy spectra for the Hovmöller diagrams on Fig. 1: (a) Along the 25.5°S zonal section; (b) Along the 30.5°S zonal section; (c) Along the 1500 m isobath parallel to the South American east coast and between 25.5°S and 35.5°S.

spectrum for the along coast Hovmöller diagram (Fig. 2c) has a peak at zero wave number which is the same frequency and period of the 30.5°S diagram. The zero wave number is due to the spectrum resolution. From Figure 1c, we can see that ULHAs take about 2 months to go from 25.5°S to 36.5°S, what gives a phase speed of 54 cm/s, what is comparable the Brazil Current (BC) speed of 50-60 cm/s at 25°S (Peterson and Stramma, 1991). This make us hypothesize that the ULHAs propagate westward in the South Atlantic interior and, as they reach the South American East Coast, they are advected southward by the BC flow.

The average first baroclinic Rossby radius of deformation ( $R_d$ ) at 30.5°S (Chelton et al., 1998) is 29.23 km, what gives a phase speed ( $\alpha R_d^2$ ) of 2.39 cm/s for long baroclinic Rossby waves at this latitude. Our results (about 4 cm/s) are in accordance with previous works (Killworth et al. 1997; Challenor et al., 2004) which point out that the Rossby waves phase speeds computed from remote sensing data are about 2-3 times larger than predicted by linear theory at this latitude range.

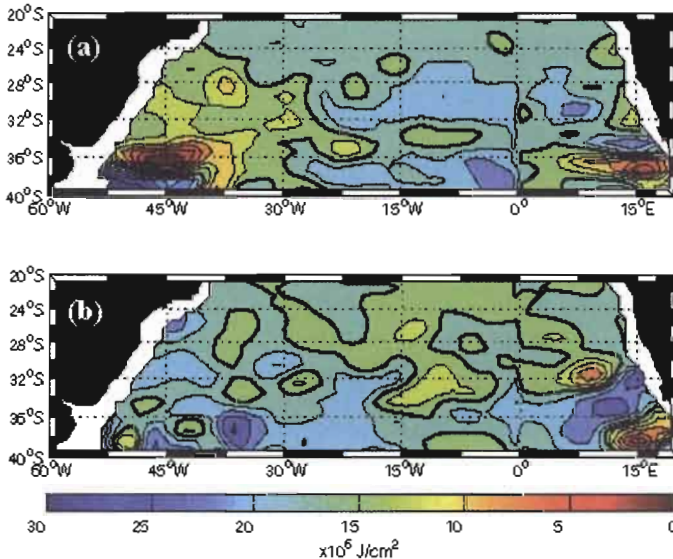
Let's now address the question: What's the fate of the ULHAs that are advected southward along the South American coastline following the BC?



**Figure 3** – Solid line: Normalized BC baroclinic transport at 37.5°S. Dotted line: Normalized ULH averaged over a box centered a 37.5°S.

Figure 3 shows the time series of normalized BC baroclinic transport and normalized ULH at 37.5°S-45°W location. We can observe that the variability of the ULH is closely associated to the variability of the BC transport (0.76 correlation). An increase (decrease) in the BC transport is related to higher (lower) ULH at the BMC region. Therefore, the results indicate that the southward advection of ULHAs by the BC may be associated with the variability on its baroclinic transport.

Figure 4 shows warm and cold events along the South American West coastline. It shows a distinctive wave-like pattern in the ocean interior and a uniform anomaly signal along the coastline. It is worth to observe on Figure 6a (Fig. 6b) that there is a region of positive (negative) ULHA during the warm (cold) event at approximately 36°-45°S and 45°W. This indicates heat excess (deficiency) at the Brazil-Malvinas Confluence Zone.



**Figure 4** – Upper Layer Heat Anomalies contour plots. The tick line represents the zero contour line. (a) Positive ULHA at the South Atlantic West coast for March 1997 and (b) negative ULHA at the South American coast for June 1999.



## **SUMMARY AND CONCLUSIONS**

The results indicate that the ULHAs propagate westward from the African continent to South America around 30.5°S. The ULHAs propagate westward with a period of 4.63 years in the Subtropical region. The propagation phase speeds are comparable to the first baroclinic mode of long Rossby waves. As they reach the South American East Coast the ULHAs follow southwestward advected by the BC. The southward advection of the ULHAs is probably related with the variability in the BC transport: Positive (negative) ULHAs advection is associated with an increase (decrease) of the BC baroclinic transport. As the ULHAs are advected southward by the BC, they accumulate in the Brazil-Malvinas Confluence Zone. According to Lentini et al. (2006): "Ring formation seems to be linked to the Brazil Current southward baroclinic transport, estimated across the T/P groundtrack d294 between 36°-38°S, as relatively moderate-to-high increments in the upper-layer transport are usually followed by the formation and shedding of an anticyclone". The anticyclonic warm-core eddies would then release the ULH excess accumulated in the Brazil-Malvinas Confluence Zone during a warm event to the Subtropical region. By analogy, a decrease in the BC baroclinic transport could favor the shedding of cyclonic cold-core eddies and consequent release of the ULH deficit accumulated at the Brazil-Malvinas Confluence Zone during a cold event.

## **ACKNOWLEDGEMENTS**

The authors also would like to thank the Brazilian Research and Technology Council (CNPq) for funding the BACANA (grant #478398/2006-9), CATIN (grant #492690/2004-9) and VARICONF (grant #476472/2006-7) Projects.

## REFERENCES

- Arruda, W. Z., C. A. D. Lentini, and E. D. J. Campos. The use of satellite-derived upper ocean heat content to the study of climate variability in the South Atlantic. *Brazilian Journal of Cartography*, v. 57, n. 2, p. 87-92, 2005b.
- Challenor, P. G.; Cipollini, P.; Cromwell, D.; Hill, K.L.; Quartly, G.D.; Robinson, I.S. Characteristics of mid-latitude Rossby wave propagation from multiple satellite datasets. *International Journal of Remote Sensing*, v. 25, n. 7-8, p. 1297-1302. 2004.
- Chelton, D. B.; deSzoeke, R. A.; Schlax, M. G.; El Naggar, K. ; Siwertz, N. Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography*, v. 28, p. 433-460. 1998.
- De Ruijter, W.P.M.; Biastoch, A.; Drijfhout, S.S.; Lutjeharms, J.R.E.; Matano, R.P.; Pichevin, T.; van Leeuwen, P.J.; Weijs W. Indian-Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, v. 104, n. C9, 20885-20910. 1999.
- Garzoli, S.L.; Richardson, P.L.; Rae, C.M.D.; Fratantoni, D.M.; Goni, G.J.; Roubicek, A.J. Three Agulhas rings observed during the Benguela Current experiment. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, v. 104, n. C9, p. 20971-20985. 1999.
- Garzoli, S.L.; Goni, G.J. Combining altimeter observations and oceanographic data for ocean circulation and climate studies. In: D. Halpern (ed.). *Satellites Oceanography and Society*, Elsevier Science, 2000. 367 p.
- Goni, G. J.; Kamholz, S.; Garzoli, S.; Olson, D.B. Dynamics of the Brazil-Malvinas Confluence based on inverted echosounders and altimetry. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, v. 101, p. 16373-16289. 1996.
- Goni, G.J.; Garzoli, S.L.; Roubicek, A.J.; Olson, D.B.; Brown, O.B. Agulhas ring dynamics from TOPEX/ POSEIDON satellite altimeter data. *Journal of Marine Research*, v. 55, n. 5, 861-883. 1997.

- Horel, J.D. Complex principal component analysis: Theory and examples. *Journal of Applied Meteorology*, v. 23, n. 12, 1660-1673. 1984.
- Killworth, P.D.; Chelton, D.B.; de Szoeke, R.A. The speed of observed and theoretical long extra-tropical planetary waves. *Journal of Physical Oceanography*, v. 27, 1946-1966. 1997.
- Lentini, C.A.D.; G. J. Goni; Olson, D.B. Investigation of Brazil Current Rings: 1993-1998. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 111, C06013, doi: 10.1029/2005JC002988. 2006
- Levitus, S.; Antonov, J.I.; Boyer, T.P.; Stephens, C. Warming of the world ocean. *Science*, v. 287, 2225-2229. 2000.
- Merrifield, M.A.; Guza, R.T. Detecting propagating signal with Complex Empirical Orthogonal Functions: A cautionary note. *Journal of Physical Oceanography*, v. 20, 1628-1633. 1990.
- Mizoguchi, K.; Meyers, S.D.; Basu, S.; O'Brien, J.J. Multi- and Quasi-Decadal Variations of Sea Surface Temperature in the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, v. 29, 3133-3144. 1999.
- Peterson, R.G.; Stramma, L. Upper level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, v. 26, 1-73. 1991.

# Monitoramento do Nível do Oceano Atlântico Tropical nas Proximidades da Costa do Nordeste do Brasil: Projeto proMarés

**Manoel F. Gomes Filho<sup>1</sup>, Daisy Beserra de Lucena<sup>2</sup>, Jacques Servain<sup>3</sup>  
Julliana Larise Mendonça Freire<sup>4</sup> e Lais Alves Santos<sup>5</sup>**

<sup>1</sup> Prof. Dr. Departamento Ciências Atmosféricas, UFCG, Campina Grande - PB;

<sup>2</sup> Dra. Meteorologia, Pesquisadora do projeto sem vínculo empregatício;

<sup>3</sup> Pesquisador, Funceme/IRD/LOCEAN, Paris – França;

<sup>4</sup> Estudante Meteorologia, bolsista PIBIC/CNPq/UFCG, Campina Grande;

<sup>5</sup> Estudante Meteorologia, bolsista PIVIC/CNPq/UFCG, Campina Grande.

## RESUMO

Apresenta-se uma descrição do projeto ProMarés, que representa uma tentativa de monitorar, através da instalação de marégrafos na costa do Nordeste do Brasil, o aumento do nível do mar na área do Oceano Atlântico Tropical. Inicialmente, devido a questões ligadas ao financiamento do projeto, será instalado um único marégrafo sônico no porto de Cabedelo na grande João Pessoa. Os dados gerados por este equipamento serão disponibilizados em uma página WEB que já está em construção cujo endereço será: [www.dca.ufcg.edu.br/promares](http://www.dca.ufcg.edu.br/promares). O projeto cujo financiamento está sendo feito pelo CNPq (edital universal 2008) tem prazo previsto para terminar até 2010.

**Palavras chave:** nível do mar, marés, monitoramento, destruição costeira.

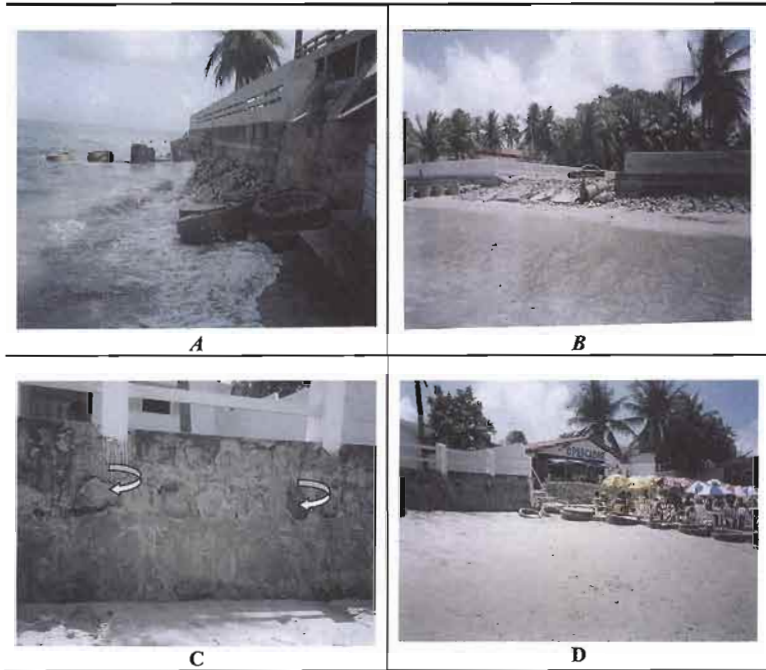
## **INTRODUÇÃO**

Grande parte das capitais do nordeste do Brasil encontra-se situada na zona costeira atlântica, ao nível do mar. Durante muito tempo essas cidades experimentaram problemas de inundação, por conta da descarga dos rios nos momentos de maré alta. Grandes somas em dinheiro foram gastas para se criar barragens nos rios ou áreas de escape para o excesso das águas nas horas de pico das marés. Nas duas últimas décadas, apesar dos esforços realizados, as áreas de praia foram duramente castigadas pelas marés, ruas inteiras sucumbiram ao oceano nas principais capitais do nordeste, especialmente Recife/Olinda e João Pessoa, alvo principal deste trabalho. Na orla marítima de Olinda, bares tradicionais como o “Bar da Agulha Frita”, a “Palhoça do Zé Pequeno” e o “Bar do Goiámu” tiveram que ser transferidos para o outro lado da Avenida Senador Marcos Freire (beira mar), por falta de condições de sustentabilidade, uma vez que a muralha de proteção foi derrubada pelas ondas. Em João Pessoa o problema é idêntico: a Avenida Arthur Monteiro de Paiva perdeu mais que a metade da sua extensão ao longo da orla e do mesmo modo que em Recife, alguns bares da orla tiveram que ser transferidos para a Avenida Governador Argemiro de Figueiredo, no bairro de Camboinha, por exemplo. O ponto mais oriental das Américas, que fica localizado na “Ponta do Seixas” em Tambaú, João Pessoa, onde está localizado o Farol do Cabo Branco, marco conhecido internacionalmente, também está sofrendo com a força da maré e já perdeu parte de seu mirante, não estando mesmo descartada que em alguns anos, se nada for feito para proteção, a perda do farol.

## **EVIDÊNCIAS OBSERVACIONAIS**

A seqüência de figuras mostrada a seguir (Figs. 1-5), sugere que nos últimos quinze ou vinte anos, o oceano avançou sobre as regiões praias das principais capitais do nordeste, provocando

desabamentos de muros de arrimo, partes de casas situadas à beira mar e até fazendo desaparecer ruas inteiras ou partes delas. Para não ser repetitivo, mostram-se apenas situações observadas em João Pessoa (Figs. 1-3) e Olinda (Figs. 4-5).



**Figura 1** – Imagem do avanço do mar sobre o continente na área da Praia do Bessa em João Pessoa, capital do estado da Paraíba, observado em janeiro de 2005. As setas mostram desgastes da muralha de proteção provocados pela maré alta.

Como se pode ver na figura 1, a Avenida Arthur Monteiro Paiva, perdeu grande trecho de calçamento na praia do Bessa, fazendo com que os bares localizados à sua margem



**Figura 2** – Destruição do mirante do Farol do Cabo Branco, em Ponta do Seixas, ponto mais oriental das Américas, em João Pessoa – PB. Fotos obtidas em janeiro de 2005 (A) e janeiro de 2006 (B).



**Figura 3** – Mapa de parte da Cidade de João Pessoa, bairro e praia do Bessa. No destaque (em vermelho), a área do bar “O Pescador” mostrado na foto da figura 3-D. A Avenida Arthur Monteiro de Paiva nesse trecho (a primeira mais à leste), não existe mais, foi tragada pela maré.

tivessem que providenciar proteção ante a força das ondas, como mostrado nas figuras 3A a 3D. Há não mais que dez anos atrás, se alguém consultasse as tábuas das marés em Cabedelo, poderia constatar uma variação entre a baixa-mar e a preamar da ordem de 0,50m a 1,50m. Hoje essa variação é de 0,10m a 2,80m, observada em agosto/2007.

Uma análise inicial dos dados diários do nível médio do mar no Porto de Cabedelo, em João Pessoa e Recife, fornecidos pela Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil para os últimos cinco anos, ou seja, janeiro de 2002 a março de 2007 revela que no mês de janeiro, esse nível passou de 1,18 m, para 1,34 m com um aumento de 0,16 m em cinco anos. Entretanto, precisa-se de uma série temporal mais extensa para que se possa tirar conclusões mais concisas sobre essa variação, que não é pequena, pois se esse aumento for linear como mostram as figuras 7 e 8, 16 centímetros em cinco anos, pode significar que esse nível poderia chegar a 160 centímetros no ano 2050, um aumento muito maior do que o previsto em todos os estudos divulgados sobre o assunto até o presente momento.



**Figura 4** – Orla de Olinda, Avenida Senador Marcos Freire, onde se podem notar as obras de contenção do avanço do mar onde outrora existiam os bares que foram transferidos para o lado esquerdo da avenida.



## DADOS E METODOLOGIA

### Dados Utilizados

Os dados que serão utilizados neste trabalho são imagens captadas em fotografias tiradas *in situ* da situação atual das praias enfocadas, imagens antigas, quando a situação ainda estava sob controle, mapas antigos e dados diários das tábuas das marés fornecidas pela Diretoria e Hidrografia e Navegação – DHN do Ministério da Marinha, disponibilizados em seu sítio eletrônico e algumas séries de variáveis climáticas pertinentes ao trabalho disponíveis no Departamento de Ciências atmosféricas da UFCG. Além destes, usam-se também dados da climatologia para o período 1948 a 1997 do modelo francês ARPÉGE, além de dados do IRI/USA.



**Figura 5** – Vista da praia do Janga em Olinda, com o que restou de uma rua após o mar ter destruído o muro de contenção e levado o calçamento. No canto inferior esquerdo, uma “boca de lobo” do sistema de esgoto. Ao fundo, lado direito na parte superior, os arrecifes naturais receberam reforço de pedras.

## Metodologia

A metodologia utilizada foi a análise dos dados obtidos no início deste ano de 2005, para comparação com material antigo, análise das séries de dados das variáveis climáticas para verificar possíveis tendências que identifiquem uma mudança climática. Também foram analisados inicialmente arquivos antigos de tábuas das marés em João Pessoa e Recife para comprovação do aumento do nível médio do mar (diferença entre a maré máxima e a mínima). Se necessário, em etapa futura, poderá ser realizada uma análise da série temporal dos dados de marés, precipitação e temperatura do ar para a região estudada provavelmente utilizando-se séries harmônicas de Fourier para se determinar se há tendências de aumento ou diminuição no tempo, intrínsecas às séries dos dados.

## Séries Harmônicas

Poderão ser usadas para se estudar as variações do nível do mar, as séries harmônicas dadas por:

$$X_t = a_0 + \sum_{k=1}^{k=N} [a_k \cos(l_k \cdot t) + b_k \text{sen}(l_k \cdot t)]$$

Na qual,  $k=1$ ,  $N$  representa o tamanho da série de dados e  $X_t$  é a altura em metros correspondente ao nível do mar.

$\lambda = 2\pi n_k$  é a frequência expressa em termos de radianos por unidade de tempo e  $n_k = \frac{k}{N}$ .

## Estatísticas

Algumas estatísticas foram realizadas com os dados e são basicamente:

A média dos valores observados,

Os desvios em relação a essa média,

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} x_i$$

$$d_i = x_i - \bar{x}$$

## RESULTADOS PRELIMINARES

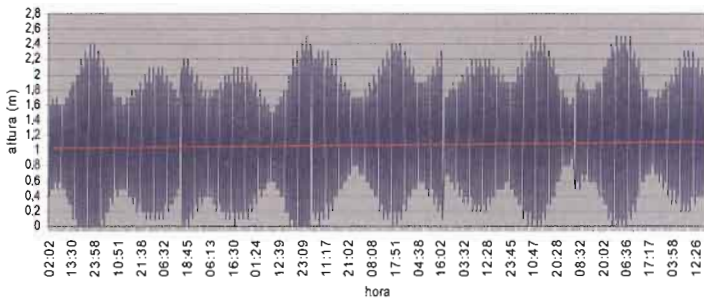
(Sem o uso dos marégrafos)

As primeiras análises dos valores diários das marés para as localidades de Cabedelo (porto) e Recife (porto) figuras 7 e 8 respectivamente, apresentam uma tendência de aumento do nível do mar naquelas localidades, que está destacado pela linha branca sobre o gráfico, confirmando o que já havíamos observado através dos valores médios mensais das marés que são disponibilizados na página da DHN na Internet. Examinando aqueles dados, nota-se que, nestes últimos cinco (05) anos, há uma tendência clara de aumento, que como já foi mencionado, o nível médio do mar aumenta de 1,18 para 1,34 metros, somando 0,16 metros nestes anos. Evidentemente, isto é muito pouco quando pensamos em uma escala de clima, porém, pode significar uma justificativa para os danos causados ao longo da costa do nordeste, uma vez que essa tendência também pode ser observada em outras localidades da região.

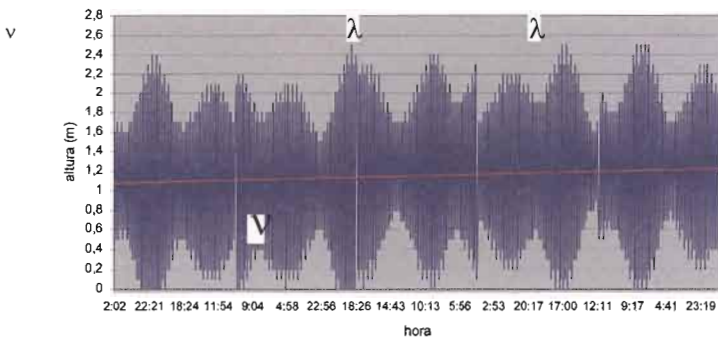
A figura 8 abaixo mostra através de anomalias de temperatura da superfície do mar obtidas do IRI/USA, para a área adjacente à costa do Nordeste, próximo à Paraíba e Pernambuco, que no período de 1990 até 1992, as temperaturas apresentavam valores acima da média, o que se reflete nas anomalias positivas apresentadas pelo gráfico, e o mais importante, há uma tendência crescente das temperaturas da superfície do mar nessa área, assim como também, a tendência de aumento do nível do mar [Gomes Filho, 2006 A e B]. Resultados obtidos com o modelo ARPÊGE da França (Figs 9-10) apresentam anomalias de tsm com tendência crescente desde os anos quarenta (1948) como mostra a figura 10 e que esta tendência ainda persiste até hoje. Além disso, os dados do pseudo-stress do vento (Fig. 9), climatologia 1947 a 1998 apresentam valores negativos, o que indica que o vento está forçando as águas de leste para oeste,

numa tendência de acumular água na área da costa nordestina o que também explicaria o aumento do nível do mar neste setor.

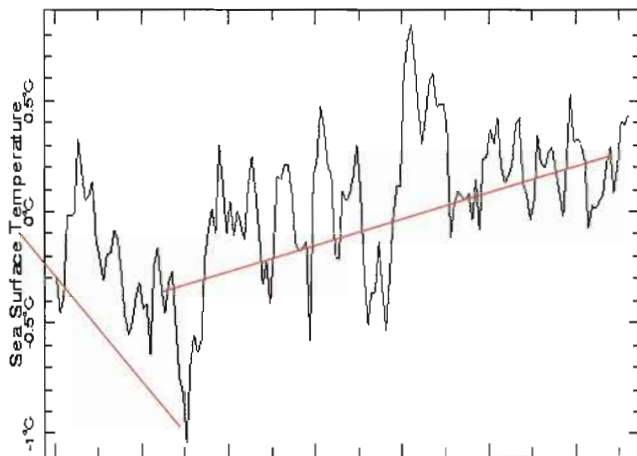
Nesta análise preliminar apresentam-se apenas duas estações (Cabedelo e Recife), porém os dados de outras estações tais como Fortaleza, Fernando de Noronha, Natal, Maceió, Aracaju, e Salvador já estão disponíveis para análise, inclusive para as análises estatísticas.



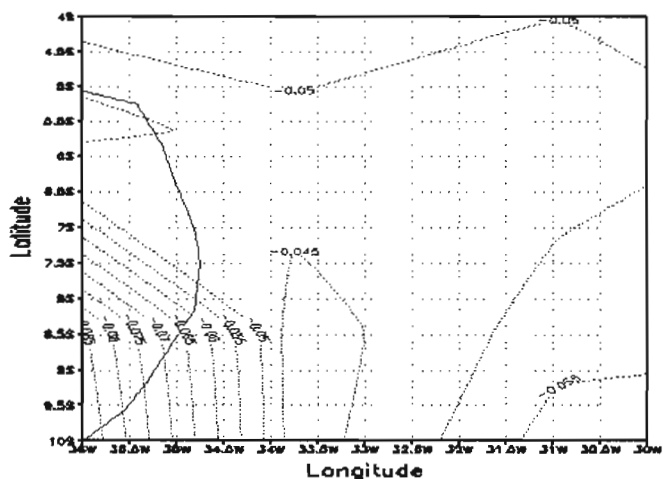
**Figura 6** – Diagrama mostrando a variabilidade do nível diário das marés no porto de Cabedelo para todos os meses de janeiro no período de 2001 a 2005. A linha vermelha sobre o gráfico mostra a tendência de aumento do nível médio do mar naquela estação nos últimos cinco anos.



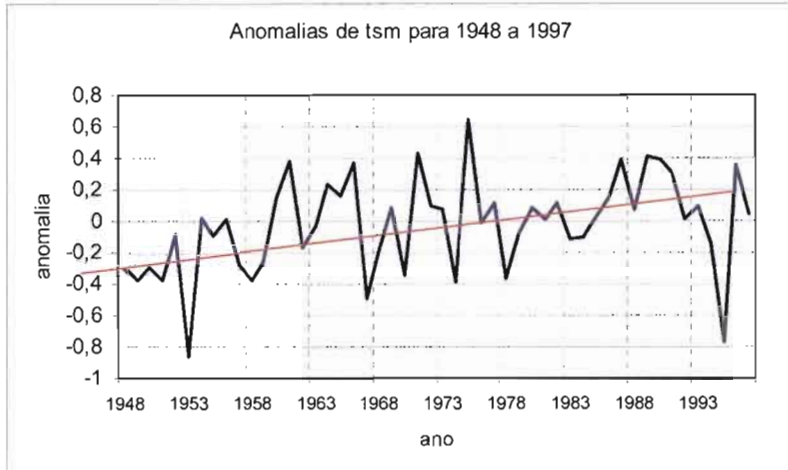
**Figura 7** – Diagrama mostrando a variabilidade do nível diário das marés no porto de Recife para todos os meses de janeiro no período de 2001 a 2005. A linha vermelha sobre o gráfico mostra a tendência de aumento do nível médio do mar naquela estação nos últimos cinco anos.



**Figura 8** – Anomalias de temperatura da superfície do mar para todos os meses de janeiro desde 1990 até 2003, dados pelo IRI/USA para a área do Oceano Atlântico adjacente aos estados de Pernambuco e Paraíba. Notem-se as tendências decrescentes no início dos anos noventa e crescentes de 1993 a 2003. As tendências estão destacadas em vermelho.



**Figura 9** – Pseudo-stress do vento, dados pelo modelo ARPÈGE. Note-se que há uma tendência de acumular água no lado oeste da bacia do Atlântico na área estudada.



**Figura 10** – Anomalias de temperatura da superfície do mar para a área adjacente à costa do Nordeste, segundo a climatologia do modelo ARPÈGE para o período entre 1948 a 1997. Note-se a tendência crescente representada pela linha vermelha sobre o gráfico.

## O MONITORAMENTO COSTEIRO

A Região Nordeste do Brasil, apesar de ser uma das regiões mais afetadas pelo avanço do mar decorrente do aumento de seu nível, não possui sequer um marégrafo que indique a magnitude desse avanço. Torna-se imperativo o monitoramento desse nível em toda costa nordestina, a partir de observações *in situ* e através de dados de marés fornecidos pela Diretoria de Hidrografia e navegação da Marinhado do Brasil e análise matemática da série de dados históricos para se detectar tendências de aumento do nível médio do mar.

Pretende-se iniciar nesta etapa, a depender do financiamento ora solicitado, a instalação de alguns marégrafos geodesicamente referenciados, para se medir de forma sistemática, o aumento do nível do mar na costa nordestina e o conseqüente avanço do mar sobre as áreas costeiras. Serão instalados três marégrafos com elemento sensível ultrasônico (ver foto na Fig. 11 adiante), nos portos de Cabedelo na Paraíba, Recife em Pernambuco e

Maceió em Alagoas. Os dados gerados pelos marégrafos nessas localidades serão armazenados de forma contínua em datalogger e recuperados a partir de Laptop adquirido com recursos do projeto para esse fim. Com esses dados será possível construir uma série temporal das informações para posterior análise de tendência de aumento do nível do mar. Todas informações geradas pelo projeto, serão disponibilizadas em uma página WEB que está sendo construída para esse fim – [www.dca.ufcg.edu.br/promares/](http://www.dca.ufcg.edu.br/promares/)

### **AGRADECIMENTOS**

Esse trabalho faz parte do Projeto de cooperação científico franco-brasileiro IRD-CNPq CATIN “Climat de l’Atlantique Tropical et Impacts sur le Nordeste” (Processo CNPq 492690/2004-9).



**Figura 11** – Marégrafo que será usado neste projeto em processo de aquisição - DCU7110 Ultrasonic Water Level Sensor. (fabricante VAISALA)

## BIBLIOGRAFIA

- Diretoria de Hidrografia e Navegação - tábuas das marés. Sítio eletrônico "www.dhn.mar.mil.br / serviços / tábuas das marés".
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. J. M. McCarthy et al., editors. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1032 pp., 2001a.
- Gomes Filho, M. F.; Servain, J.; Lucena, D.B.; Paula, R. K.; Silva, A. B.: Evidências observacionais de aumento no nível do Atlântico Tropical próximo a costa do Nordeste do Brasil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, v. 30, 39 - 45 2006.
- Gomes Filho, M.F.; Servain, J.; Lucena, D. B.; Paula, R. K.; Silva, A. B.: A study of the sea level elevation in the Tropical Atlantic as observed in the neighborhoods of the Brazilian Northeast coastline. Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. 259 - 266, 2006.
- Janini Pereira; Ilana Wainer; Edmo J. Campos; Reindert J. Haarsma: Variabilidade Climática do oceano austral usando um modelo acoplado do NCAR. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 19, 287 - 298 2004.
- Justino, F. B. The influence of boundary conditions on the Last Glacial Maximum. Shaker Verlag editor, Kiel, 2004.
- Revista Veja: Como Salvar o Planeta. Reportagem Especial. Editora ABRIL, (51), dezembro de 2004.
- Wainer, I. Aquecimento global e a variabilidade climática na região do Oceano Atlântico Tropical e Sul. 94f. Tese Livre Docência, Instituto Oceanográfico da USP, São Paulo, SP, 2003.



# **Evolução do Impacto de Eventos Climáticos Extremos nos Oceanos Pacífico e Atlântico sobre a Estação Chuvosa no Nordeste do Brasil**

**Daisy Beserra Lucena<sup>1</sup>, Jacques Servain<sup>2</sup> e Manoel Francisco Gomes Filho<sup>3</sup>**

*<sup>1</sup>Doutora em Meteorologia*

*<sup>2</sup>Institut de Recherche pour le Développement (IRD-UR182), Cientista Visitante na Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME)*

*<sup>3</sup>Prof. Dr. do Departamento de Ciências Atmosféricas da UFCG*

## **INTRODUÇÃO**

A análise do comportamento das chuvas na Região Nordeste do Brasil (NEB) se reveste de enorme importância, devido à grande irregularidade apresentada em escala de tempo e espaço, não somente sob o enfoque climático, mas, também, pelas consequências de ordem econômica, social e cultural advindas. Diversos são os fatores que influenciam o comportamento da precipitação, um deles é a variabilidade climática sobre os Oceanos, principalmente o Pacífico e o Atlântico, e suas interações com a atmosfera.

No Pacífico, o modo de variabilidade dominante é o fenômeno ENOS, El Niño - Oscilação Sul, com uma componente oceânica e outra atmosférica. Na sua componente oceânica, caracteriza-se pelo aquecimento (resfriamento) das anomalias da TSM no Oceano Pacífico Equatorial Central e Leste - El Niño (La Niña). A componente atmosférica do ENOS está acoplada dinamicamente ao Índice de Oscilação Sul (IOS), que é definido pela diferença entre a pressão ao nível do mar entre o Pacífico Central (Taiti) e o Pacífico do Oeste (Darwin). O IOS apresenta

valores negativos em anos de El Niño e positivos em anos de La Niña. Portanto, valores positivos significam resfriamento do Pacífico e os negativos, aquecimento.

Sobre o Oceano Atlântico tem-se o dipolo (MOURA e SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991; SERVAIN *et al.*, 1999), atualmente devido a diversas controvérsias sobre sua existência e caracterização é mais conhecido como Gradiente Inter-hemisférico ou meridional da temperatura da superfície do mar (GRADM). O GRADM envolve variações da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) centradas na região dos alísios de nordeste e sudeste, em escalas de tempo sazonal, interanual e decadal (MOURA e SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991). É mais freqüente durante o período de fevereiro a maio, com máxima ocorrência em março (ANDREOLI, 2002). Caracteriza-se por anomalias da TSM de sinais opostos nas bacias norte e sul do AT, gerando um gradiente térmico norte-sul e inter-hemisférico (SERVAIN, 1991; SERVAIN *et al.*, 1999; HUANG e SHUKLA, 1997). Embora as anomalias da TSM referentes a esse modo usualmente apresentem sinais opostos em cada hemisfério, o desenvolvimento dessas anomalias nem sempre é simultâneo (ENFIELD e MAYER, 1997; HUANG e SHUKLA, 1997; SERVAIN, 1991).

Estudos anteriores como os de Hastenrath e Heller (1977), Markham e McLain (1977), Moura e Shukla (1981), Rao e Hada (1990), Pezzi e Cavalcanti (2001), Giannini *et al.* (2004), Andreoli *et al.* (2004), Andreoli e Kayano (2007), dentre vários outros, relatam os impactos climáticos dos Oceanos Pacífico e Atlântico sobre a precipitação sazonal no Nordeste do Brasil. Época de escassez de precipitação sobre o NEB está mais relacionada com ocorrência do fenômeno El Niño, e/ou com a ocorrência do GRADM positivo ao longo do Atlântico tropical (ou seja, anomalias de TSM mais ou menos positivas no norte da bacia e, anomalias mais ou menos negativa no sul bacia do Atlântico Tropical). No contrário, têm-se períodos chuvosos abundantes relacionados com o evento La Niña e/ou com o GRADM negativo (anomalias da TSM negativas ao norte e positivas ao sul).

Dessa forma, o objetivo principal deste trabalho é contribuir para um melhor entendimento dos diferentes impactos dos Oceanos Índico/Pacífico e Atlântico Tropical sobre a precipitação sazonal no Nordeste do Brasil.

Esses impactos climáticos são examinados a partir dos principais episódios de eventos El Niño/La Niña, sobre o Pacífico, e o Gradiente Meridional da Temperatura da Superfície do Mar no Atlântico Tropical (MGRAD), durante o período de 1948 a 1997. Análises diagnósticas são realizadas utilizando um conjunto de dados de precipitação observados, estimados e simulados. O estudo completo (LUCENA, 2008) é feito para três diferentes sub-regiões sobre o NEB, a nordeste, a leste e a centro/sul, em que se observam períodos chuvosos com pluviosidade sazonal diferenciada e essas ocorrem em períodos distintos no ano (em março para a sub-região norte, em maio para a leste e em dezembro para a centro/sul - Figura 1). Neste trabalho o foco principal de estudo será a sub-região norte do NEB.

O limite esquemático das três sub-regiões utilizadas no presente estudo pode ser visualizado na Figura 1. A época das chuvas ao longo da sub-região norte ocorre principalmente durante fevereiro a maio. A razão principal para a pluviosidade sazonal é o deslocamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical - ZCIT, outros motivos são convecção locais, linhas de instabilidade, brisa e ondas de leste, dentro outros; Na sub-região leste sub-região o período mais chuvoso está compreendido entre os meses de abril a julho, e está relacionado também com da ZCIT, do mesmo modo com uma significativa influência de ondas leste, além da dinâmica associada ao vórtice ciclônico de altos níveis - VCAN; Por último, a sub-região centro/sul está sob influência de frentes frias provenientes do Atlântico Sul e também a Zona de Convergência do Atlântico Sul ou, da América do Sul - ZCAS, nesta sub-região a principal estação chuvosa ocorre no início da temporada, no período de novembro a fevereiro (UVO, 1989; NOBRE e SHUKLA, 1996; MOLION e BERNARDO, 2002).

## DADOS E METODOLOGIA

O conjunto de dados de precipitação utilizado neste estudo provém do *Climate Prediction Center* – CPC<sup>1</sup> (CHEN *et al.*, 2002), baseados nas observações de pluviômetros; do *Global Precipitation Climatology Project* – GPCP<sup>2</sup> (ADLER *et al.*, 2003), que é uma combinação entre dados captados por pluviômetros e dados estimados por medições de satélites; também dados provenientes do projeto denominado Reanálises do *National Centers for Environmental Predictions / National Centers for Atmospheric Research* – NCEP/NCAR<sup>3</sup> (KAYNAY *et al.*, 1996); bem como dados simulados pelo Modelo de Circulação Geral da Atmosfera ARPEGE – *Action de Recherche Petites et Grandes Echelles* (dados utilizados na tese do CASSOU, 2001).

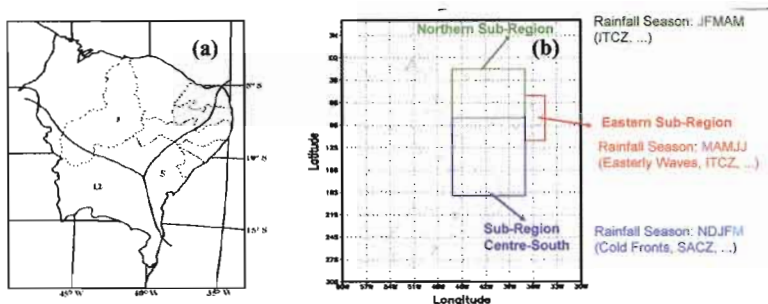
O modelo ARPEGE, desenvolvido conjuntamente por Météo-France e o Centro Europeu de Previsão do Tempo (ECMWF), consiste em dois tipos de simulações: o primeiro conjunto, o experimento de referência, chamado de GOGA (*Global Ocean – Global Atmosphere*) a atmosfera é forçada pela Temperatura da Superfície do Mar (TSM) observada em todos os Oceanos globais durante 1948-1997 (é uma média do conjunto de 8 simulações); já o segundo conjunto, experimento teste, AOGA (*Atlantic Ocean – Global Atmosphere*), a atmosfera é forçada, para o mesmo período, somente pelo Oceano Atlântico, sendo utilizada a climatologia nos demais oceanos (Índico e Pacífico), como pode ser visualizado na Figura 2, neste foi usada uma média do conjunto de 4 simulações. Características gerais do modelo são descritas em Dequé *et al.* (1994).

---

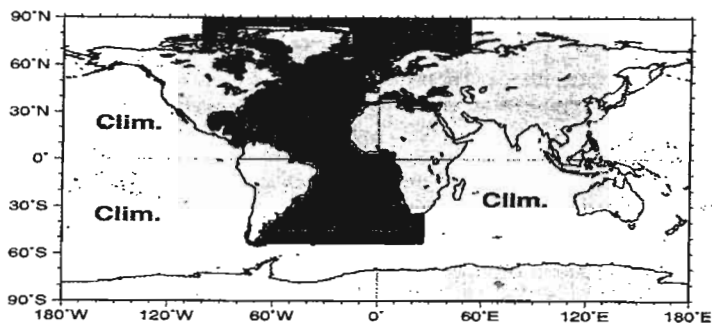
1 Esses dados são disponibilizados pelo CPC da NOAA, obtidos através do sitio <<http://iridl.ldeo.columbia.edu/>>

2 dados provenientes do sitio <<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.gpcp.html>>

3 obtidos no endereço <<http://www.cdc.noaa.gov/>>



**Figura 1** – (a) Regime de precipitação sobre o Nordeste do Brasil com seus principais meses chuvosos: (12) Dezembro, (3) Março e (5) Maio. Fonte: Adaptada de Marques et al. (1983). (b) Subdivisões da região NEB: sub-região 1 (norte do NEB); sub-região 2 (leste do NEB); e sub-região 3 (centro-sul do NEB).



**Figura 2** – A região em negrito mostra a área do Oceano Atlântico utilizada como forçante no experimento AOGA. Nos demais oceanos, como mostrado, é utilizada a climatologia de TSM. Fonte: Cassou (2001), Cassou e Terray (2001)

Os anos com ocorrência do evento El Niño e La Niña foram selecionados tendo como base a relação do CPC/NOAA<sup>4</sup> e se baseiam num limiar de +/- 0.5°C para o Índice Niño (média

<sup>4</sup> disponível no sítio <[http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)>

móvel de 3 meses das anomalias do ERSST.v2 SST na região do Niño 3.4) para o período de 1971-2007. A Tabela 1(a) mostra os 14 anos de EN e os 13 anos de eventos LN. A classificação dos episódios nas categorias fraco, moderado e forte foi realizada também com base nas informações contidas no sítio<sup>5</sup> do CPC/NOAA. Os episódios quentes baseiam-se no trabalho de Rasmusson e Carpenter (1982), enquanto a fonte dos episódios frios é Ropelewski e Halpert (1989).

Por outro lado, os anos correspondentes aos anos com GRADM positivo ou negativo foram escolhidos com base no cálculo do índice proposto por Servain (1991) que consiste na diferença entre as médias da TSM na área delimitada na bacia norte do Atlântico por 60°W-20°W, 5°N-28°N, menos a área na bacia sul 35°W-5°E, 20°S-5°N. Os dados para realização desse cálculo foram os dados do GISST (dados de entrada do ARPEGE). Foram considerados anos de ocorrência do GRADM positivo aqueles anos em que o índice apresentou valor acima de 0,5°C e negativo os valores abaixo, durante pelo menos dois meses consecutivos entre os meses de janeiro a junho. Na Tabela 1(b) apresentou-se a relação dos anos correspondentes à seleção dos 10 episódios com GRADM positivo e 09 com GRADM negativo sobre o Oceano Atlântico.

---

5 Disponível em <[http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears\\_1877-present.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears_1877-present.shtml)>

**Tabela 1** – (a) Anos de El Niño e La Niña com sua devida classificação e (b) Anos com GRADM positivo e GRADM negativo \*  
 Fonte da tabela (a): CPC/NOAA (2006)

(b)

EL NIÑO		LA NIÑA	
Anos	Classificação	Anos	Classificação
1957/1958	Forte	1949/1950	Forte
1963/1964	Fraco	1950/1951	Forte
1965/1966	Moderado	1954/1955	Forte
1968/1969	Moderado	1955/1956	Forte
1969/1970	Moderado	1964/1965	Moderado
1972/1973	Forte	1970/1971	Moderado
1976/1977	Fraco	1971/1972	Moderado
1977/1978	Fraco	1973/1974	Forte
1982/1983	Forte	1974/1975	Forte
1986/1987	Moderado	1975/1976	Forte
1987/1988	Moderado	1984/1985	Fraco
1990/1991	Forte	1988/1989	Forte
1991/1992	Forte	1995/1996	Fraco
1994/1995	Moderado		

GRADM POSITIVO	GRADM NEGATIVO
Anos	Anos
1951 ***	1971 ***
1956 ***	1973 **
1958 **	1974 ***
1966 **	1975 ***
1970 **	1984
1978 **	1985 ***
1980	1986
1981	1989 ***
1983 **	1994
1997	

\* Classificação de eventos com base no índice GRADM (SERVAIN, 1991), em que valores acima (abaixo) de 0,5°C durante pelo menos dois meses consecutivos entre os meses de janeiro a junho referem-se à GRADM positivo (GRADM negativo)

\*\* referem-se aos anos em que ocorreram coincidentes com eventos El Niño

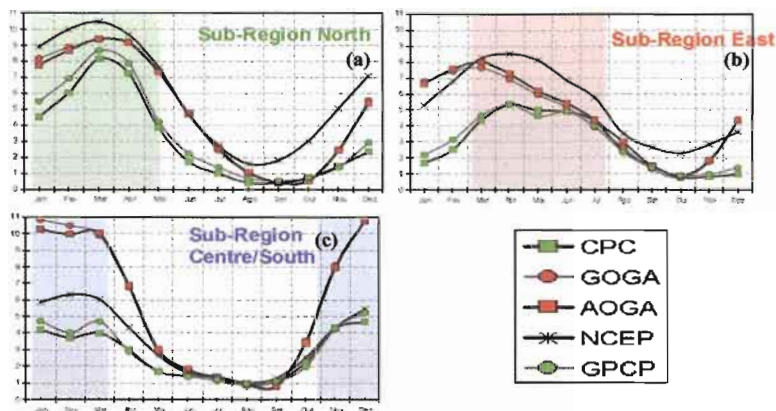
\*\*\* referem-se aos anos em que ocorreram coincidentes com eventos La Niña

## RESULTADOS

O ciclo médio sazonal da precipitação (em mm/dia) para cada uma das três sub-regiões analisadas é representado na Figura 3. Os dados de precipitação apresentados são provenientes do CPC (quadrados verdes), do GPCP (círculos verdes), do NCEP (asteriscos) e das simulações GOGA e AOGA (respectivamente, círculos e quadrados em vermelho). Note que os, principais, períodos sazonais de chuvas para cada uma das três sub-regiões estão destacados. Pode-se observar que GOGA e AOGA são muito similares, e isto é normal, já que se trabalhou com médias de longo prazo, dessa forma, a média de 1948-1997 para AOGA deve ser muito próxima da média de GOGA para os mesmos 50 anos. Os dados de precipitação para o CPC e GPCP também se apresentaram muito próximas, os dados do NCEP é que foi um pouco diferentes das duas observações e simulações. O que se pode realmente notar é que o ARPEGE estimou chuvas em excesso para a sub-região centro/sul, mesmo que o período das chuvas sazonais foi bem representado. Sobre a sub-região leste o ARPEGE continuou também sobreestimando a precipitação, porém nesta sub-região com um atraso de um mês para o máximo de precipitação. Na sub-região norte pode ser observado que o modelo representou muito bem o período chuvoso (sinais são observados e simulados em fase) e, apesar de ter estimado precipitação em excesso essa foi reduzida (de 0 a 3 mm/dia) em comparação as demais sub-regiões.

Durante o período estudado, 1948-1997, muitos eventos EN e LN foram registrados (conforme Tabela 1), porém pode se observar através da Figura 4 um número um pouco maior de EN durante a segunda metade do período (o que, normalmente, significa um efeito negativo sobre a precipitação sobre o NEB). Durante o mesmo período de maior ocorrência de EN (segundo período), na realidade, a partir do início da década de 1970, o número de GRADM negativo sobre o Atlântico Tropical também foram mais numerosos (que, normalmente, induz um impacto positivo sobre as chuvas no NEB, destaca-se, então, o





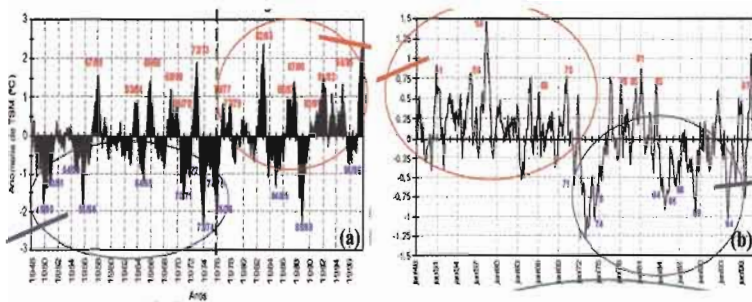
**Figura 3** – Ciclo anual da precipitação média em mm/dia para as três sub-regiões do NEB com os resultados das simulações GOGA e AOGA do modelo ARPEGE, dados de reanálises do NCEP, dados observados do CPC e GPCP. (a) sub-região 1 - norte; (b) sub-região 2 - leste e (c) sub-região 3 – centro/sul.

impacto inverso do Atlântico e do Pacífico). Antes da década de 1970 no Pacífico (mais La Niña) e Atlântico (maior número de GRADM positivo) também se verifica impactos climáticos controversos, isso no sentido de historicamente provocarem impactos contrários, se eles atuassem isoladamente.

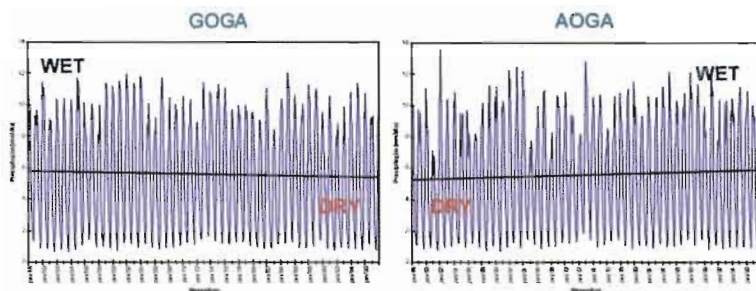
As simulações GOGA e AOGA e simulações são coerentes o relatado acima. Verifica-se através da Figura 5, séries mensais das precipitações simuladas para toda a região Nordeste durante o período do estudo. Para GOGA nota-se uma ligeira tendência linear à seca (possivelmente mais ligados aos eventos EN observados durante a segunda metade do período). A partir da simulação AOGA, verifica-se, sem o efeito do EN ou LN (devido à configuração do experimento), uma pequena tendência linear de aumento das chuvas (provavelmente, também, associada ao número maior de MGRAD negativo na segunda metade do período de estudo).

Esse sinal na série temporal é, obviamente, acentuado quando se calcula a diferença entre os dois conjuntos de

simulações. A Figura 6 mostra essa diferença para as três sub-regiões (Norte, Leste e Centro/Sul), usando apenas, para cada caso, a principal estação chuvosa (FMAM para a sub-região Norte, AMJJ para a sub-região Leste, e para NDJF sub-região Centro/Sul). Verifica-se que a amplitude da diferença é maior para a sub-região Norte durante todo o período, o que pode indicar que está sub-região é particularmente sensível para o Atlântico versus o experimento referência executado. Parece que não foi exatamente o caso das outras duas sub-regiões: a leste, a diferença é menor durante o período do primeiro semestre, e maior durante o segundo semestre período; para a Centro/Sul, isto é exatamente o inverso, a diferença é maior durante o primeiro semestre período, e um pouco menor durante o segundo semestre período.



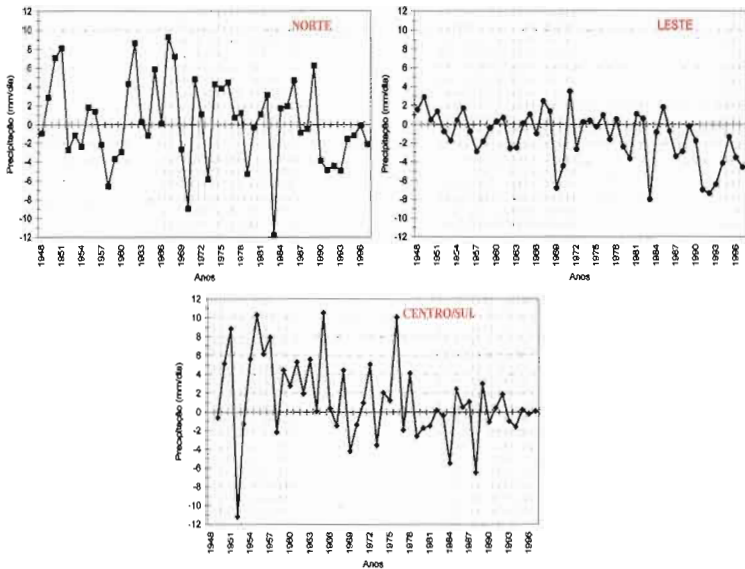
**Figura 4** – (a) Anomalias da TSM mensais sobre a região do Niño 3.4 ( $170^{\circ}\text{W}/120^{\circ}\text{W} - 5^{\circ}\text{S}/5^{\circ}\text{N}$ ) a partir de dados GISST para o período de 1948-1997. (b) Série temporal do índice do GRADM (calculado conforme descrito na seção dados). A linha vertical tracejada em verde divide a série em dois períodos distintos, antes e depois de 1976. Os anos em vermelho correspondem aos 14 anos de El Niño em (a) e anos com GRADM positivo em (b) e os em azul aos 13 anos de La Niña em (a) e com GRADM negativo em (b). As formas elípticas em azul chamam a atenção aos eventos que na literatura estão relacionadas a períodos úmidos (precipitação acima ou em torno da média) e em vermelho associadas com períodos secos (precipitação abaixo da média climatológica).



**Figura 5** – Série temporal mensal da precipitação (mm/dia) sobre todo o NEB com os dados do modelo ARPEGE para o período 1948-1997 para (a) simulação GOGA (referência) (b) simulação AOGA (teste).

A análise de diagnóstico realiza-se para os quatro tipos de eventos (EN, LN, GRADM positivo e negativo), usando em cada etapa cada uma das três diferentes sub-regiões (Norte, Leste e Centro/Sul). Neste trabalho mostram-se apenas os resultados para os quatro tipos de eventos, mas somente para a sub-região Norte. Iniciar-se-á com o evento EN. A Figura 7a mostra o índice Niño 3,4 (média para períodos de 3 meses, SON, DJF, MAM e JJA) para cada evento selecionado, observa-se que todos os eventos, como já é sabido, não se desenvolve, exatamente, da mesma maneira e alguns dos eventos EN transformam-se rapidamente em LN (por exemplo, os eventos de 63-64, 69-70, 87-88). O que acontece para o GRADM durante estes 14 anos de EN, analisa-se na Figura 7b. Verifica-se que as ocorrências do GRADM não são claras, ou seja, não segue um padrão. Na maioria das vezes esse gradiente é fraco. Apenas duas ou três vezes esse gradiente apresenta-se bem definido como, por exemplo, em 57-58 (fortemente positivo) e em 72-73 (fortemente negativo).

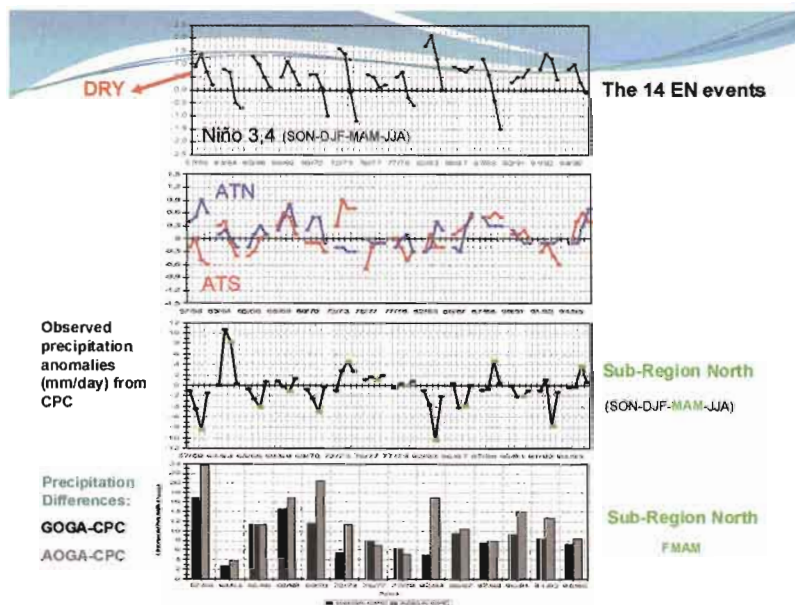
Com relação a pluviosidade sazonal na sub-região Norte para os meses de março a maio, durante estes anos de EN, pode ser visualizado na Figura 7c. A anomalia da precipitação observada do CPC (em mm/dia), mostra que na maior parte dos anos apresenta-se ocorrência de secas (consistente com o EN) ou precipitações próximas a normal climatológica.



**Figura 6** – Diferença da precipitação entre as duas simulações (GOGA-AOGA) do modelo ARPEGE para o período chuvoso de cada sub-região para a sub-região Norte (FMAM); sub-região Leste (AMJJ) e sub-região Centro/Sul (NDJF).

Os episódios são secos quando temos simultaneamente o GRADM positivo (como por exemplo, em 57-58) e, quando o EN está, particularmente, forte e com uma longa duração (como por exemplo, em 82-83). Inversamente, podem ser registrados alguns episódios com precipitações acima da média (anomalias positivas), quando o EN transforma-se em LN, ou seja, perde força ligeiramente (como por exemplo, em 63-64 e 87-88). Em termos de resposta do modelo (Figura 7d), a diferença de precipitação entre GOGA e observação (barras pretas) e entre AOGA e observações (barras cinzas). Tanto GOGA, quanto AOGA sobrestimam a precipitação. O erro da simulação AOGA sempre é superior a GOGA e, obviamente, tais erros são mais significativo para episódios secos (ex.: 57-58, 69-70, 82-83).

Chama a atenção que a melhor simulação ocorre no episódio mais úmido, 63-64 (as condições dos Oceanos são MGRAD neutro e EN fraco).



**Figura 7** – Anomalia sazonal da (a) TSM sobre a região do Niño 3.4, para 14 anos de EN; (b) TSM sobre o ATS (linha vermelha) e o ATN (linha azul), para cada trimestre; (c) precipitação para a sub-região Norte com os dados observados do CPC/NOAA para os anos de EN. Os trimestre são respectivamente, SON, DJF, MAM e JJA para cada ano; e (d) Diferença da precipitação (FMAM) entre as simulações e os dados observados do CPC (GOGA-CPC e AOGA-CPC) nos anos de EN para a sub-região Norte.

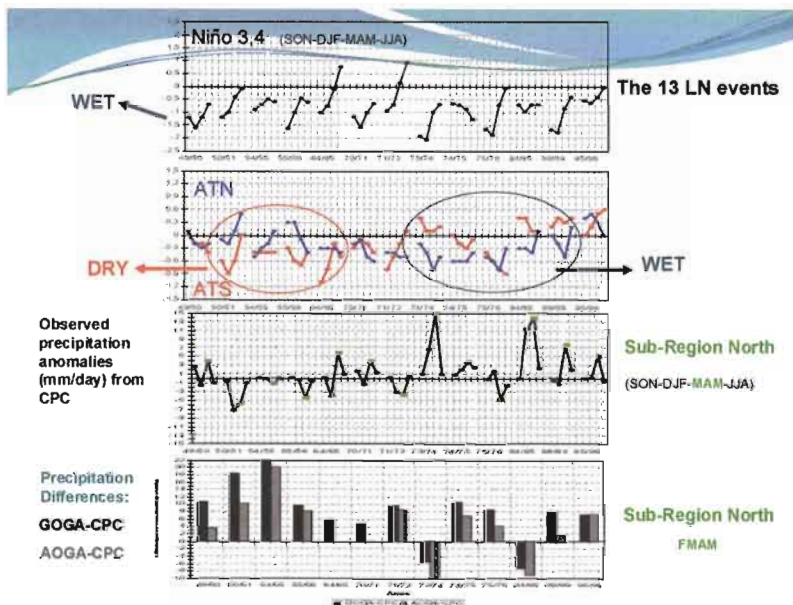
A mesma análise é realizada para os 13 eventos LN. Pode-se constatar na Figura 8a que os episódios de LN são mais estáveis no tempo, apenas dois episódios passam por anomalias positivas (64-65 e 71-72). Sobre o Atlântico (Figura 8b), o comportamento do GRADM é também bem diferente em comparação com os anos de eventos EN. O sinal do GRADM apresenta-se na maior

parte do tempo bem definido, porém com uma inversão entre a primeira (GRADM positivo associado, geralmente, a escassez de chuvas) e a segunda (GRADM negativo – aumento da precipitação) metade do período.

A resposta da precipitação nestes anos de LN não é, portanto, surpreendente. A precipitação apresenta períodos oscilando entre secos e normais durante a primeira metade do período de estudo, e precipitações acima da média, em média, durante a segunda parte do período. A simulação do modelo, também se apresentou um pouco diferente da resposta durante os episódios de EN. Os erros são menores, especialmente, durante a segunda metade do período de estudo, quando Pacífico e Atlântico “trabalham” em conjunto no sentido de induzir uma maior precipitação. Nota-se, ainda que em dois episódios, 73-74 e 84-85, onde os erros são negativos, o modelo simulou precipitações abaixo da observada, estando, portanto, mais seco.

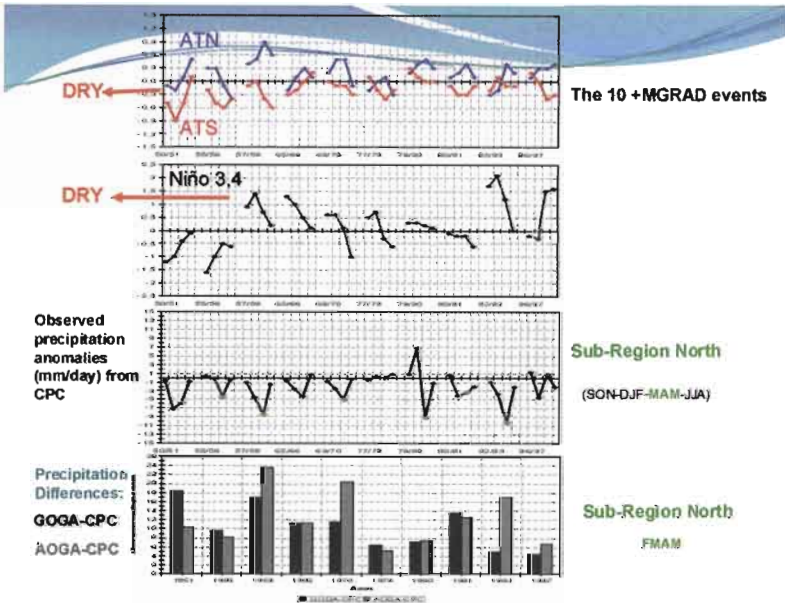
Para os 10 anos com GRADM positivo (relacionado, normalmente, com seca no Nordeste), observa-se na Figura 9a sobre o Pacífico na maioria dos anos o evento EN configurado, a exceção ocorre basicamente nos dois primeiros anos, em 50-51 e 55-56) e o Pacífico apresenta-se neutro em 80-81. Assim, durante estes 10 anos de GRADM positivo, também não é surpreendente constatar que a época das chuvas foi, praticamente, seca. O erro foi sempre positivo, para ambos os tipos de simulação, podendo se observar que os erros menores ocorreram durante a segunda metade do período de estudo.

A análise para o último tipo de evento o GRADM negativo pode ser visualizado na Figura 10. Foram selecionados 9 eventos deste tipo, todos após a década de 1970. A maioria dos eventos é bem significativa apresentando, uma forte e positiva anomalia da TSM ao sul trópicos, e uma forte anomalia negativa ao norte. Observa-se que, durante estes eventos, o fenômeno LN prevaleceu com exceção no ano de 72-73 em que tem-se o EN e em 93-94 o mesmo porém, com menor intensidade.



**Figura 8** – Anomalia sazonal da (a) TSM sobre a região do Niño 3.4, para 13 anos de LN; (b) TSM sobre o ATS (linha vermelha) e o ATN (linha azul), para cada trimestre; (c) precipitação para a sub-região Norte com os dados observados do CPC/NOAA para os anos de LN. Os trimestre são respectivamente, SON, DJF, MAM e JJA para cada ano; e (d) Diferença da precipitação (FMAM) entre as simulações e os dados observados do CPC (GOGA-CPC e AOGA-CPC) nos anos de LN para a sub-região Norte.

A precipitação neste caso mostra-se (Figura 10c) praticamente, uma resposta positiva, ou seja, precipitações acima da média, principalmente no período mais chuvoso para a sub-região em estudo (Norte). Chuvas, provavelmente, associadas ao fator GRADM negativo. Bastante notável é o baixo erro relacionado às simulações do modelo.



**Figura 9** – Anomalia sazonal da (a) TSM sobre o ATS (linha vermelha) e o ATN (linha azul), para cada trimestre; (b) TSM sobre a região do Niño 3.4, para 10 anos com GRADM positivo; (c) precipitação para a sub-região Norte com os dados observados do CPC/NOAA para os anos com GRADM positivo. Os trimestre são respectivamente, SON, DJF, MAM e JJA para cada ano; e (d) Diferença da precipitação (FMAM) entre as simulações e os dados observados do CPC (GOGA-CPC e AOGA-CPC) nos anos com GRADM positivo para a sub-região Norte.

## CONCLUSÕES

A seguir serão expostas algumas conclusões e considerações finais com relação ao impacto de eventos climáticos El Niño, La Niña e Gradiente meridional da TSM positivo e negativo sobre a estação chuvosa da sub-região Norte no Nordeste do Brasil.

✓ Para os eventos EN, o sinal do GRADM apresenta-se na maioria dos casos neutro, resultando em períodos secos (no geral). Conseqüentemente tem-se, em linhas gerais, o impacto apenas do EN;



✓ Nos eventos LN, o sinal do GRADM mostra-se com dois padrões diferentes: observa-se GRADM positivo durante a primeira parte do período em estudo associado com uma resposta de seca, porém fraca (efeito inverso); e durante o segundo período o GRADM negativo predominou com uma forte resposta, excesso de precipitações (efeito acumulativo);

✓ A resposta da precipitação, na sub-região Norte, nos anos de GRADM positivo foram associadas a fortes secas, ou seja, aparentemente o efeito foi acumulativo, já que sobre o Pacífico observou-se maior número de eventos EN;

✓ Durante os eventos com GRADM negativo, observa-se maiores números de LN sobre o Pacífico resultando em um aumento das chuvas sobre a sub-região. Apresentando também um efeito acumulativo;

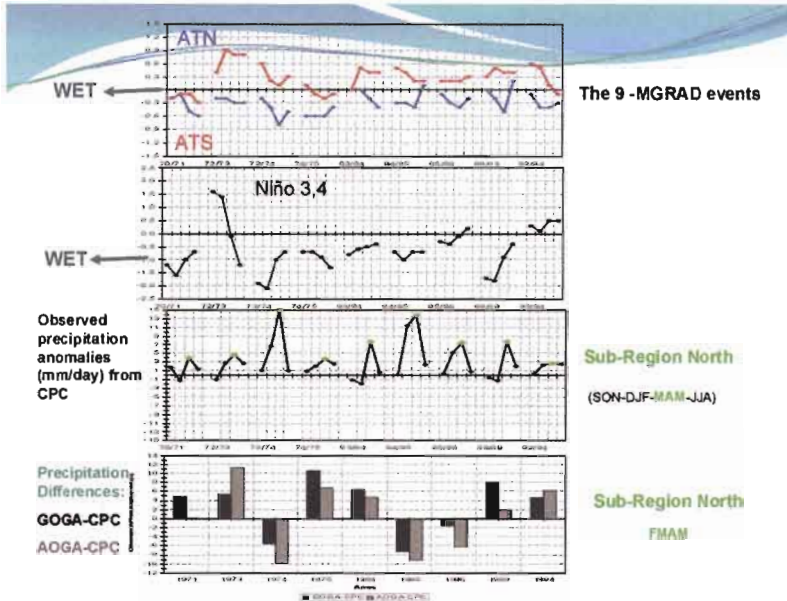
✓ Dessa forma, tem-se que a resposta da precipitação para a sub-região Norte, aparentemente é mais sensível ao GRADM, ou seja, tende a produzir uma resposta mais coerente, que aos eventos sobre o Pacífico (EN ou LN);

✓ Com relação às simulações, observa-se que GOGA reproduziu o impacto das chuvas em coerência com o aumento do número de eventos EN durante a segunda metade do período em estudo;

✓ AOGA consegue reproduzir o impacto das chuvas relacionadas ao número crescente de eventos GRADM negativos durante a segunda metade do período de estudo;

✓ Geralmente as simulações da precipitação do modelo ARPEGE estimam em excesso as chuvas sazonais ao longo do Nordeste (especialmente na sub-região Centro/Sul);

✓ Em termos de variabilidade interanual, o experimento teste, AOGA (versus GOGA) permite identificar o impacto do Atlântico (versus o impacto do Pacífico), em resposta a anomalias de precipitação sobre o NEB (especialmente para as regiões Norte e Leste do NEB); e



**Figura 10** – Anomalia sazonal da (a) TSM sobre o ATS (linha vermelha) e o ATN (linha azul), para cada trimestre; (b) TSM sobre a região do Niño 3.4, para 10 anos com GRADM negativo; (c) precipitação para a sub-região Norte com os dados observados do CPC/NOAA para os anos com GRADM negativo. Os trimestre são respectivamente, SON, DJF, MAM e JJA para cada ano; e (d) Diferença da precipitação (FMAM) entre as simulações e os dados observados do CPC (GOGA-CPC e AOGA-CPC) nos anos com GRADM negativo para a sub-região Norte.

✓ AOGA versus GOGA apresenta uma boa concordância com dois importantes resultados provenientes da análise diagnóstica, ou seja:

1. a resposta coerente da precipitação coerente ao longo do Nordeste é mais significativa quando o GRADM apresenta-se bem configurado (durante essa ocorrência, o sinal do Pacífico também, geralmente é bem claro, positivo ou negativo, resultando em um efeito cumulativo);
2. a resposta da precipitação é menos significativa quando o EN/LN aparece claramente.

## AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudos na época do doutorado e ao Dr. Christophe Cassou (CNRS-CERFACS) pela concessão dos dados da simulação do modelo ARPEGE.

Esse trabalho faz parte do Projeto de cooperação científico franco-brasileiro IRD-CNPq CATIN “*Climat de l’Atlantique Tropical et Impacts sur le Nordeste*” (Processo CNPq 492690/2004-9), como também do Projeto Institucional da UFCG CAMISA “Clima do Nordeste e do Atlântico Tropical e o Monitoramento dos Impactos no Semi-Árido”.

Esse trabalho foi extraído da Tese de Doutorado de Daisy Beserra Lucena na Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), que teve como orientadores os professores Doutores Manoel F. Gomes Filho e Jacques Servain.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adler, R.F.; Huffman, G.J; Chang, A.; Ferraro, R.; Xie, P.-P; Janowiak, J.; Rudolf, B.; Schneider, U.; Curtis, S.; Bolvin, D.; Gruber, A.; Susskind, J.; Arkin, P.; Nelkin, E. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), 1147-1167, 2003.
- Andreoli, R.V. Variabilidade e Previsibilidade da Temperatura da Superfície do Mar no Atlântico Tropical. 224 p. (INPE-9557-TDI/833). Tese (Doutorado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002.
- Andreoli, R.V.; Kayano, M.T. A importância relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico Leste na variabilidade da precipitação do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 22 (1), 63-74, 2007.
- Andreoli, R.V.; Kayano, M.T.; Guedes, R.L.; Oyama, M.D.; Alves, M.A.S. A influência da temperatura da superfície do mar dos

- oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 19 (3), p. 337-344, 2004.
- Cassou, C. Rôle de l'Océan dans la Variabilité Basse Fréquence de l'Atmosphère sur la Région Nord Atlantique – Europe. Thèse de doctorat. Toulouse: France. 280 p. 2001.
- Cassou, C.; Terray, L. Ocean forcing of the wintertime low frequency atmospheric variability in the North Atlantic European sector: a study with the ARPEGE model, *Journal of Climate*, 14 (22): 4266 – 4291, 2001.
- Chen, M.; Xie, P.; Janowiak, J. E.; Arkin, P. A. Global Land Precipitation: A 50-yr Monthly Analysis Based on Gauge Observations, *Journal of Hydrometeorology*, 3, 249-266, 2002.
- Déqué, M.; Dreveton, C.; Braun, A.; Cariolle, D. The climate version of the ARPEGE/IFS: a contribution to the French community climate modelling, *Climate Dynamics*, 10: 249-266, 1994.
- Enfield, D.B.; Mayer, D.A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to the El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 102, 929-945, 1997.
- Giannini, A.; Saravanan, R.; Chang, P. The predictioning role of Tropical Atlantic variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of Nordeste rainfall. *Climate Dynamics*, 22(8), 839-855, 2004.
- Hastenrath, S.; Heller, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, 77-92, 1977.
- Huang, B.; Shukla, J. Characteristics of the interannual and decadal variability in a general circulation model of the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 1693-1712, 1997.
- Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Zhu,

- Y.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Mo, K. C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Leetmaa, A.; Reynolds, R.; Jenne, R.; Joseph, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Boston, 77(3), 437-471, 1996.
- Lucena, D. B. Impacto dos Oceanos Pacífico e Atlântico no Clima do Nordeste do Brasil. 225 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande - PB, 2008.
- Markham, C.G.; Maclain, P.R. Sea surface temperature related to rain in Ceará, Northeast Brazil. *Nature*, 265 (5592), 320-322, 1977.
- Marques, V. S.; Rao, V. B; Molion, L. C. B. Interannual and seasonal variation in the structure and energetics of the atmosphere over Northeast Brazil. *Tellus*, v. 35A, n. 2, p. 136-148, Mar. 1983.
- Moura, A.D.; Shukla, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory e numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, 2653 – 2675, 1981.
- Molion, L.C.B.; Bernardo, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira Meteorologia*, 17(1)1-10, 2002.
- Nobre, P.; Shukla, J. Variation of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 9, 2464-2479, 1996.
- Pezzi, L.P.; Cavalcanti, I.F.A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: A numerical study. *Climate Dynamics*, 17, 205-212, 2001.
- Rasmusson, E.M.; Carpenter, T.H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110, 354-384, 1982.

- Rao, V.B.; Hada, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, 42(1), 81-91, 1990.
- Ropelewski, C. H.; Halpert, M.S. Precipitation patterns associated with the high index phase of Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2 (3), 268-284, 1989.
- Servain, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *Journal of Geophysical Research*, 96, 15.137 - 15.146, 1991.
- Servain, J.; Wainer, I.; McCreary Jr., J.P.; Dessier, A. Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic variability in the tropical Atlantic. *Geophysical Research letters*, 26(4), 485-488, February 15, 1999.
- Uvo, C. A zona de convergência e sua relação com a precipitação no Nordeste Brasileiro. Dissertação de Mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos. 120 p. (INPE-4887-TDL/378), 1989.

# Mechanisms Influencing the Strong Rainfall Episodes on the Eastern Nordeste of Brazil

Yves K. Kouadio<sup>1,4</sup>, Jacques Servain<sup>2,4</sup>, Luiz A.T. Machado<sup>3</sup> and Sergio Sombra<sup>4</sup>

<sup>1</sup> University of Cocody, Laboratoire de Physique de l'Atmosphère, UFR-SSMT, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire. Visiting Scientist at CPTEC/INPE, Cachoeira Paulista, SP, Brazil.

<sup>2</sup> Institut de Recherche pour le Développement (IRD-UR182), Visiting Scientist at Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), Av. Rui Barbosa 1246, Fortaleza, CE, Brazil.

<sup>3</sup> Centro de Previsão de tempo e Estudos Climáticos /Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - CPTEC/INPE, Rodovia Pres. Dutra, km 40, Cachoeira Paulista, SP, Brazil.

<sup>4</sup> Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), Av. Rui Barbosa 1246, Fortaleza, CE, Brazil.

## ABSTRACT

We investigate the relationship between simultaneous occurrences of intense mesoscale convective systems (MCSs), distinctive atmospheric easterly waves (AEWs) signatures and large sea surface temperature (SST) anomalies over the tropical Atlantic, and subsequent strong rainfall episodes ( $> 10$  mm/day) over the eastern Brazilian Nordeste. A diagnostic analysis is firstly performed. Eleven events are selected as representative of such relationship during the Nordeste rainfall season (January–June) in 2004 (5 events), 2005 (4 events) and 2006 (2 events). The selected AEWs are those with a lifespan greater than or equal to 3-day, and which initiate at east of  $20^{\circ}\text{W}$ , *i.e.* far from the Nordeste. In a second part of the analysis, a Regional Atmospheric Modelling System (RAMS) is forced by observed SST over the tropical Atlantic for twice episodes chosen among

the eleven selected events. It is found that atmospheric variables, such as equivalent potential temperature, latent heat flux, water vapour, vertical vorticity, and zonal wind, support the genesis of the strong rainfall episodes over the eastern Nordeste which are related to tropical Atlantic conditions which occur just before. That could help in the forecasting of such dramatic episodes.

## INTRODUCTION

Many physical processes could affect the precipitation in the Nordeste as for instance the seasonal migration of the ITCZ, the northward incursion of cold fronts and atmospheric easterly waves (AEW). But a few study focus on the influence of the southern hemisphere AEWs on the Nordeste precipitation. Our goal is (i) to ascertain the action of these last phenomena and (ii) to see how there are sustained when crossing westward the south Atlantic basin and (iii) to show how the daily variation of SST affects rainfall through weather conditions. To approach this problem, we analyse the relationship between: precipitation in the eastern Nordeste region of Brazil ( $40^{\circ}\text{W}$ - $35^{\circ}\text{W}$ ;  $2.5^{\circ}\text{S}$ - $12.5^{\circ}\text{S}$ ), the MCSs and the AEWs that cross the south Atlantic and reach the Nordeste and the SST conditions. Nordeste region used here is ranged between  $40^{\circ}\text{W}$ - $35^{\circ}\text{W}$  of longitude and  $12.5^{\circ}\text{S}$ - $2.5^{\circ}\text{S}$  of latitude

## DATA

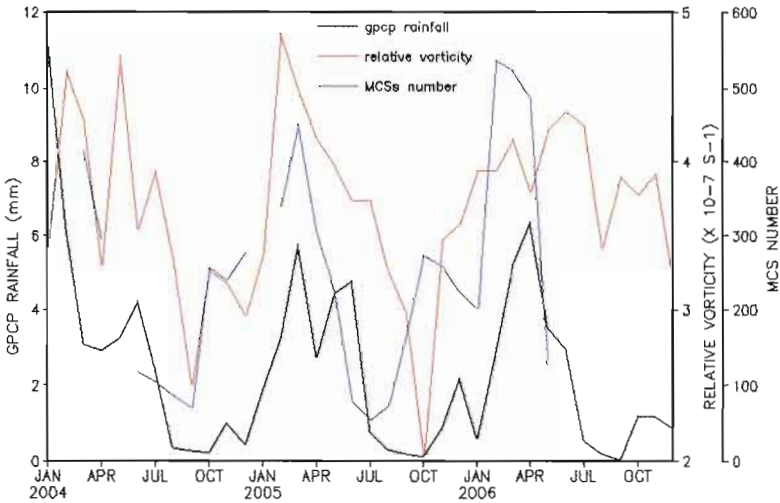
- in-situ daily precipitation over the Nordeste from an array of 682 meteorological stations in 2004-2006.
- Global Precipitation Climatology Project (GPCP) data set extracted on a  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  regular grid for the period 1997-2006 above the full Nordeste.
- MCSs tracking and their physical characteristics are given by ForTraCC model which was developed at CPTEC/INPE.
- AEWs are depicted thanks to the relative vorticity computed from the wind field at 700 hPa. Data are from



NCEP-NCAR 1948-2006 reanalysis and are reported on a  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  grid.

- Daily SST fields from 2004 to 2006 are provided on a  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  grid and given by the Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (Ifremer) on its website ([www.ifremer.fr/](http://www.ifremer.fr/)).
- RAMS uses the diagrams of convection parameterization proposed by Kuo. We are especially interested by: (i) how the atmospheric conditions evolve/move according to the SST variability; and (ii) how this ocean-atmospheric coupling can influence strong rainfall episodes over Eastern Nordeste.

## DIAGNOSTIC APPROACH



**Figure 1** – Monthly number of MCSs (lifespan > 2 hours), which move westward from  $20^\circ\text{W}$  up to the Nordeste and have a dissipation coordinate ranged between  $12.5^\circ\text{S}$  and  $2.5^\circ\text{S}$  during 2004-2006. Monthly rainfall of GPCP on the Nordeste monthly vorticity on the area  $40^\circ\text{W}$ - $20^\circ\text{E}$ ,  $12.5^\circ\text{S}$ - $2.5^\circ\text{S}$  are also plotted.

This figure shows a similar evolution between:

- MCSs which move westward inside the region  $35^{\circ}\text{W}$ - $20^{\circ}\text{W}$ ;  $2.5^{\circ}\text{S}$ - $12.5^{\circ}\text{S}$  up to the *Nordeste*
- the horizontal vorticity over the domain  $40^{\circ}\text{W}$ - $20^{\circ}\text{E}$ ;  $2.5^{\circ}\text{S}$ - $12.5^{\circ}\text{S}$
- the precipitation in the *Nordeste*.

Eleven events are selected according to four criteria:

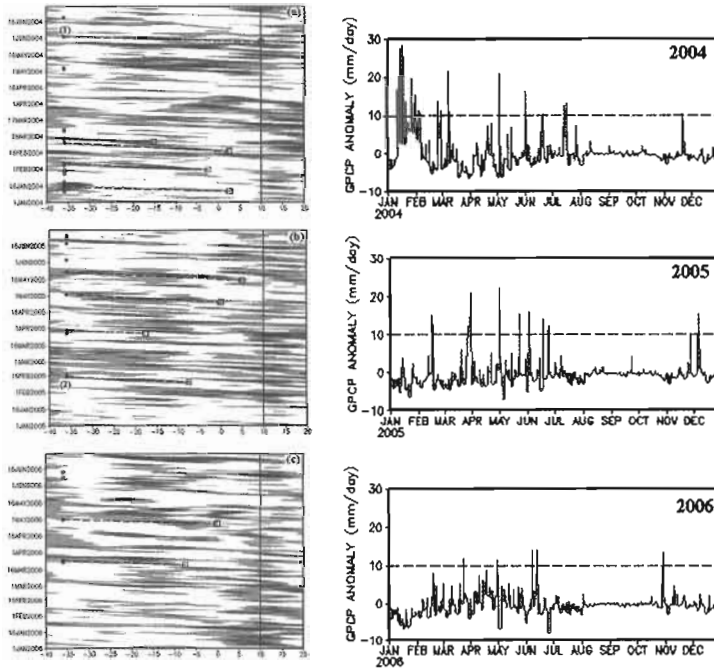
- Strong rainfall anomalies ( $> 10$  mm)
- AEW reach at least the *Nordeste* (i.e. at  $36^{\circ}\text{W}$ ) during the rainy day
- AEWs initiate at the east of  $20^{\circ}\text{W}$
- AEWs lifespan  $> 3$  days.
- AEW signatures are indicated by the longitudinal spread of the vorticity at 700 hPa.
- Others strong rainfall episodes may certainly be influenced by others physical processes

An example of the daily SST anomalies is calculated during the period 2004-2006 for two specific events: May 27-June 01 2004 and (right) Feb 09-Feb 15 2005 event.

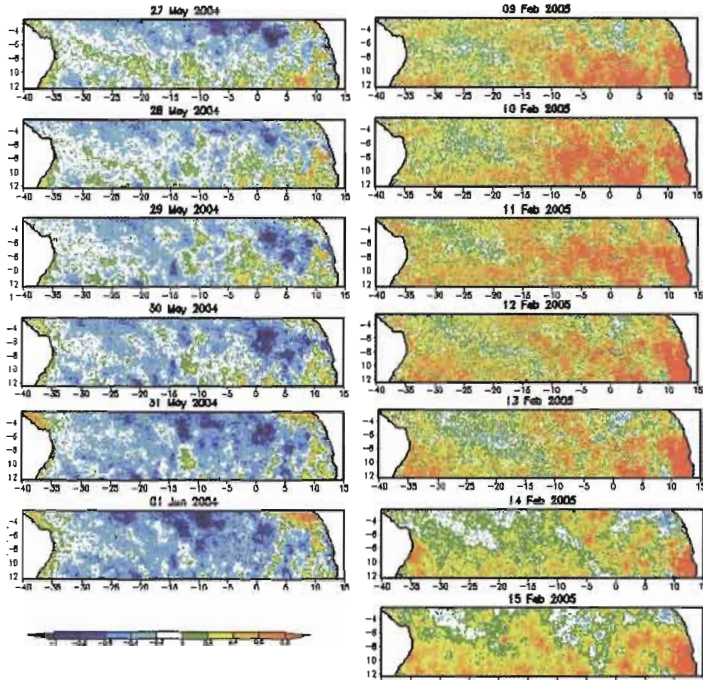
For May 27-June 01 2004 :

- cooling intensifies until June 01
- warming structures are observed southward of  $8^{\circ}\text{S}$ , during May 27 and May 28, close to the African coast up to  $20^{\circ}\text{W}$  of longitude and disappear progressively
- warming ( $< 0.2^{\circ}\text{C}$ ) is located along the *Nordeste* coast

For Feb 09-Feb 15 2005, a general warming occurs in the whole southern basin with high values ( $> 0.6^{\circ}\text{C}$ )



**Figure 2** – (left) The 700 hPa relative vorticity ( $\times 10^{-5} S^{-1}$ ) in January-June of (a) 2004, (b) 2005 and (b) 2006 along  $40^{\circ}W-20^{\circ}E$  averaged between  $12.5^{\circ}S$  and  $2.5^{\circ}S$ . Positive anomalies great to 10 mm/day of the GPCP (dotted) are represented on the mean eastern longitude of the Nordeste. Initiation coordinates of selected events are mark as square. The initiation of the event and the rainy day are connected by a dashed line. The vertical line represents approximately the limit ( $\sim 10^{\circ}E$ ) of the African continent. (right) Chronological series of the daily GPCP anomalies calculated over the eastern Nordeste region ( $40^{\circ}W-35^{\circ}W$ ;  $12.5^{\circ}S-2.5^{\circ}S$ ) in 2004 (top), 2005 (middle) and 2006 (bottom). The horizontal dashed line represents the positive rainfall anomaly great to 10 mm/day

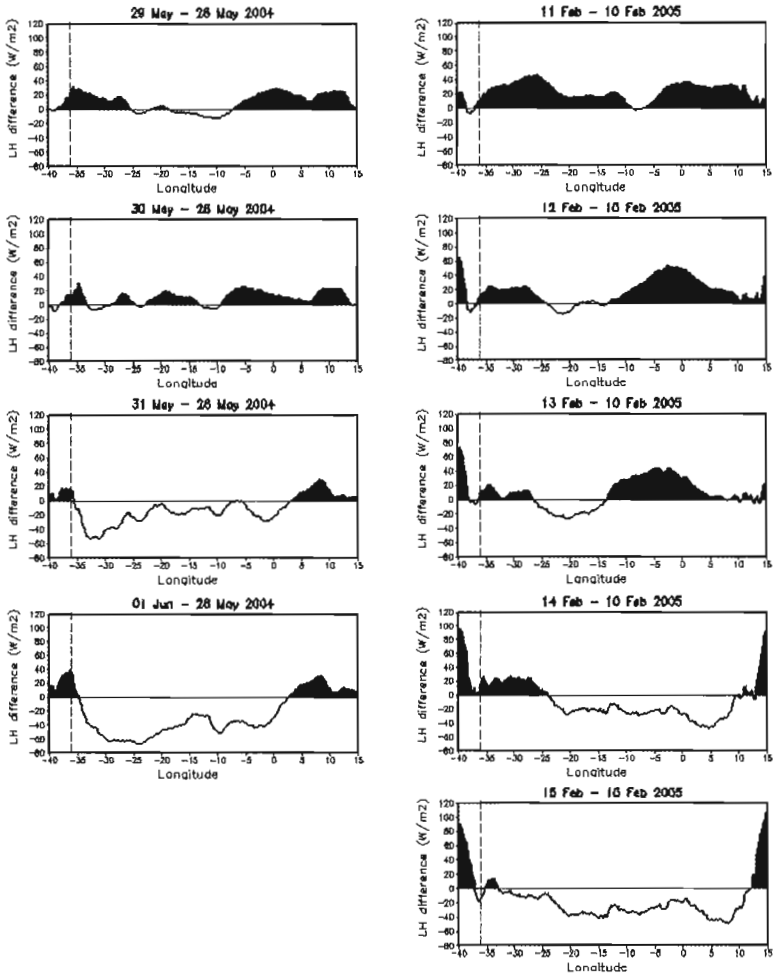


**Figure 3** – Daily evolution of the SST anomalies for the both events: (left) May 27-June 01 2004 and (right) Feb 09-Feb 15 2005 event.

### NUMERICAL APPROACH

Daily evolution of the latent heat differences obtained from the difference between every day and the initiation day of a studied event for the two specific cases: (left) May 28 -Jun 01 2004 and (right) Feb 10- Feb 15 2005.

- Daily decreasing in LH observed on the open ocean up to the *Nordeste* coast.
- It implies that latent heat help in moistening the atmosphere, to create an environment conducive to the formation of convective systems and then to increase atmospheric instability.
- Further, the lost of LH is found to be consistent with the progressive cooling of the ocean.

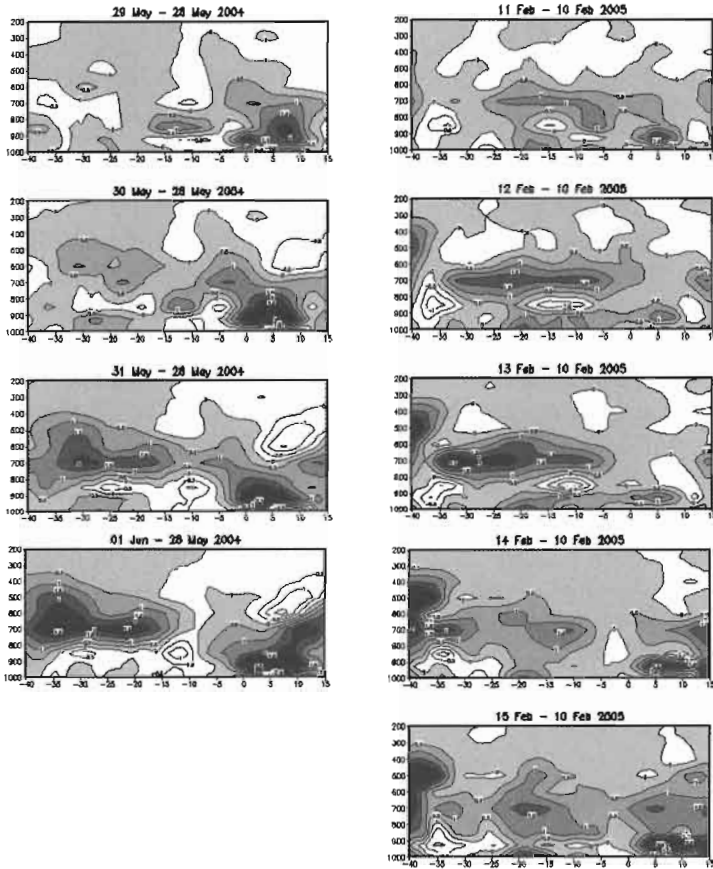


**Figure 4** – Daily evolution of the latent heat differences calculated over the 12.5°S–2.5°S latitudinal band along 40°W–15°E of longitude for the both events: (left) May 28 –Jun 01 2004 and (right) Feb 10–Feb 15 2005. Positive values are shaded. The vertical dashed line represents the mean longitude ( $\sim 36^\circ\text{W}$ ) of the eastern Nordeste.

Daily evolution of water vapour difference obtained from the difference between every day and the initiation day

of a studied event for the two specific cases: (left) May 28 -Jun 01 2004 and (right) Feb 10-Feb 15 2005.

A progressive rise is observed into the 800-600 hPa band centred at 700 hPa. The increase of water vapour could suggest its reinforcement during the westward spread of the AEW related to the strong rainfall episode.



**Figure 5** – Hovmöller altitude-longitude Diagram of the daily evolution of water vapour difference calculated on the 12.5°S-2.5°S latitudinal band along 40°W-15°E of longitude for the both events: (left) May 28- June 01 2004 and (right) Feb 10-Feb 15 2005. Positive values are shaded.

## **CONCLUSION**

- The precipitation in the *Nordeste* is influenced mainly by the MCSs initiated inside the region  $35^{\circ}\text{W}$ - $20^{\circ}\text{W}$ ;  $2.5^{\circ}\text{S}$ - $12.5^{\circ}\text{S}$ .
- A similar evolution between MCSs, horizontal vorticity and precipitation in the *Nordeste*.
- Many days experienced strong rainfall anomalies in 2004, 2005 and 2006, but only a few of them are related to AEWs.
- Latent heat could help in moistening the atmosphere, to create an environment conducive to the formation of convective systems and then to increase atmospheric instability
- SST plays an important role in the increasing of atmospheric convection and formation of the MCSs
- The sustaining of the westward propagation of the generated dynamical instability could be influenced by the convection over the ocean.
- vapour in the atmosphere is horizontally transported from the ocean up to the *Nordeste* by the wind and influences the precipitation

## **ACKNOWLEDGMENTS**

This work is part of the CNPq-IRD scientific cooperation Project “Climate of the Tropical Atlantic and Impacts on the Northeast” (CATIN), No. CNPq Process 492690/2004-9.

# Configurando a Microfísica de Nuvens do Modelo RAMS a Partir dos Dados Coletados *In Situ* Pelo Avião Laboratório ALPA

**Antonio Carlos Santana dos Santos<sup>1</sup>, Alexandre Araujo Costa<sup>2</sup>, João Bosco Verçosa Leal Junior<sup>3</sup> and Isaac Newton do Nascimento<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Doutor, Professor Assistente do Curso de Física da Universidade Estadual do Ceará, dr.acss@gmail.com

<sup>2</sup>PhD, Professor Titular do Curso de Física da Universidade Estadual do Ceará, alexandrearajoc@gmail.com

<sup>3</sup>Doutor, Professor Adjunto do Curso de Física da Universidade Estadual do Ceará, jblealjr@gmail.com

<sup>4</sup>Graduado, Aluno do Curso de Mestrado Acadêmico em Ciências Físicas Aplicada da Universidade Estadual do Ceará.

## RESUMO

O presente trabalho apresenta testes de sensibilidade para parâmetros de microfísica de nuvens efetuados para obter uma melhor configuração do modelo RAMS 6.0, o mesmo foi realizado modificando os referidos valores para verificar e avaliar o desempenho do modelo. A metodologia utilizada é baseada em comparações entre os resultados do modelo e observações coletadas através do Experimento de Microfísica de Nuvens (EMfIN!). Na avaliação de cada parâmetro, muda-se apenas a opção cuja sensibilidade do modelo se pretende analisar, mantendo-se idênticas as demais. Com isso, é esperado que os resultados do modelo sejam afetados exclusivamente pela opção em questão. As simulações foram realizadas alterando a concentração e o diâmetro médio de gotículas de nuvens e granizo. O objetivo aqui é encontrar uma configuração ideal para as condições locais e conseqüentemente uma melhor representação para os sistemas convectivos sobre o estado do Ceará; Para confrontar os resultados das simulações com a realidade, foram utilizados radiossondagens e imagens de



radar meteorológico coletados durante o EMfIN!, realizado na cidade de Fortaleza-Ce no período de 01 a 12 de abril de 2002. As simulações correspondem, exatamente, ao período do experimento.

## **ABSTRACT**

*This paper presents tests of sensitivity to parameters of microfísica of clouds made for a better configuration of the model RAMS 6.0, the same was done by modifying those values to verify and evaluate the performance of the model. The methodology is based on comparisons between the results of the model and observations collected by the Trail of Microfísica of clouds (EMfIN!). In the assessment of each parameter, change is the only option whose sensitivity of the model is to examine, remaining the same as others. This is expected that the results of the model are affected only by the option in question. The simulations were conducted by changing the concentration and the average diameter of droplets of clouds and hail. The goal here is to find an optimal configuration for the local conditions and therefore better representation for the convective systems on the state of Ceara; To compare the results of simulations with reality, were used radiossondagens and images of weather radar collected during the EMfIN ! Held in the city of Fortaleza-Ce in the period of 01 to April 12, 2002. The simulations are, exactly, the period of the experiment.*

## **INTRODUÇÃO**

O modelo RAMS (Research Atmospheric Modeling System) surgiu na década de 70 na Universidade do Colorado-EUA, prestando-se, originalmente à atividade de pesquisa; evoluindo de tal forma que hoje é utilizado também ao serviço de previsão do tempo por centenas de instituições em todo o mundo. Introduzido no Brasil pela Universidade de São Paulo (USP), esse modelo atmosférico foi construído em torno de um

conjunto de equações, suplementado por uma ampla seleção de parametrização de processos. No caso da parametrização microfísica, o usuário pode conduzir o experimento numérico dentro de certas restrições por ele estabelecidas.

Apesar de auxiliar-nos na compreensão de fenômenos como precipitações e formação de nuvens, os modelos apresentam algumas limitações como o fato de serem computacionalmente caros, exigindo mais tempo e memória dos computadores, além das complexas equações que, por vezes, não conseguem representar fielmente a natureza.

Portanto, é imprescindível que sejam realizadas sucessivas simulações e, posteriormente, uma análise minuciosa dos dados com o intuito de observar possíveis discrepâncias entre os resultados obtidos com as simulações e os dados coletados do fenômeno com a finalidade de proporcionar ao modelo, a parametrização mais adequada, afim de representar com a maior fidelidade possível o fenômeno estudado.

O objetivo principal deste trabalho é estudar, através da modelagem, os fatores relacionados à microfísica de núvens que influenciam na formação das precipitações, para tanto, serão realizadas simulações através do RAMS 6.0 com o intuito de propiciar o melhoramento do modelo.

O referido aperfeiçoamento será buscado através de testes de sensibilidade, que consistem em ajuste de valores a serem setados no modelo; dentre os principais aqui estudados estão a concentração de gotículas de nuvem e o parâmetro de forma da função gama.

O intuito é fazer algumas simulações e proceder com a comparação dos resultados conseguidos com a modelagem e os dados observados pelo Experimento de Microfísica de Núvens (EMfN!), realizado em 2002.

Especificamente, busca-se fazer um compêndio de outros projetos já desenvolvidos, mesclando-os e contribuindo com outros fatores em torno desses trabalhos, centrando-

se, principalmente, no EMfin!, procedendo com a análise de gráficos e dados que foram coletados em pesquisa, comparando-os e analisando as influências das diferentes variáveis durante a ocorrência das precipitações e outros fenômenos.

## **FORMAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO**

Durante esse processo, podemos classificar as nuvens como quentes, com temperaturas acima de  $0^{\circ}\text{C}$ , ou frias, com temperatura abaixo de  $0^{\circ}\text{C}$ . Nas nuvens quentes a água aparece apenas em estado líquido, enquanto nas nuvens frias, a água apresenta diferentes formas, dependendo da temperatura em que se encontra; a água pura suspensa no ar não congela até atingir uma temperatura em torno de  $-40^{\circ}\text{C}$ . Assim, nuvens com temperatura entre  $0$  e  $-10^{\circ}\text{C}$  são tipicamente compostas de gotículas de água superesfriada. Entre  $-10^{\circ}\text{C}$  e  $-20^{\circ}\text{C}$  gotículas líquidas coexistem com cristais de gelo. Abaixo de  $-20^{\circ}\text{C}$ , a temperatura de ativação de muitos núcleos de deposição, as nuvens usualmente consistem inteiramente de cristais de gelo.

A pressão de vapor de saturação sobre cristais de gelo (sólidos) é muito menor que sobre gotículas de água superesfriada. Nos sólidos as moléculas são mantidas juntas mais firmemente e, portanto, é mais fácil para as moléculas de água escapar de gotículas líquidas superesfriadas. Por isso, as pressões de vapor de saturação são maiores sobre as gotículas líquidas superesfriadas que sobre os cristais de gelo.

No caso desses cristais, durante a descida, podem interceptar gotículas superesfriadas de nuvem que congelam sobre eles, formando granizo, num processo conhecido como acreação; por outro lado, pode haver colisão entre cristais de gelo e conseqüente crescimento destes formando flocos de neve, tal processo é conhecido como agregação. (GRIMM, 1999)

É razoável assumir que a forma da gota de chuva é esférica, exceto para chuvas fortes onde a ação da força gravitacional, aliada ao efeito do vento, faz com que grandes gotas assumam a forma de esferóide oblato, inclinado em relação à direção de queda.

A distribuição do tamanho de gota de chuva depende da taxa de precipitação, normalmente fornecida em mm/h, variando entre 0,01 e 6 mm, tendo uma dependência com a velocidade e diâmetro da gota. Conhecida a distribuição do tamanho das gotas e sua velocidade terminal de queda, a taxa de precipitação pode ser calculada por:

$$p = 3600 \frac{4}{3} \pi \int_0^{\infty} v(a) N(p, a) a^3 da = 1,51 \times 10^7 \int_0^{\infty} v(a) N(p, a) a^3 da \quad (1)$$

Onde  $v(a)$  é a velocidade final da gota de chuva, em m/s;  $N(p, a)$  o número de gotas por unidade de volume,  $m^3$ ;  $a$  é o raio da gota de chuva, em m.

Gotas de chuva produzidas em nuvens quentes são usualmente menores que aquelas de nuvens frias. De fato, raramente as gotas de chuva de nuvens quentes excedem 2 mm de diâmetro; no entanto, tais gotas podem crescer até 6 mm de diâmetro, quando sua velocidade terminal chega a, aproximadamente, 30km/h. Neste tamanho e velocidade, a tensão superficial da água, que a mantém inteira, é superada pela resistência imposta pelo ar, que acaba “quebrando” a gota. As pequenas gotas resultantes recomeçam a tarefa de anexar gotículas de nuvem. Gotas menores de 0,5 mm que ao atingir o solo, são denominadas chuvisco e requerem em torno de dez minutos para cair de uma nuvem com base em 1000 m.

Próximo à superfície, o vapor d'água pode condensar-se sobre o solo e os objetos, temperaturas abaixo de zero podem formar geada, temperaturas acima da citada, podem formar orvalho, é importante salientar que tais fenômenos não são caracterizados como formas de precipitação.

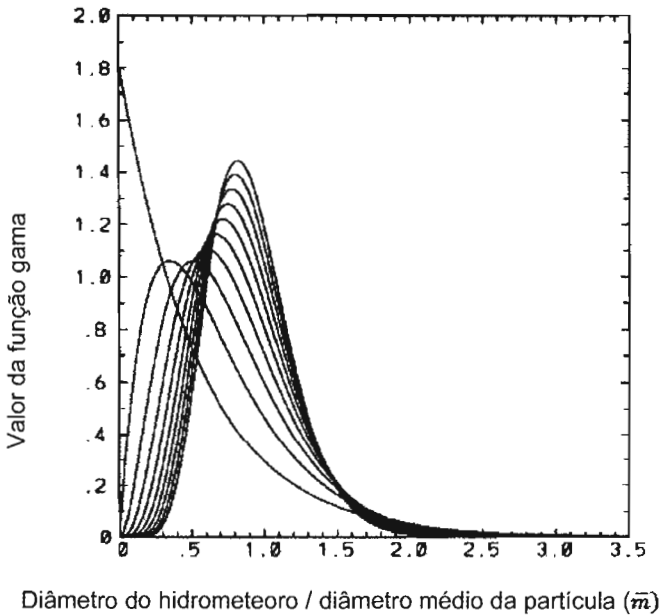
Na formação da chuva em nuvens quentes, podemos dizer que as gotículas passam, principalmente, por dois importantes processos: colisão e coalescência. Essas nuvens são inteiramente compostas de gotículas de água líquida e precisam conter gotículas com diâmetros maiores que  $20 > m$  para que se forme precipitação.

Estas gotículas maiores se formam quando núcleos de condensação “gigantes” estão presentes e quando partículas higroscópicas, como sal marinho, existem. Estas partículas higroscópicas começam a remover vapor d’água do ar em umidades relativas abaixo de 100% e podem crescer muito. Como essas gotículas gigantes caem rapidamente, elas colidem com as gotículas menores e mais lentas e coalescem (combinam) com elas, tornando-se cada vez maiores. Desta forma, elas caem mais rapidamente e aumentam suas chances de colisão e crescimento. Após um milhão de colisões, elas estão suficientemente grandes para cair até a superfície sem se evaporar. Gotículas em nuvens com grande profundidade e umidade abundante tem mais chance de atingir o tamanho necessário.

Correntes ascendentes também ajudam nesse processo, porque permitem que as gotículas atravessem a nuvem várias vezes. As gotas de chuva podem crescer até 6 mm de diâmetro, quando sua velocidade terminal chega a 30km/h. Neste tamanho e velocidade, a tensão superficial da água, que a mantém inteira, é superada pela resistência imposta pelo ar, que acaba “quebrando” a gota. As pequenas gotas resultantes recomeçam a tarefa de anexar gotículas de nuvem. Gotas menores que 0,5 mm ao atingir o solo, são denominadas chuvisco e requerem em torno de dez minutos para cair de uma nuvem com base em 1000 m. (GRIMM, 1999)

A figura mostra o gráfico de uma família de distribuições gama, onde o  $D_n D_m$  está de acordo com a equação. Todas as distribuições tiveram o mesmo valor para  $\bar{m} \bar{m}$  e  $\beta_m \beta_n = 3$ .

A ordenada é o valor da função gama dada pela equação 10. A abscissa é a razão entre o diâmetro do hidrometeoro dividido pelo diâmetro médio da massa da partícula de massa  $\bar{m} \bar{m}$ .



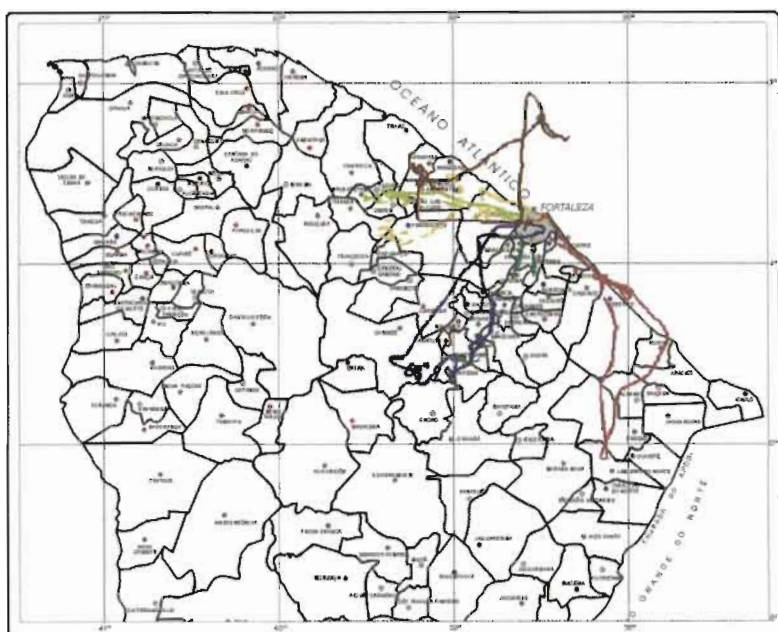
**Figura 1** – Conjunto de curvas da distribuição gama para valores inteiros do parâmetro de forma ( $v$ ) de 1 a 10. A ordenada é o valor da função gama dada pela equação 10. A abscissa é a razão entre o diâmetro do hidrometeoro dividido pelo diâmetro médio da partícula de massa  $\bar{m}$ .

Observa-se na figura que os picos das curvas  $vv$  tendem a se mover progressivamente para a direita, quando o aumenta. Dessa forma, ocorre uma diminuição na largura do espectro, quando os diâmetros modais aumentam.

## METODOLOGIA

O local de estudo é o Estado do Ceará, mais especificamente, uma das regiões compreendidas entre os seis vôos realizados pelo avião laboratório da UECE, onde foram lançadas 28 radiossondas durante todo o experimento, cobrindo (figura 1) áreas sob forte

influência de núcleos de condensação de núvens(CCN), dentre estas, boa parte da região costeira e o continente, com ênfase para a região metropolitana de Fortaleza onde a poluição urbana e industrial têm forte influência no processo de modificação da microestrutura das núvens.



**Figura 2** – Trajetórias realizadas pelo avião durante os doze dias do experimento Emfin. (fonte:Costa,2002)

Os procedimentos de vôos foram: “pernas” em altitudes diferentes, usada para amostrar formações em linha; espiral, adequada para amostrar células isoladas e “gravata borboleta”, útil quando se trata de acompanhar a evolução temporal de nuvens ou sistemas de nuvens.

Através das sondas espectrométricas podemos obter dados referentes às funções-distribuição de gotículas de nuvens. A sonda FSSP classifica gotículas de nuvem por tamanho, em 15

categorias, no intervalo de 2 a 47  $\mu\text{m}$ .

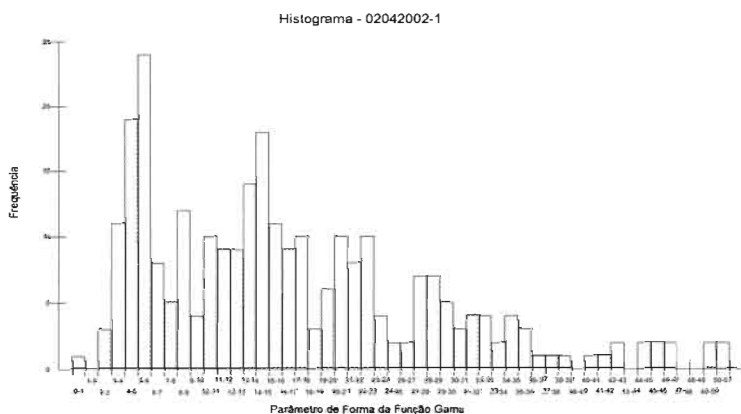
Mediante ajuste curva é possível encontrar o parâmetro de forma e o parâmetro de escala para a função gama para os valores observados, porém a escolha dos melhores ajustes foi através do teste de Kolmogorov-Smirnov o intuito aqui é achar o parâmetro de forma que melhor representa da função gama usada pelo modelo RAMS para o estado do Ceará.

Com a análise destes dados permitiu-se a construção de histogramas que apresentam as frequências dos parâmetros de forma para a função gama, dando condições de escolha para os que melhor representa a distribuição de gotas de nuvem.

## RESULTADOS

Para os vários dias em que foi feito medidas, foram feitos histogramas para o parâmetro de forma, como pode ser visto a seguir.

O histograma da figura 3 corresponde às frequências dos parâmetros de forma da função gama para o vôo realizado no dia 02 de abril de 2002. Verifica-se que para este dia a maior frequência é registrada entre as classes 4 e 6; destacaram-se também os parâmetros de forma entre 3 e 4.



**Figura 3** – Frequências dos parâmetros de forma da função gama para o dia 02 de abril de 2002. (EMFIN!, 2002)



No dia 04 de abril de 2002 fora realizado novo vôo, conforme mostrado na figura 4, os parâmetros de forma da função gama que mais se destacaram para este dia foram 5,6 e 7.

A figura 5 apresenta um histograma com frequência bimodal para o vôo do dia 05 de abril de 2002, onde os valores que merecem destaque para o parâmetro de forma da função gama são 6 e 13.

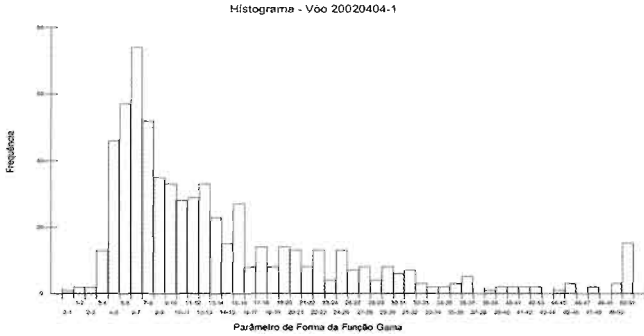
No dia 08 de abril de 2002 consta um vôo realizado às 09h53min. Para este dia destacou-se o parâmetro de forma da função gama com valor 6, conforme mostrado na figura 6.

As figuras 7 e 8 correspondem a dados coletados durante o dia 09 de abril de 2002, dia no qual foram realizados dois vôos; para o primeiro vôo realizado durante a manhã, os parâmetro de forma de 6 a 13 apareceram com destaque em relação aos demais, sendo a maior frequência registrada para a classe de 10 a 11, conforme mostrado na figura 7.

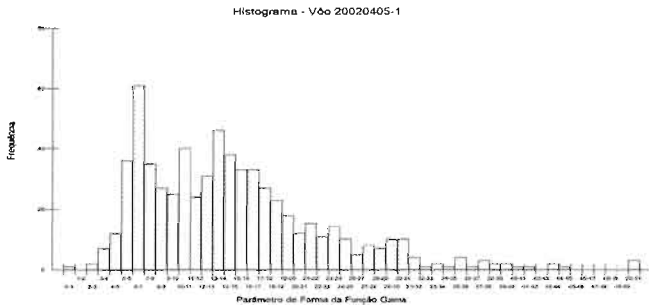
A figura 8 apresenta a frequência para os dados coletados com relação ao parâmetro de forma da função gama, sendo que este vôo foi realizado, durante o período da tarde.

As frequências apresentam três picos com valores relativamente distantes uns dos outros; sendo estes, registrados entre as classes 5,1 e 7,1; 12,2 e 13,3; 19,4 e 20,4; conforme a figura 19. As porcentagens das frequências para os valores dos parâmetros de forma apresentados nos histogramas podem ser consultadas no apêndice desta dissertação.

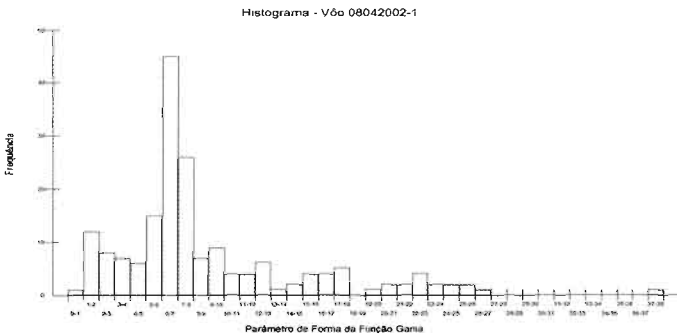
As concentrações máximas encontradas por vôo, segundo consta em dados coletados durante o EMFIN!, realizado em abril de 2002 são: para o dia 02 , 201,3; para o dia 04, 320,7; para o dia 05, 392,5; para o dia 08, 176,4; para o dia 09, durante a manhã, 214,3; para o dia 09, durante a tarde, 165,1.



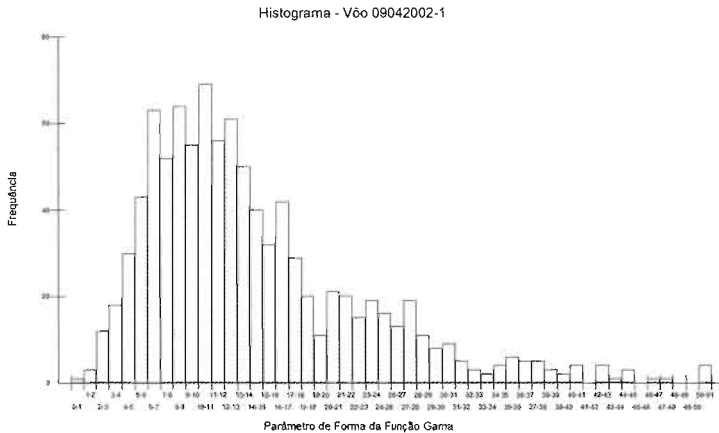
**Figura 4** – Frequências dos parâmetros de forma da função gama para o dia 04 de abril de 2002. (EMFIN!, 2002)



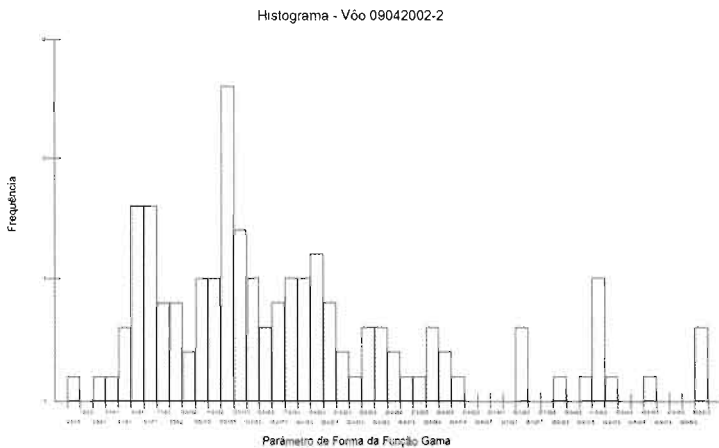
**Figura 5** – Frequências dos parâmetros de forma da função gama para o dia 05 de abril de 2002. (EMFIN!, 2002)



**Figura 6** – Frequências dos parâmetros de forma da função gama para o dia 08 de abril de 2002. (EMFIN!, 2002)



**Figura 7** – Frequências dos parâmetros de forma da função gama para o dia 09 de abril de 2002, realizado às 09h29min. (EMFIN!, 2002)



**Figura 8** – Frequências dos parâmetros de forma da função gama para o dia 02 de abril de 2002, realizado às 16h20min. (EMFIN!, 2002)

## CONCLUSÃO

As simulações realizadas mostraram que, de fato, quando ajustado com valores diferentes, o modelo apresenta resultados

com diferenças significativas; daí a importância de encontrar valores que, quando setados no modelo, melhor exprimam os fenômenos naturais.

Conforme análise de dados e realização de simulações, verificou-se que as variáveis aqui estudadas com relevância, sejam elas, o parâmetro de forma da função gama e a concentração de gotículas de nuvem apresentaram valores que merecem um melhor estudo de caso.

Para o parâmetro de forma da função gama, verificou-se que os valores 5, 6, 7 e 13 apareceram com maior frequência, segundo a análise estatística realizada através dos dados do EMFIN!, sendo estes valores escolhidos para ajustar simulações futuras.

Outro fator relevante para esta pesquisa é determinar a concentração de gotículas de nuvem que melhor se aproxime dos valores reais para os resultados das simulações realizadas em confronto com os dados reais coletados durante o experimento supracitado.

Os valores dessas concentrações que mais se destacaram, segundo análise estatística oscilaram entre  $165,1 \text{ kg}^{-1}$  e  $392,5 \text{ kg}^{-1}$ ; conforme pode ser observado, as simulações utilizaram, propositadamente, valores que extrapolaram a esses. As próximas simulações utilizaram números mais próximos dos que apareceram na análise estatística.

## **AGRADECIMENTOS**

Os autores agradecem aos financiamentos do CNPq e da FUNCAP pelos processos 479644/2008-0 Edital Universal 14/2008, Programa Primeiros Projetos 9886/06 e do Projeto de cooperação científico franco-brasileiro IRD-CNPq CATIN “*Clima do Atlantico Tropical e Impactos sobre o Nordeste*” (Processo CNPq 492690/2004-9).

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Costa, A. A., Oliveira, J. C. P., Oliveira, C. J., Machado, L. A. T., Pinheiro, F. G. M., Silva, E. M., Moncunill, D. F., Teixeira, R. F. B. Experimento de Microfísica de Nuvens, Ceará, Fortaleza, 2004.
- Costa, A. A.; Apostila de Modelagem Atmosférica. Fortaleza: Edição independente, 2003.
- Cotton, W. et al. RAMS, Current status and future directions. Meteorology and Atmospheric Physics, Springer, 2003.
- Cotton, William R et al., 2003: RAMS: Current status and future directions. Meteorology and Atmospheric Physics.
- Grimm A. M. Meteorologia Básica - Notas de aula - 1999 [ on line ]. Acesso em < <http://fisica.ufpr.br/grimm/apos-meteo/index.html>>
- Hankin, S. et al. FERRET User's Guide. 6.00. ed. [S.l.], Aug. 2006.
- Harrington, J. Y. The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season arctic stratus. (Tese). Colorado States University, Fort Collins, EUA, 1997. 289 p.
- Inmet - Instituto Nacional de Meteorologia. Acesso em 01/10/2008.<<HTTP://www.inmet.gov.br/html/informacoes/glossario/glossario.html>
- Kain, J. S.; Fritsch, J. M. The Role of the Convective Trigger Function. In Numerical Forecasts of Mesoscale Convective Systems, Meteorological Atmospheric Physics, 1992.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.77, n.3, Mar, p.437-471. 1996.

# Estudo da Sensibilidade do Modelo Regional Gembrams à Parametrização da Superfície para a Região Nordeste

**Bruno Jacques Durand<sup>1</sup>, Sergio Sousa Sombra<sup>2</sup>, Alexandre Araújo Costa<sup>3</sup> and Horst Frischkorn<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Doutorando em Engenharia Civil - Recursos Hídricos, Universidade Federal do Ceará - UFC, Fortaleza, CE - brdurand@yahoo.com -

<sup>2</sup>Pesquisador, Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME, Fortaleza, CE - sssombra@net.com

<sup>3</sup>Professor, Departamento de Ciências Físicas Aplicadas da Universidade Estadual do Ceará – UECE, Fortaleza, CE - alexandrearaujoc@gmail.com

<sup>4</sup>Coordenador da Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal do Ceará - UFC - cariri@ufc.br

## INTRODUÇÃO

Além de representar melhor os efeitos na atmosfera dos processos locais de pequena escala, modelos atmosféricos regionais permitem detalhar espacialmente dados de grande escala, sendo estes, observações, reanálises ou previsões de modelos globais. Várias técnicas existem para regionalizar informações de grande escala, incluindo o *downscaling* dinâmico. Um resumo dessas técnicas pode ser encontrado em Giorgi & Hewitson (IPCC). O *Regional Atmospheric Model System* - RAMS (PIELKE *et al.*, 1992) utiliza a técnica de relaxamento newtoniano ou *nudging* das variáveis de grande escala, nas fronteiras laterais e superior do domínio ou até no seu interior, permitindo realizar simulações de eventos meteorológicos reais. O modelo atmosférico regional RAMS foi acoplado a um modelo de superfície que calcula de maneira dinâmica as variáveis dependendo da vegetação, o modelo GEMTM (*General Energy and Mass Transfer model* - Chen and Coughenor, 1994). Neste trabalho foi realizado um

estudo de sensibilidade do *nudging* central utilizando o modelo acoplado GEMRAMS, e simulando 3 meses da estação chuvosa da região Nordeste.

## MATERIAL E MÉTODOS

A seguir descrevem-se a configuração da grade e as principais parametrizações utilizadas nas simulações. Utilizou-se uma grade horizontal cobrindo a região Nordeste, centrada no ponto de coordenadas 6°S - 38,5°W e constituída por 90 x 90 pontos espaçados de 30 km nas duas direções. Na vertical, foram utilizados 48 níveis atmosféricos e 9 níveis de solo. O espaçamento  $\Delta z$  entre os níveis atmosféricos aumenta dos níveis superficiais para os níveis mais altos, com um fator de ampliação de 1,133. Assim, usou-se  $\Delta z = 20$  m perto da superfície até atingir um valor máximo de 1100 m. Os níveis de solo estendem-se da superfície até 2 m de profundidade. O passo de tempo principal utilizado para a atualização dos principais processos físicos como advecção, difusão, aceleração de Coriolis e microfísica, foi de 60s. Para os processos envolvendo propagação de ondas sonoras, utilizou-se um passo de tempo de 10s. As saídas do modelo foram gravadas a cada 3 horas para pós-processamento e análise. O período simulado foi março, abril e maio de 2005. Esses três meses coincidem com o período mais chuvoso do setor norte do Nordeste, e o ano de 2005 foi escolhido por ter observações de uma rede de estações meteorológicas automáticas (Plataformas de Coleta de Dados - PCD) implantada no estado do Ceará pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME. Essas observações, junto com dados de precipitação por satélite da *Tropical Rainfall Measuring Mission - TRMM* (HUFFMAN *et al.*, 2007) foram utilizadas para comparar e validar as saídas das simulações.

As parametrizações dos principais processos físicos utilizadas nas simulações foram as seguintes:

- difusão horizontal: Smagorinsky; difusão vertical: Mellor & Yamada;

- convecção: Kain-Fritsch, com atualização a cada 900s;
- radiação de onda longa e onda curta: Harrington, com atualização a cada 800s.

As condições iniciais utilizadas para as simulações foram as reanálises do *National Center for Environmental Prediction - NCEP* (KALNAY et al., 1996).

Os dados de superfície necessários para rodar o modelo RAMS (topografia, uso do solo, textura do solo, temperatura da superfície do mar, NDVI - *Normalized Difference Vegetation Index*) foram os dados padrão obtidos do site da ATMET (<http://www.atmet.com>).

Os dados de grande escala utilizados para a assimilação peça técnica de *nudging*, foram as reanálises do NCEP (KALNAY et al., 1996), disponíveis a cada 6h durante o período de simulação.. Esses dados foram interpolados na grade utilizada para a simulação, como etapa preliminar à simulação propriamente dita. Cinco variáveis são relaxadas: as duas componentes U e V do vento, a temperatura potencial, a função de Exner e a razão total de mistura da água. Para as variáveis relaxadas, adiciona-se um termo suplementar à equação prognóstica, da maneira seguinte (PIELKE et al., 1992):

$$\frac{\partial \phi}{\partial \tau} = F(\phi) \frac{\phi_{obs} - \phi_{mod}}{\tau} \quad (\text{Equ. 1})$$

onde  $\phi$  é a variável considerada,  $F$  é a função representando a física do modelo,  $\phi_{obs}$  o valor observado (ou oriundo de um modelo global) dessa variável e  $\phi_{mod}$  o valor simulado pelo modelo regional,  $\tau$  a escala de tempo de relaxamento, intensidade de relaxamento sendo inversamente proporcional a  $\tau$ .



O *nudging* é aplicado somando os efeitos de três tipos de relaxamento, dependendo da parte do domínio considerada:

- o relaxamento lateral é aplicado pelas fronteiras laterais do domínio. Aplica-se em uma faixa de vários pontos de grades (neste trabalho foi utilizada uma faixa de 5 pontos). A intensidade do *nudging* lateral é definida por uma função parabólica, anulando-se na extremidade interna da sua faixa de influência e aumentando até a fronteira do domínio, onde atinge um valor correspondente à escala de tempo definida pelo usuário (1200s nas simulações).

- o *nudging* central, quando utilizado, é aplicado de maneira uniforme no domínio inteiro. Sua intensidade é a intensidade mínima do relaxamento aplicada no domínio todo, e é caracterizada por uma escala de tempo definida pelo usuário.

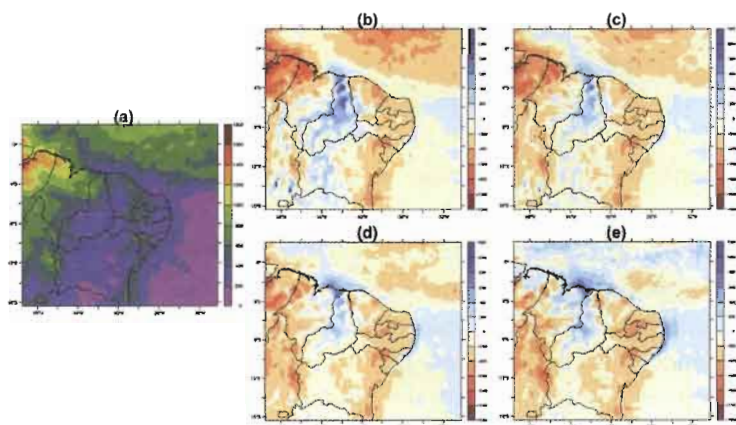
- no topo do domínio pode aplicar-se o *nudging* superior, cuja intensidade aumenta linearmente de zero na extremidade inferior da região de influência, até seu valor máximo no topo do domínio. Neste trabalho este tipo de *nudging* não foi aplicado.

Para estudar a sensibilidade do modelo ao *nudging* interno, foram rodadas 4 simulações com escalas de *nudging* central de respectivamente 24h, 12h, 6h e 3h, associadas a uma intensidade de relaxamento variando de fraca a muito intensa.

## RESULTADOS

A Figura 1 apresenta (a) a precipitação acumulada durante os três meses março - abril - maio de 2005 dos dados TRMM; (b), (c), (d) e (e) a diferença entre a precipitação acumulada durante este período obtida pelo RAMS e a precipitação acumulada referente aos dados TRMM, para as 4 simulações realizadas, utilizando uma escala temporal de relaxamento central de 24h, 12h, 6h e 3h respectivamente. Na Figura 1a, destaca-se a Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT), o principal sistema meteorológico responsável pelas precipitações da estação chuvosa (de fevereiro a maio) do setor norte do

Nordeste. Nas Figuras de 1b a 1d, os tons de vermelho indicam um viés seco do RAMS, enquanto os tons de azul correspondem a um viés úmido, em relação aos dados TRMM. Nota-se que o RAMS subestimou fortemente o total de precipitação na região da ZCIT para as simulações com *nudging* mais fraco (Figura 1b e 1c), e apresentou um leve viés úmido nesta região no caso do *nudging* a 3h. Na parte noroeste do domínio (parte dos estados do Pará e Maranhão), o RAMS apresentou também um forte viés seco, cuja intensidade diminuiu com o aumento da intensidade do *nudging* central. Na região do Piauí, o RAMS apresentou um viés úmido para todas as simulações.



**Figura 1** – (a): Precipitação acumulada durante os meses março - abril - maio de 2005 utilizando os dados de satélite TRMM; (b), (c), (d) e (e): diferença entre a precipitação acumulada durante estes três meses obtida pelo RAMS e a precipitação referente aos dados TRMM, para as 4 simulações efetuadas com escala de tempo de *nudging* central de 24h, 12h, 6h e 3h respectivamente.

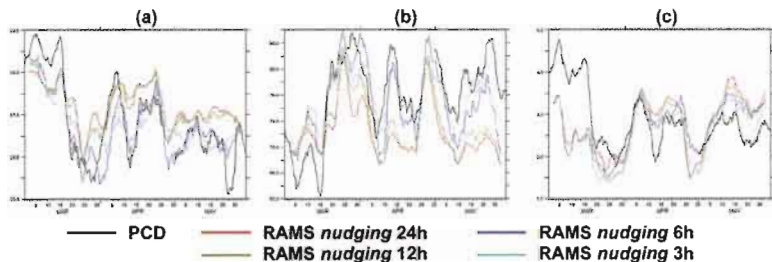
A Tabela 1 apresenta os valores de erro absoluto médio e erro quadrático médio (RMS) calculados para as 4 simulações realizadas, em relação aos dados TRMM, e para duas regiões, o Nordeste (domínio inteiro) e o Ceará (entre 3°S e 8°S e entre 42°W e 38°W)

**Tabela 1** – Estatísticas (erro absoluto médio e RMS) relativas à precipitação acumulada para as 4 simulações (escala de tempo do nudging central variando de 24h a 3h) comparadas com as observações por satélite, na região Nordeste inteira, e em uma área cobrindo o estado do Ceará (entre 3°S e 8°S e entre 42°W e 38°W)

Área	Estatística	Escala de tempo do nudging central			
		24h	12h	6h	3h
Nordeste	Erro absoluto médio (mm)	232,4	210,5	189,2	190,1
	RMS (mm)	295,5	263,4	239,1	240,9
Ceará	Erro absoluto médio (mm)	16,7	13,5	12,3	13,3
	RMS (mm)	83,1	66,3	61,1	64,9

Os menores valores de erro absoluto médio e de RMS foram obtidos para a simulação com escala de tempo de nudging central de 6h, tanto para o Nordeste como para o Ceará. Com o aumento da intensidade do nudging interno, as variáveis do modelo regional são forçadas na direção dos valores da grande escala. Isso faz com que o modelo regional represente melhor os sistemas atmosféricos de mesoescala, incluindo a ZCIT, como visto na Figura 1. Este sistema sendo o principal responsável pelas precipitações da estação chuvosa do setor norte do Nordeste, sua melhor representação pelo modelo traduz-se também por um menor erro do total de chuva nesta região.

Para validar as saídas do modelo, foram também utilizadas observações das estações automáticas (PCD) implantadas pela FUNCEME no estado do Ceará. A Figura 2 apresenta as séries temporais de (a) temperatura, (b) umidade relativa e (c) velocidade do vento para a PCD de São Gonçalo do Amarante (em preto na figura) e as 4 simulações. As variáveis simuladas são extraídas no primeiro nível vertical acima da superfície (aproximadamente 10m).



**Figura 2** – Comparação das observações de (a) temperatura, (b) umidade relativa e (c) velocidade do vento da PCD de São Gonçalo do Amarante com as simulações do RAMS utilizando escalas de relaxamento interno de 24h, 12h, 6h e 3h

A Figura 2 mostra que o RAMS representa de maneira satisfatória os principais padrões de variabilidade dessas três variáveis. A resposta do modelo ao aumento da intensidade do *nudging* interno não é linear. O aumento da intensidade do *nudging* interno tende a aproximar mais as saídas do modelo das observações.

A Tabela 2 apresenta estatísticas (desvio padrão, erros, coeficiente de correlação) das três variáveis temperatura, umidade relativa e velocidade do vento obtidas para as 4 simulações. Os erros e as correlações foram calculados relativamente às observações da PCD de São Gonçalo. Nota-se que o aumento da intensidade do *nudging* reduz a variabilidade do modelo, como pode ser visto nos valores de desvio padrão. As simulações com *nudging* muito fraco apresentaram variabilidade maior do que as observações. Para o *nudging* com escala de tempo de 3h, o desvio padrão foi menor do que o observado para a umidade relativa e a velocidade do vento. Os menores erros foram obtidos para o *nudging* com escala de tempo de 3h. As maiores correlações foram obtidas para *nudging* com escala de tempo de 6h.

Esses resultados mostram que, para simulações climáticas com modelos atmosféricos regionais na região Nordeste, é essencial

assimilar dados de grande escala com intensidade suficiente para representar corretamente a ZCIT e as precipitações associadas. Essa assimilação de dados de grande escala, através da técnica de *nudging*, aproxima as outras variáveis simuladas das observações de estações meteorológicas. Mas o aumento da intensidade do *nudging* reduz a capacidade do modelo regional em representar os processos locais, filtrando a variabilidade de pequena escala, como mostraram Castro et al. (2005). A intensidade do *nudging* deve ser então escolhida de tal maneira que o modelo regional possa reproduzir corretamente a variabilidade de grande escala, e ter liberdade suficiente para representar os processos de escala menor.

## CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES

Este trabalho mostra que para simulações com o GEMRAMS em escala climática no Nordeste, obtém-se resultados melhores utilizando um *nudging* central relativamente intenso, com escala de tempo associada entre 6h e 12h. Um *Nudging* mais intenso não é aconselhável pois filtra a variabilidade espacial de pequena escala.

A resolução horizontal utilizada nas simulações (30km) não permite uma boa representação da topografia local, o que tem um impacto significativo nas variáveis de superfície. O estudo de validação com observações de PCDs poderia então ser melhorado utilizando grades aninhadas, permitindo refinar a resolução na região de validação.

**Tabela 2** – Estatísticas das três variáveis temperatura, umidade relativa e velocidade do vento obtidas pelo RAMS, em relação às observações da PCD de São Gonçalo

Variável	Estatística	24h	12h	6h	3h	PCD
<b>T</b>	<b>a (°C)</b>	3,292	3,164	3,116	2,852	2,723
	<b>Erro absoluto médio (°C)</b>	1,67	1,61	1,50	1,43	
	<b>RMS (°C)</b>	2,14	2,04	1,90	1,80	
	<b>R</b>	0,77	0,78	0,80	0,79	
	<b>R<sup>2</sup></b>	0,60	0,61	0,64	0,63	
<b>Umidade relativa</b>	<b>a (%)</b>	17,55	16,85	16,48	14,80	15,55
	<b>Erro absoluto médio (%)</b>	10,27	9,80	8,86	8,56	
	<b>RMS (%)</b>	13,88	13,04	11,82	11,27	
	<b>R</b>	0,72	0,73	0,73	0,73	
	<b>R<sup>2</sup></b>	0,52	0,53	0,54	0,53	
<b>Velocidade do vento</b>	<b>a (m/s)</b>	1,91	2,06	1,61	1,54	1,65
	<b>Erro absoluto médio (m/s)</b>	1,10	1,18	1,03	0,97	
	<b>RMS (m/s)</b>	1,41	1,51	1,32	1,28	
	<b>R</b>	0,70	0,68	0,67	0,70	
	<b>R<sup>2</sup></b>	0,49	0,47	0,46	0,48	

## AGRADECIMENTOS

Esse trabalho faz parte do Projeto de cooperação científico franco-brasileiro IRD-CNPq CATIN “Clima do Atlântico Tropical e Impactos sobre o Nordeste” (Processo CNPq 492690/2004-9).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Castro, C. L., R. A. Pielke Sr., G. Leoncini, 2005: Dynamical downscaling; assessment of value retained and added using the

- Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), *J. Geophys. Res.*, 110, doi:10.1029/2004JD004721.
- Chen, D.-X., and M. B. Coughenor: GEMTM: A general model for energy and mass transfer of land surfaces and its application at the FIFE sites, *Agriculture and Forest Meteorology*, 68, 145- 171, 1994
- Kalnay et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470, 1996.
- Huffman, G.J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, G. Gu. E. J. Nelkin, K. P. Bowman, Y. Hong, E. F. Stocker, D. B. Wolff, 2007: The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quase-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. *J. Hydrometeor.*, 8(1), 38-55.
- Pielke, R. A., W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Trambleck, W. A. Lyons, L. D. Grasso, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. J. Lee and J. H. Copeland, 1992: A comprehensive meteorological modeling system RAMS, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49, 69-91.
- Walko, R. L. & C. J. Trambleck, 2006: RAMS Version 6.0, Model Input Namelist Parameters. Disponível no site da ATMET (<http://www.atmet.com/html/docs/rams/ug60-model-namelist.pdf>).

# Estimativas Preliminares da Umidade Superficial do Solo em Área Envolvendo a Bacia Experimental de Aiuaba, Ceará, por meio de Satélite NOAA

Raul Fritz Bechtel Teixeira<sup>1</sup> e José Nilson Beserra Campos<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Pesquisador do Depto. de Meteorologia da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME, Fortaleza - CE, Brasil. [fritz@funceme.br](mailto:fritz@funceme.br).

<sup>2</sup>Professor do Depto. de Eng. Hidráulica e Ambiental - Universidade Federal do Ceará – UFC. Fortaleza – CE, Brasil. E-mail: [nilson@ufc.br](mailto:nilson@ufc.br)

## RESUMO

Neste trabalho, pela primeira vez no Ceará são apresentados alguns resultados preliminares da aplicação, em uma região em torno da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA), no sudoeste semiárido cearense, de um método de estimativa por satélite NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, EUA) da umidade superficial do solo expressa pelo Índice de Seca Temperatura-Vegetação (ISTV), que caracteriza essa umidade, estando a ela relacionado. Esse índice é obtido a partir da combinação de informações da Temperatura da Superfície Continental (TSC) e do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN), inferidos por meio de imagens no visível e no infravermelho fornecidas por satélites meteorológicos operacionais, de órbita polar, da série NOAA. No método, foram utilizados alguns algoritmos clássicos e do estado da arte, da literatura científica, experimentando-se, ainda, algumas variações no algoritmo escolhido para cálculo da TSC, variável da qual o ISTV é fortemente dependente. Foram usadas imagens provenientes do satélite NOAA-17, recebidas na Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos FUNCEME, e um software, dessa Fundação, para se processar essas imagens e



desenvolver a metodologia abordada. Essa metodologia requereu, também, o desenvolvimento, na FUNCEME, de métodos (disponíveis na literatura) de estimativa da Fração de Cobertura de Vegetação verde (FCV). Os primeiros resultados alcançados indicaram, pelas rápidas análises realizadas, boa qualidade e bom potencial do ISTV como indicador (na baixa resolução espacial dos satélites NOAA) da umidade superficial do solo, importante para o monitoramento dessa variável hidrológica ao longo do território do Ceará.

In this work, for the first time for the Ceara State, are presented some preliminary results of surface soil moisture estimates using images from NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, USA) polar orbiting meteorological satellites, for an area involving the Aiuaba micro-watershed located in the semi-arid southwestern region of this state, and expressed by the Temperature-Vegetation Dryness Index (TVDI) which characterizes this moisture and is related to. This index is obtained from the combination of Land Surface Temperature (LST) and Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) estimates inferred by means of visible and infrared NOAA images. In the method were used some classical algorithms and other representing the state of the art of the scientific literature. Some few variations were made in the chosen LST algorithm of which the TVDI is strongly dependent. Some NOAA-17 images received at FUNCEME (Foundation for Meteorology and Water Resources of Ceara State) and the satellite processing capacity of this foundation were used to develop the methodology. It was also necessary to use, from the literature, some Fractional Vegetation Cover (FVC) algorithms. The first results obtained have indicated that TVDI seems adequate (into the low spatial resolution of the NOAA satellites) to represent the surface soil moisture of the test area and could be also adequate for the whole Ceara State.

**Palavras-Chave:** Umidade Superficial do Solo, Temperatura da Superfície Continental, Fração de Cobertura Vegetal, Índice de Vegetação por Diferença Normalizada, Índice de Vegetação por Diferença, satélites NOAA, Ceará.

**Key-words:** *Surface Soil Moisture, Land Surface Temperature, Fractional (green) Vegetation Cover, Normalized Difference Vegetation Index, Difference Vegetation Index, NOAA satellites, Ceará.*

## INTRODUÇÃO

A umidade superficial do solo representa uma importante componente do ciclo hidrológico terrestre, essencial em vários processos naturais ambientais e cujo conhecimento é importante no gerenciamento dos recursos hídricos e terrestres, na modelagem do meio ambiente, na agricultura, etc. Ela é fundamental nas interações superfície-atmosfera, notadamente nas trocas de água e de energia entre a superfície continental e o ar acima dela. Essa umidade participa de vários processos hidrológicos, controla alguns processos meteorológicos, regula alguns processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem no solo e é essencial no desenvolvimento e na produtividade das plantas de ecossistemas naturais e de culturas agrícolas. Também é fundamental na manutenção de pastos verdes para a pecuária e outras atividades de criação animal.

Essa variável hidrológica pode ter importantes repercussões econômicas e sociais no Ceará por este estar situado no semiárido do Nordeste brasileiro, que é constante vítima de irregularidades climáticas, e em que grande parte da agricultura praticada é de subsistência (e não irrigada), sendo altamente dependente das condições naturais de umidade do solo. Sua pecuária também é bastante vinculada a essa umidade.

Entretanto, a medição direta dessa variável por sensores (sondas) inseridos no solo é relativamente cara, requerendo a utilização de um número muito elevado de sensores para bem

representar a grande variabilidade espacial da umidade. Medidas feitas com sensores especiais a partir de aviões, também são caras e limitadas. Medidas locais feitas com o uso de sensores sobre altas torres à superfície também não são usuais. Sua derivação a partir de estudos de balanços hídricos e de energia, com algum conhecimento das propriedades hidráulicas dos solos, e a partir de modelos de superfície continental alimentados com medidas meteorológicas diversas tem sido feita, no nosso país, de forma esporádica e limitada.

Como alternativa viável, prática, e normalmente mais econômica às medições da umidade do solo acima comentadas, o sensoriamento remoto por satélites em órbita do nosso planeta permite, dentro de certas limitações tais como a observação da umidade referente a apenas uma fina camada superficial do solo, o mapeamento do estado dessa variável sobre grandes áreas das superfícies continentais. O sensoriamento remoto oferece uma forma de se evitar algumas dificuldades logísticas e econômicas associadas às medidas in situ da umidade, principalmente em regiões remotas e em países de limitados recursos financeiros. Ele pode revelar variações espaciais complexas da umidade superficial devidas à grande heterogeneidade dos solos. Assim, as informações por satélites têm servido para melhor embasar diversos estudos hidrológicos, meteorológicos e agrícolas e, ainda, a modelagem ambiental, que muito tem se desenvolvido e crescido em importância nos últimos anos. As informações de umidade do solo por satélite têm se mostrado úteis para o gerenciamento agrícola (que permite maior produtividade da agricultura), dos recursos hídricos e terrestres, dos incêndios florestais e queimadas no meio rural (o risco de fogo pode ser melhor determinado com essas informações), etc. O maior conhecimento da variação espacial e temporal da umidade do solo facilita a previsão, a detecção e o monitoramento de secas bem como a previsão de enchentes.

A estimativa por satélite da umidade superficial do solo do Ceará pode ser importante, portanto, no gerenciamento

de bacias hidrográficas e no uso da água, na agricultura em geral e principalmente na de sequeiro, no monitoramento de estiagens, secas, processos de degradação ambiental, riscos de incêndios florestais, etc., facilitando a execução de programas governamentais nessas áreas ou a tomada de decisão do setor produtivo e econômico e da sociedade em geral.

Os satélites meteorológicos da série NOAA são dotados de radiômetros imageadores AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), com resolução espacial de 1,1 km, funcionando nas faixas óticas do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal. Eles podem ser usados para se inferir, indiretamente a umidade superficial do solo. Mesmo apresentando grande sensibilidade à presença de nebulosidade, certa sensibilidade ao vapor d'água atmosférico (nos canais infravermelhos 4 e 5, principalmente neste último) e derivando não diretamente a informação da umidade superficial do solo, os dados obtidos a partir dos satélites da série NOAA se constituem, devido ao seu baixo custo e facilidade de tratamento, numa opção interessante para o conhecimento das condições de umidade do solo sobre grandes áreas tais como regiões do Ceará ou mesmo o estado como um todo.

Dessa forma, buscou-se gerar e utilizar pela primeira vez, e experimentalmente, no Ceará a informação da umidade superficial do solo derivada de satélite NOAA e expressa através do índice ISTV (nos modelos triangular e trapezoidal). De acordo com Sandholt, Rasmusssen e Andersen (2002), a combinação de informações de TSC e IVDN obtidas a partir de satélites pode fornecer indicativos sobre as condições da vegetação e da umidade superficiais. O relacionamento contextual entre a TSC e o IVDN inferidos pelo sensoriamento remoto é traduzido pela inclinação da curva TSC versus IVDN, que pode indicar as condições de umidade do solo. Ainda segundo esses autores, baseados em Price (1990), e Carlson, Gillies e Perry (1994), o gráfico das informações da TSC e do IVDN a partir de estimativas por satélites resulta num formato triangular (modelo triangular), ou

num formato trapezoidal (modelo trapezoidal) quando baseados em Moran et al. (1994). A partir desses modelos, o ISTV, que é relacionado à umidade do solo, é gerado para caracterizar o grau e a distribuição da umidade superficial.

Foi escolhida, para teste, uma pequena área-alvo em torno da micro-bacia experimental de Aiuaba, no sudoeste semiárido cearense. Deseja-se que o método, caso se mostre suficientemente adequado, possa vir a ser empregado, posteriormente, para toda a área estadual. Os resultados preliminares obtidos indicaram, após rápidas análises, que o ISTV parece ser adequado (dentro da baixa resolução espacial dos satélites polares NOAA) para a estimativa e o monitoramento da umidade superficial do solo cearense.

Para se alcançar os resultados iniciais aqui referidos, foi utilizada a metodologia descrita no próximo item. Esses resultados e as conclusões obtidas aparecem em seguida à metodologia apresentada.

## **METODOLOGIA**

Para se obter a umidade superficial do solo a partir do ISTV, foi necessário, inicialmente, se escolher um algoritmo de cálculo da TSC, que está relacionada ao conteúdo de umidade superficial do solo. Essa temperatura pode ser inferida a partir de dados no infravermelho térmico fornecidos por satélites em órbita da terra tais como os da série NOAA.

O algoritmo aqui adotado, de estimativa da TSC, de Kerr, Lagouarde e Imbernon (1992), usa um interessante artifício de incorporação da informação da emissividade superficial (importante na estimativa da TSC), de forma aproximada, sem medir diretamente a mesma. Nele, para contabilizar as diferentes emissividades de vegetação e de solo, duas temperaturas são calculadas, uma para típicas emissividades de solos nus ( $T_{sn}$ ) e outra para a vegetação ( $T_{ve}$ ). Essas temperaturas são adicionadas segundo uma ponderação proporcional à cobertura de vegetação

(Co) derivada de índices de vegetação (como, por exemplo, o IVDN) deduzidos de dados de satélites (Kerr et al., 2004), resultando em TSC (°C) dada por

$$\begin{aligned} T_{ve} &= 3,6T_4 - 2,6T_5 - 2,4 \\ T_{sn} &= 3,1T_4 - 2,1T_5 + 3,1 \\ TSC &= CoT_{ve} + (1 - Co)T_{sn} \end{aligned} \quad (1)$$

onde Co representa a fração de vegetação verde e 1 - Co a fração de solo nu. A emissividade é descrita, então, como uma função das emissividades do solo nu e do solo vegetado ponderados com a fração de cobertura de vegetação. Nesse algoritmo, Co é dada pela FCV (fração de área horizontal de um pixel (elemento de imagem) da imagem de satélite coberta por vegetação verde, com valor variando entre 0 (solo nu) e 1 (solo completamente vegetado), que é expressa pelo Scaled NDVI (Gillies e Carlson, 1995), sendo equivalente a

$$FCV = scaledNDVI = \frac{IVDN - IVDN_{sn}}{IVDN_{ve} - IVDN_{sn}} \quad (2)$$

onde IVDN é o índice clássico (como definido por Rouse et al.(1973)) para um pixel qualquer, IVDN<sub>ve</sub> é o índice para solo completamente vegetado e IVDN<sub>sn</sub> é o índice para solo nu. Estes dois últimos dependem da região e da época do ano e são determinados para cada imagem analisada. Neste trabalho, no cálculo da TSC dada pela equação 1, foram testadas além do Scaled NDVI, a FCV de Baret, Clevers e Steven (1995), doravante citada como “Baret et al.”, e citada por Jiang et al. (2006), da forma

$$FCV = 1 - \left( \frac{IVDN_{ve} - IVDN}{IVDN_{ve} - IVDN_{sn}} \right)^{0,6175} \quad (3)$$

e a FCV de Jiang et al. (2006), representando o estado da arte no assunto, dada por

$$FCV = SDVI = \frac{IVD - IVD_{sn}}{IVD_{ve} - IVD_{sn}} \quad (4)$$

onde IVD é o Índice de Vegetação por Diferença (Lillesand e Kiefer, 1987), dado pela diferença entre o infravermelho próximo e o vermelho, do pixel qualquer, IVDsn é o índice do solo nu, e IVDve é o índice do solo completamente vegetado. Essa FCV é chamada, em inglês, de Scaled Difference Vegetation Index (SDVI).

Para o cálculo do ISTV, que é um índice de seca em que a umidade do solo é a sua principal fonte de variação, tendo o potencial de caracterizar o estado de umidade do conjunto solo-vegetação, foi utilizado o modelo triangular do espaço TSC-IVDN (Carlson, Gillies e Schmugge, 1995, baseados em Carlson, Gillies e Perry, 1994, e Price, 1990), definido como

$$ISTV = \frac{TSC - TSC_{min}}{TSC_{max} - TSC_{min}} = \frac{TSC - TSC_{min}}{a + bIVDN - TSC_{min}} \quad (5)$$

onde TSCmin é a mínima temperatura superficial no triângulo definindo o lado úmido, TSC é a temperatura superficial observada em um pixel, IVDN é o índice de vegetação observado e “a” e “b” são parâmetros definindo o “lado seco”, que é modelado segundo um ajuste linear aos dados em que (a + bIVDN) é igual a TSCmax, ou seja, a máxima temperatura superficial observada para um dado IVDN. O ISTV apresenta valores iguais a 1 no lado seco (disponibilidade limitada de água) e iguais a 0 no lado úmido (máxima evapotranspiração

e ilimitada disponibilidade hídrica).

No gráfico da TSC contra o IVDN, o seu lado esquerdo representa solo nu desde a condição seca até úmida (do topo para baixo, respectivamente). Enquanto a quantidade de vegetação verde aumenta ao longo do eixo horizontal, ou seja, enquanto o IVDN cresce, a temperatura superficial máxima diminui. Assim, no lado esquerdo e no topo tem-se o solo nu seco, sem evaporação e com máxima temperatura superficial, e o solo nu úmido, com máxima evaporação e mínima temperatura superficial, na parte inferior esquerda do triângulo. Na porção intermediária do triângulo, aparece a cobertura parcial de vegetação verde. No lado direito do gráfico, tem-se a plena cobertura vegetal com máxima transpiração e mínima temperatura superficial. Esse limite à direita corresponde à resposta da temperatura da superfície à máxima transpiração sob alto valor de IVDN.

Abaixo, na Figura 1, tem-se a representação gráfica do modelo triangular mostrando o espaço TSC-IVDN com algumas isolinhas de ISTV. A nuvem de pontos (TSC, IVDN) aparece aproximadamente dentro do triângulo. A equação anterior que fornece o ISTV é, ainda, equivalente à razão entre as grandezas A e B referentes a um determinado ponto do espaço TSC-IVDN, de forma que quando A tende a zero, o ISTV tende a zero, e quando A tende a B, o ISTV tende a 1. O valor  $TSC_{max_1}$  é dado por  $a + bIVDN_1$ .

Em seguida, na Figura 2, tem-se a representação esquemática do modelo do trapézio (Moran et al., 1994). Nele, o ponto A representa o solo nu seco, B o solo nu saturado de umidade e o ponto C a cobertura vegetal plena sem estresse hídrico.



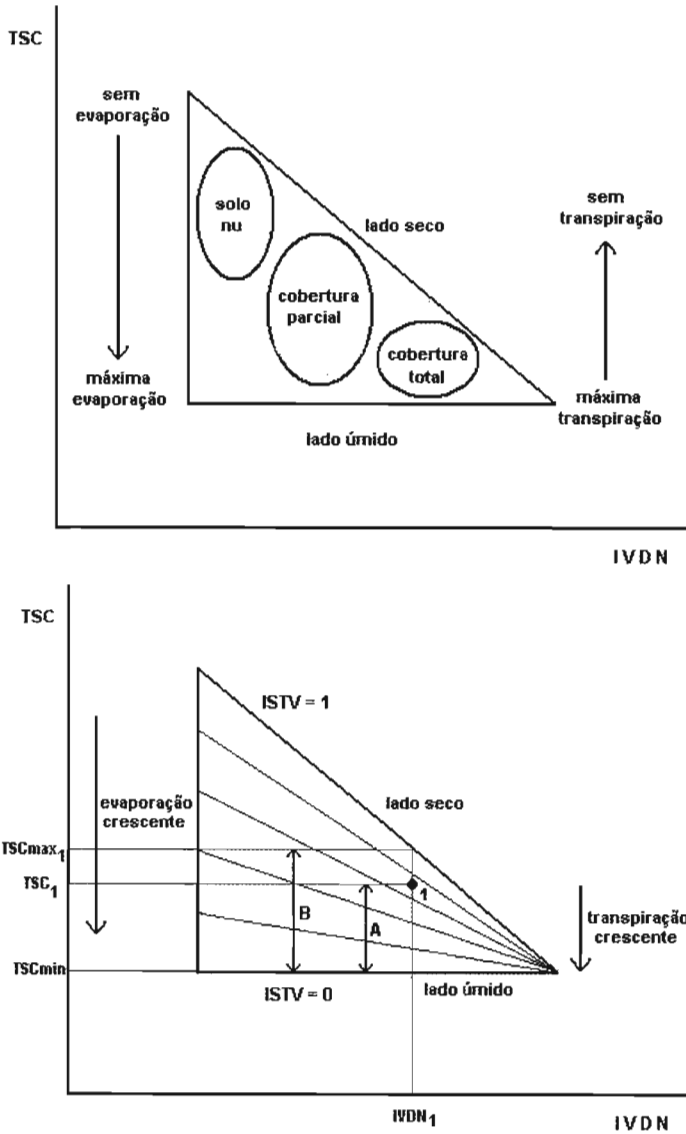
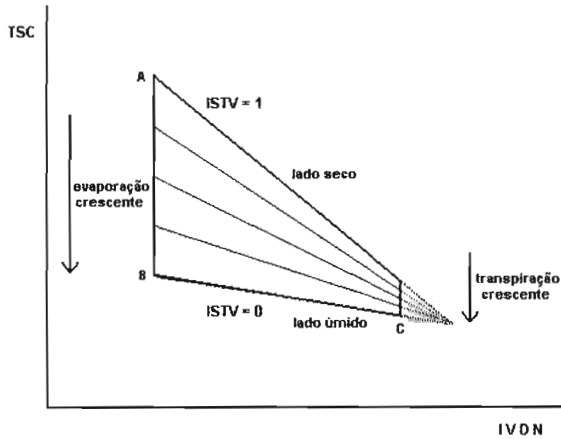


Figura 1 – Espaço TSC-IVDN no modelo triangular (esq.) e a definição do ISTV nesse espaço (dir.).



**Figura 2** – Espaço TSC-IVDN no modelo do trapézio.

Nesse modelo, o ISTV pode ser definido como

$$ISTV = \frac{TSC - (a_1 + b_1 IVDN)}{(a_2 + b_2 IVDN) - (a_1 + b_1 IVDN)} \quad (6)$$

onde  $a_1 + b_1 IVDN$  é a TSCmin (lado úmido) e  $a_2 + b_2 IVDN$  é a TSCmax (lado seco).

A simplificação do modelo triangular em contraste ao modelo trapezoidal adiciona incerteza ao ISTV para grandes valores de IVDN. Além disso, como o lado úmido é modelado na forma de uma linha horizontal, ao contrário do modelo trapezoidal em que ela é inclinada, isso pode levar a uma superestimativa do ISTV para pequenos valores de IVDN.

Como área-alvo (de teste do método), foi escolhida uma área de 57 x 57 km (3.249 km<sup>2</sup>, 53 x 53 pixels, do satélite) com a BEA (12,65 km<sup>2</sup> de área e perímetro de 29,58 km) no centro da mesma.

Foi selecionado o ano de 2006 como fonte de imagens AVHRR/NOAA.

O satélite da série NOAA escolhido foi o NOAA-17 com passagens diurnas próximas ao meio da manhã, sobre o Ceará. Foram selecionadas duas imagens por mês (uma próxima do início e outra do fim do mês) a partir do mês de junho até dezembro, que é o período que segue a estação chuvosa principal local (que finda em maio) e que adentra no semestre seco (ou muito pouco chuvoso) para se tentar observar a variação da umidade com a diminuição ou cessação da precipitação. Também foi selecionada uma imagem de janeiro, representativa do período de pré-estação chuvosa. Procurou-se utilizar imagens isentas de nuvens e com a atmosfera aparentemente bem transparente, sobre a área-alvo e com esta área o mais próximo possível do ponto subsatélite (imediatamente abaixo do satélite) que é aquele em que a resolução espacial é a melhor possível.

Foi feita a calibração radiométrica (visível e infravermelha) dos dados de satélite.

No processamento, foi utilizado o recurso de subtrair de cada pixel qualquer contaminação causada por sobreposição de pixels adjacentes. Também foi usado um recurso que redistribui os pixels ao longo de cada linha de varredura de maneira que eles adquiram um tamanho próximo daquele do ponto subsatélite. Os dados foram, então, geometricamente corrigidos para compensar os efeitos de curvatura do nosso planeta. Também foi feita a correção do ângulo zenital solar e a verificação da navegação (geolocalização precisa).

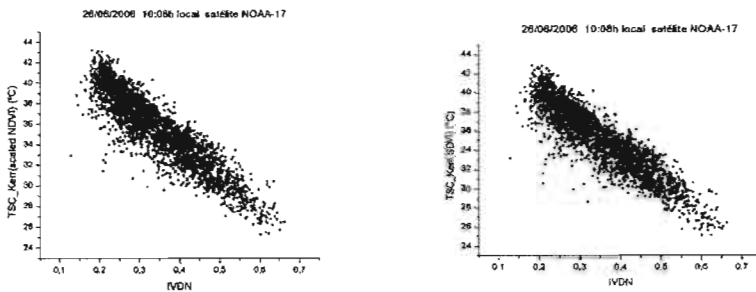
Foi criada, também, uma paleta de cores para a representação do ISTV. Nessa paleta, o azul mais intenso indica a umidade mais alta e o laranja mais intenso a umidade mais baixa.

Foi usado um software de elaboração e análise científica de gráficos para a obtenção dos coeficientes das equações das retas de regressão dos lados úmidos e secos dos espaços TSC-IVDN nos modelos do triângulo e do trapézio. Foram escolhidos alguns pontos específicos desses espaços nos extremos inferiores e superiores dos triângulos e dos trapézios para se fazer os ajustes lineares e encontrar os coeficientes dos mesmos.

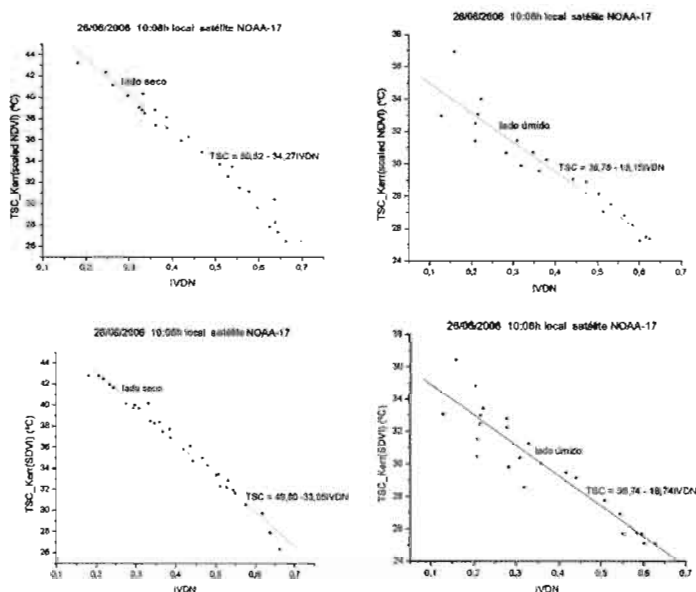
## RESULTADOS

Como resultados preliminares e ilustrativos da metodologia abordada, reproduz-se, na Figura 3, como exemplo, o espaço TSC-IVDN (nuvem de pixels da área-alvo) para uma passagem do NOAA-17, às 10:08 h local, de 26/06/2006, para a TSC de Kerr, Lagouarde e Imbernon (1992) calculada com o Scaled NDVI e o SDVI de Jiang et al. (2006) como FCV. O espaço TSC-IVDN, não exibido na figura, com Baret et al. (1995) como FCV é bastante semelhante aos apresentados na Figura 3, notadamente ao da TSC com o Scaled NDVI.

Na Figura 4, as retas de regressão representam o lado seco e quente e o lado úmido e frio (menos quente) dos casos exemplificados na Figura 3. Na Figura 5, valores de TSC de Kerr, Lagouarde e Imbernon (1992), para a área-alvo, para FCV dadas por Baret et al. (1995), Scaled NDVI e SDVI de Jiang et al. (2006), para a passagem de satélite mencionada acima e para dois pixels escolhidos aleatoriamente, com o de cima representando um pixel com temperatura elevada e o de baixo um pixel com temperatura mais baixa.

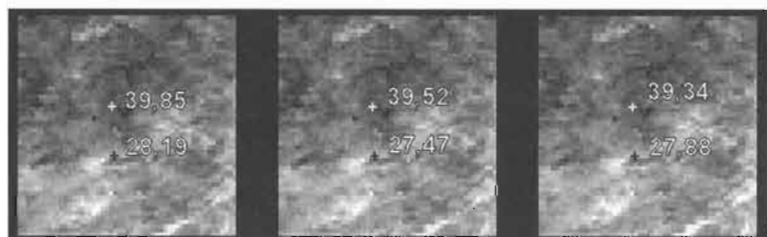


**Figura 3** – Espaço TSC-IVDN usando o Scaled NDVI (esq.) e o SDVI (dir.) como FCV.

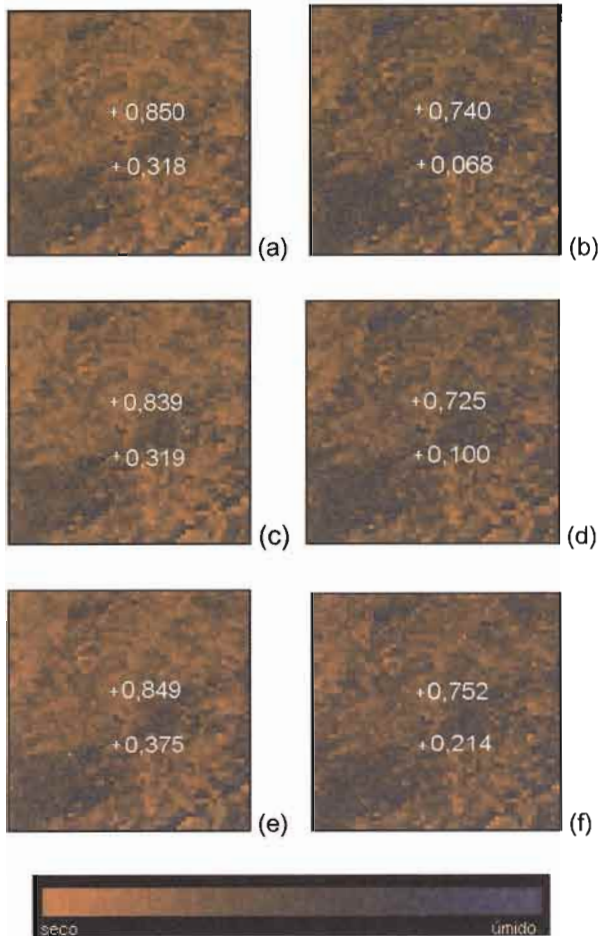


**Figura 4** – Lados secos e úmidos dos espaços TSC-IVDN exemplificados na Figura 3 (com Scaled NDVI, em cima, e SDVI, em baixo, como FCV, para o cálculo da TSC).

Em seguida, na Figura 6, campos de ISTV (baseados nas equações 5 e 6) representando a umidade superficial do solo, na área-alvo, estimada por satélite NOAA, para a passagem



**Figura 5** – Valores de TSC com FCV de Baret et al. (1995), à esquerda, Scaled NDVI, no centro, e SDVI de Jiang et al. (2006), à direita, para a passagem acima mencionada e para a área-alvo, em tons de cinza, onde tons mais escuros indicam temperaturas mais elevadas.



**Figura 6** – Campos de umidade superficial do solo (ISTV) para TSC de Kerr, Lagouarde e Imbernon (1992) com Scaled NDVI, no método triangular (a) e trapezoidal (b), com formulação de Baret et al. (1995), no método triangular (c) e trapezoidal (d), e com SDVI de Jiang et al. (2006), no método triangular (e) e trapezoidal (f). Os valores numéricos correspondem ao índice calculado em dois pixels escolhidos aleatoriamente.

anteriormente mencionada, para TSC com as variações já comentadas e para os dois modelos considerados (triangular e trapezoidal).

Observe-se que os valores da Figura 5 são próximos entre si bem como são muito semelhantes (especialmente) os campos de umidade superficial do solo (ISTV), da passagem NOAA usada como primeiro teste, e segundo as variações experimentadas no cálculo da TSC (Figura 6). As TSC apresentaram algumas variações, em geral pequenas, para os dois pixels escolhidos aleatoriamente. O pixel de temperatura mais alta se apresentou com umidade superficial mais baixa (ISTV próximo de 1) e o pixel de temperatura mais baixa se apresentou com umidade superficial mais alta (ISTV próximo de 0), que é o que se devia esperar. Note-se, ainda, que o modelo trapezoidal (supostamente mais próximo da realidade) mostra um campo em geral um pouco mais úmido do que o modelo triangular, nos três casos abordados.

## **CONCLUSÕES**

Os primeiros resultados da estimativa da umidade superficial do solo por meio do ISTV, da área-alvo em consideração, por meio de satélite de órbita polar da série NOAA, pareceram promissores para ulterior uso dessa técnica no monitoramento (na resolução espacial dos satélites NOAA) das condições de umidade superficial do território cearense. A informação por satélite pareceu, grosso modo, concordar com as regiões mais úmidas e mais vegetadas e com aquelas mais secas e pouco vegetadas, para a área considerada. Posteriormente, se tentará verificar, a partir da qualidade observada do ISTV, se houve melhora na estimativa da TSC, por meio do algoritmo escolhido e com as variações experimentadas, e se o modelo trapezoidal apresenta ou não melhor desempenho do que o triangular, na área escolhida. A comparação dos resultados obtidos por satélite com alguns dados *in situ* da BEA, deverá indicar a qualidade da estimativa por satélite apesar desta representar uma média sobre a área do pixel e não um valor pontual, tornando difícil essa comparação. As informações obtidas por satélite também deverão ser comparadas, qualitativamente, com aquelas provenientes do Modelo de Umidade do Solo para Atividades

Agrícolas (MUSAG), desenvolvido na FUNCEME e que simula o estado de umidade do solo para áreas dos municípios do Ceará. Por fim, se deverão ensaiar, ainda, algumas comparações das estimativas por satélite NOAA com estimativas feitas por outros satélites, apesar da diferença de resolução espacial que se deverá encontrar entre os diferentes sensores dos satélites.

## AGRADECIMENTOS

Ao Projeto de cooperação científica franco-brasileira CATIN (Clima do Atlântico Tropical e Impactos sobre o Nordeste), Processo CNPq 492690/2004-9, do qual este trabalho faz parte, que patrocinou ao autor uma missão de 12 dias, no final de 2007, de visita técnica à França (Montpellier, Grenoble e Toulouse) e que permitiu o aprimoramento deste trabalho.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Baret, F.; Clevers, J. G. P. W.; Steven, M. D. The robustness of canopy gap fraction estimations from red and near-infrared reflectances: A comparison of approaches. *Remote Sens. Environ.*, v. 54, n. 2, p. 141-151, 1995.
- Carlson, T. N.; Gillies, R. R.; Perry, E. M. A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover. *Remote Sens. Rev.*, v. 9, p. 161-173, 1994.
- Carlson T. N.; Gillies, R. R.; Schmugge, T. J. An interpretation of methodologies for indirect measurement of soil water content. *Agric. For. Meteorol.*, v. 77, n. 3, p. 191-205, 1995.
- Gillies, R. R.; Carlson, T. N. Thermal remote sensing of surface soil water content with partial vegetation cover for incorporation into climate models. *J. App. Meteor.*, v. 34, n. 4, p. 745-756, 1995.
- Jiang, Z.; Huete, A. R.; Chen, J.; Chen, Y.; Li, J.; Yan, G.; Zhang, X. Analysis of NDVI and scaled difference vegetation index retrievals of vegetation fraction. *Remote Sens. Environ.*, v. 101, n. 3, p. 366-378, 2006.



- Kerr, Y. H.; Lagouarde, J. P.; Imbernon, J. Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm. *Remote Sens. Environ.*, v. 41, n. 2-3, p. 197-209, 1992.
- Kerr, Y. H.; Lagouarde, J. P.; Nerry, F.; Ottlé, C. Land surface temperature retrieval techniques and applications: case of the AVHRR. In: Quattrochi, D. A.; Luvall, J. C. Thermal remote sensing in land surface processes. Boca Raton: CRC Press, cap. 2, p. 33-109, 2004.
- Lillesand, R. M; Kiefer, R. W. Remote sensing and image interpretation. 2.ed. New York: John Wiley and Sons, 721 p., 1987.
- Moran, M. S.; Clarke, T. R.; Inoue, Y.; Vidal, A. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sens. Environ.*, v. 49, n. 3, p. 246-263, 1994.
- Price, J. C. Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. *IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sens.*, v. 28, n. 5, p. 940-948, 1990.
- Rouse, J. W. Jr.; Haas, R. H.; Schell, J. A.; Deering, D. W. Monitoring vegetation systems in the great plains with ETS. In: ERTS-1 Symposium, 3., v.1, Washington. NASA Special Publication 351. Washington, p. 309-317, 1973.
- Sandholt, I.; Rasmussen, K.; Andersen, J. A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sens. Environ.*, v. 79, n. 2, p. 213-224, 2002.

# Climate and Rainfed Agriculture in Northeast Brazil

José Maria Brabo Alves<sup>1</sup>, Jacques Servain<sup>2</sup> and José Nilson B. Campos<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME)/ Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará (UFC), Fortaleza, Ceará, Brazil*

<sup>2</sup>*Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR-182, Paris, France. Currently visiting scientist at FUNCEME*

## ABSTRACT

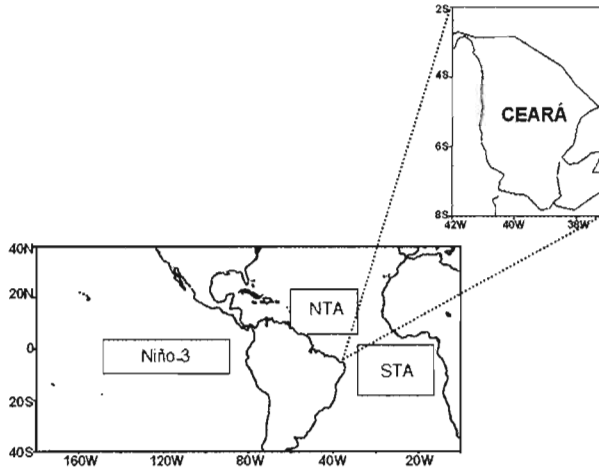
The statistical relationship between the sea surface temperature variability over the tropical oceans and the 1952-2000 crops of beans and maize in the Ceará State of Brazil was investigated. This region receives precipitation only during February–May. The climatic indices over the tropics were the Niño-3 for the Pacific and the dipole index for the Atlantic. In a first series of diagnostic analyses, the climatic precursor variables were examined during November–January (years 0–1) for the Niño-3 index and during February–April (year 1) for the Atlantic dipole components. The agronomic variables were the planted area, annual production, yield (which showed a problematic negative linear trend during the study period), price, and aggregate value for year 1. A more robust statistical weight was obtained with the Atlantic dipole. The Pacific weight added to, or on the contrary decreased, the Atlantic effect. Ocean climatic conditions that generate drought episodes in the *Nordeste* are generally associated with bad harvests. The reverse effect is not systematic.

**Key Words:** Climate variability · Northeast Brazil (*Nordeste*) · Climatic impact · Rainfed agriculture

## INTRODUCTION

Many studies worldwide have shown the importance of climatic variability in agricultural production and financial income from crops (Handler 1990, Semenov & Porter 1995, Carlson et al. 1996, Hansen et al. 1998, Sivakumar 2006). The techniques recently used in seasonal climate forecasting confront challenges in predicting the variations in crop production early enough to adjust critical decisions (Doblas-Reyes et al. 2006, Hansen & Sivakumar 2006, Rubas et al. 2006) that may, in turn, have a positive impact on rural society (Smit et al. 1996, Hansen et al. 2006, Adams et al. 1999). For emergent and developing countries, where the practice of soil conservation is often not widespread (Cane et al. 1994), and where the decision-making process is often deficient (Vogel & O'Brien 2006), this issue is not trivial. The socio-economic impact of forecasting is even more intense in areas where recurrent abnormal climatic variations prevent the annual regulation of crops (Garnet & Khandekar 1992), and where the small educated rural population has multiple difficulties to adapt (Brou et al. 2005). Among the areas in the world where such difficulties prevail, the Ceará State in the northern part of northeast Brazilian (hereafter called *Nordeste*) (Fig. 1) is an excellent academic example. There, the vulnerability of subsistence agriculture affects more than one million people, for whom it is the primary source of survival (Magalhães & Glantz 1992; Lemos et al. 2004).

Ninety-three percent of the Ceará State (146,300 km<sup>2</sup>) is influenced by a semi-arid climate, with great seasonal and inter-annual variability in the rainfall regime. This rainy season is roughly limited to four months, with more than 60% of the total rainfall (about 650 mm/year on average) occurring in February–May. This is directly linked to the southward migration of the inter-tropical convergence zone (ITCZ), itself controlled to a large extent by the delayed feedback from the sea-surface temperature (SST) variability over the tropical oceans (*e.g.*, Hastenrath



**Figure 1** – Niño-3, NTA, and STA areas used in this analysis of monthly SST anomaly indices. The Atlantic SST dipole index is the arithmetic difference in the SST anomalies between the NTA and STA areas. The Ceará State’s limits are indicated on a zoom.

& Greishar 1993). Any abnormal climatic event in these tropical oceans leads to an abnormal latitudinal displacement and/or intensity of the ITCZ. When such an anomalous climatic event occurs in the months around the end or beginning of a year, it may lead to a disruption in the seasonal rainfall of the *Nordeste* a few weeks later, with a consequent impact on rainfed crops.

The main objective of this study was to present an analysis of the impact of the Pacific and Atlantic tropical SST variability on the quality and quantity of rainfed agriculture in the Ceará State. The period studied was 1952-2000, which includes a good sample of drought years, flood years, and years considered normal in the *Nordeste*. The economic responses are measured here in terms of various agricultural variables for the two major rainfed crops in Ceará State, beans (*Phaseolus vulgaris* L.) and maize (*Zea mays*), traditional species that have been grown for at least a century. These crops are mainly consumed by humans

and animals on a regional level in the *Nordeste*, what strongly attenuates any unspecified effects of external markets.

## **DATA SETS AND FIRST DIAGNOSTIC ANALYSES**

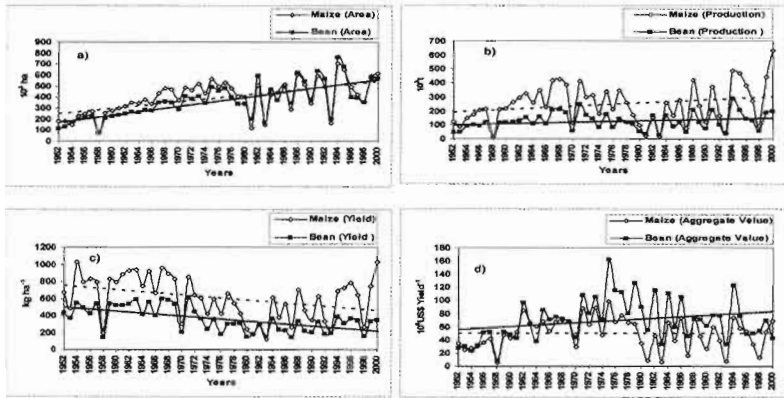
### **Agronomic Variables**

Rainfed data were collected by the *Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística* and compiled by the *Instituto de Planejamento do Ceará*. The variables used here were planted area, annual production, yield (or productivity, defined as the production divided by the entire agricultural area), price (corrected according to long-term monetary fluctuations), and aggregate value (price/yield).

The planted area during the study period of 1952-2000 (Fig. 2a) strongly paralleled the growth rate of the rural population. It varied from about 150,000 ha in the middle of the 20th century for both maize and beans, to about 600,000 ha at the end of the century. However, two distinct periods are apparent. Whereas the increase in the planted area was virtually constant from the beginning of the 1950s until the end of the 1970s, that variable experienced large inter-annual changes during the last two decades of the 20th century. We will demonstrate that many of those changes can be directly related to climatic variability.

The production, yield, and aggregate values for maize and beans are given in Fig. 2b, 2c, and 2d, respectively. The general long-term behaviours of these variables definitely differ from the variability in planted areas (Fig. 2a). A slow increase (not significant at 95%) is observed for production across the full 1952-2000 time series. The yearly crop of maize varies from very small values (e.g., 1958, 1981, 1983) to more than 600,000 tons (in 2000), but with strong inter-annual and multi-decadal changes. The yearly crop of beans is smaller with values ranging between very low (usually in the years when the maize crop is also low) and 300,000 tons (in 1994), and the inter-annual

and multi-decadal changes are weaker than those of maize. As will be seen below, there were consecutive drought years at the beginning of the 1980s, and the immediate effect was an obvious dramatic fall in both maize and bean production during this period (Fig. 2b). This was also associated with the previously mentioned abrupt change in the areas planted (Fig. 2a).



**Figure 2** – 1952-2000 planted areas (a), annual productions (b), yields (c), and aggregate values (d) for maize and bean crops in the Ceará State. The solid and dotted lines in the figures show the linear trends for beans and maize, respectively.

In contrast to the planted areas and production time series, a negative trend (significant at 95%) is apparent in the yield time series for both maize and beans (Fig. 2c), confirming the problematic behaviour of rainfed agriculture in the *sertões*. The yields were smaller for beans (about 50 to 600 kg ha<sup>-1</sup>) than for maize (about 50 to 1050 kg ha<sup>-1</sup>), with again higher inter-annual variability for maize. It is interesting to note that, except for isolated years such as 1958 and 1970, the yields for both species were best during the first half of the recorded data. After the half-decade episode around the drought years of the 1980s, during which the yield values were particularly low (very low

production with strong changes in the areas planted), the yields increased again but without reaching their former values.

The yearly aggregate values (Fig. 2d) vary very greatly compared with the production and yield variables discussed above. A relatively regular increase in aggregate values (from \$U 20 to 80 million yield<sup>-1</sup>) was observed for both species during the first part of the record, with about the same values. A maximum profit occurred in the mid 1970s (e.g., about \$US160 million and \$US100 million yield<sup>-1</sup> in 1975 for beans and maize, respectively). The following decade (1975–1985) was marked by a reduction in aggregate values, especially for maize. The last 10 years of the record show a new increase for beans, with relative stability, at close to \$US80 million yield<sup>-1</sup>. During this time, the aggregate value for maize continued to show significant inter-annual variability. The worst years for aggregate values (e.g., 1958, 1970, 1981, 1983, 1993, and 1998) were also the years with the lowest productions, the worst yields, and often a dramatic reduction in the planted area.

### **Climatic Variables**

The intra-seasonal and inter-annual variability in ITCZ, and consequently the *Nordeste's* climate, are largely teleconnected with worldwide climate phenomena, such as the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) in the equatorial Indo–Pacific Ocean (Philander 1990, Trenberth 1997), and the SST anomaly dipole in the tropical Atlantic (Moura & Shukla 1981, Servain 1991, Nobre & Shukla 1996). The El Niño/La Niña couple (Philander 1990) has multiple climatic and socio-economic consequences all over the world. Among these, El Niño is often associated with dry episodes over the *Nordeste*, whereas La Niña can lead to flooding in this semi-arid region (Uvo et al. 1998). The meridian mode of climate variability in the tropical Atlantic, usually called the “dipole” (Servain 1991), is represented by a latitudinal gradient in the SST anomaly pattern between the

north and south of the tropical basin (Ayina & Servain 2003). The phases of the standard Atlantic dipole control the zonal band of cloudiness and precipitation associated with the ITCZ (Hastenrath & Greishar 1993). During a positive phase (*i.e.*, positive SST anomalies in the northern tropical basin and negative SST anomalies in the south), the thermal gradient points towards the northern hemisphere. Consequently, the ITCZ is predominantly located to the north of its climatological position, and rains are often below normal in the *Nordeste* (Hastenrath & Heller 1977, Hastenrath 1990). Conversely, during a negative phase of the dipole, the whole system is moved abnormally southwards, generally bringing more rain to *Nordeste* (Wagner 1996). We must also note that El Niño (La Niña) years are sometimes associated with positive (negative) occurrences of the SST dipole (Enfield & Mayer 1997), thus increasing the influence of the tropical Atlantic.

There is no universal single definition of ENSO (SCOR 1983, Trenberth 1997, Chen et al. 2002). Most of the time, this major ocean-atmosphere-coupled event is defined by either the surface pressure difference between Tahiti and Darwin (*e.g.*, Ropelewski & Jones 1987) or the SST anomaly in specified regions of the eastern tropical Pacific (Chen et al. 2002). Among these test regions, the Niño-3 area (5°N–5°S and 150°–90°W) (Fig. 1) and the Niño-3.4 area (5°N–5°S and 170°–120°W), both strongly correlated, are the most currently used. Based on previous similar analyses, as for instance that of Uvo et al. (1998), we choose the Niño-3 area as the more related with the *Nordeste's* climate. Here, we used an adaptation of the definition proposed by Trenberth (1997): positive PacPos (negative PacNeg) Pacific episodes are flagged when the SST anomaly, averaged in the Niño-3 area during November–January is greater (lower) than +0.5 °C (-0.5 °C); neutral Pacific episodes (PacNeu) are flagged when the Niño-3 SST anomaly remains at the |0.5| °C threshold. The months November–January were chosen here



because this period, which overlaps Christmas, statistically represents the El Niño signal most adequately, and because it includes the possible 3–4 month delayed climatic connection between the eastern tropical Pacific, the Atlantic tropics (Enfield & Mayer 1997, Saravanan & Chang 2000), and the seasonal rainfall over the *Nordeste* (Uvo et al. 1998).

In the tropical Atlantic, where the variability is weaker than in the Pacific, a significant positive DipPos (negative DipNeg) dipole value is flagged when the difference in the SST anomalies of the northern tropical Atlantic (NTA) and the southern tropical Atlantic (STA) regions (Fig. 1), averaged during February–April, is greater (lower) than  $+0.2$  °C ( $-0.2$  °C); neutral Atlantic dipole episodes (DipNeu) are noted when the difference between the anomalies remains within the  $|0.2|$  °C threshold. The months February–April were chosen here because this period sees an almost immediate impact of the tropical Atlantic on the *Nordeste* climate (Servain 1991, Nobre & Shukla 1996), and it also corresponds to the first phase of plant growth in this semi-arid region. With these definitions, all the years during the study period were classified according to the nine possible combinations of Pacific and Atlantic climatic episodes, as either positive, negative, or neutral. Table 1 shows the years in each climatic category. The number of years varies from two (category DipNeg/PacNeu) to nine (category DipNeu/PacNeg).

Consequently, the statistical analysis was performed with precaution, using rigorous significance tests. For each group of years on Table 1, we calculated the averages, standard deviations, and anomalies (differences between averages for composite years and the long-term average calculated over the whole length of

---

DipNeg /PacNeg: 1957, 1974, 1984, 1985, 1986, 1989, 2000

DipNeg /PacNeu: 1991, 1994

DipNeg /PacPos: 1973, 1988, 1995

DipNeu /PacNeg: 1961, 1965, 1967, 1971, 1972, 1975, 1976, 1996, 1999

DipNeu /PacNeu: 1959, 1982, 1990, 1993

DipNeu /PacPos: 1964, 1977, 1987, 1998

DipPos/PacNeg: 1955, 1956, 1963, 1968, 1997

DipPos/PacNeu: 1953, 1954, 1960, 1962, 1978, 1979, 1980, 1981

DipPos/PacPos: 1952, 1958, 1966, 1969, 1970, 1983, 1992

---

**Table 1** – Composite years classified according to the definition of the observed climatic events in the Pacific and Atlantic tropical oceans. The acronyms are defined in the text.

the 1952-2000 time series) of the four agricultural variables previously defined (production, yield, aggregate value, and price for the maize and bean crops). The 95% confidence interval for statistical significance was calculated with the following formulae:

$$\mu \pm t_c \left( \frac{\sigma}{n} \right)$$

$$\text{and } \sigma \pm t_c \left( \frac{\sigma}{\sqrt{2n}} \right),$$

where  $t_c$  is defined according to Student's t distribution, in agreement with n, the number of years in each composite group;  $\mu$  and  $\sigma$  indicate the mean and standard deviation (S.D) of the sample, respectively. The statistical significance of the anomalies

at 95% was calculated according to Harrison and Larkin (1998). Significant anomalies were those whose absolute value exceeded

$$(t_{95}(n) \cdot \sigma) / (n)^{\frac{1}{2}},$$

where  $t_{95}$  is Student's t value for n degrees of freedom.

These Pacific and Atlantic climatic indices are the observed monthly SST data from the Comprehensive Atmospheric–Ocean Data Set (COADS) (da Silva et al. 1994).

Not directly used in this study, we present the obvious relationship between subsistence harvests and precipitation over the *Nordeste*, a time series of the Ceará rainfall index, averaged during the mean rainy season (February–May) in the same study period (1952–2000). This index was constructed using the daily rainfall observations obtained at the weather station network of Ceará State (60–150 weather stations, according to time period) under the auspices of *FUNCEME*. In Figure 2, we can see that most of the worst years for production, yield, and aggregate values for the two rainfed species (*i.e.*, 1958, 1970, 1983, 1993, 1998) occurred during the driest years, and were also very often associated with El Niño years (for instance, the two big El Niño years in 1983 and 1998) and positive Atlantic dipole occurrences. Such a relationship is less clear during flood years (*e.g.*, 1974 and 1985), which are sometimes associated with La Niña years or with negative values of the Atlantic dipole index.

In a simple correlation analysis between the precipitation time series and the agronomic variables (production and yield) shown in Figure 2, the correlation coefficients were as follows: maize: +0.52 and +0.38 for production and yield, respectively; bean: +0.46 and +0.22 for production and yield, respectively. Values up to 0.30 are significant at the 95% level. Therefore, it seems that the climatic response of maize was slightly higher than that of beans.

## MAIN RESULTS

## **Diagnostic Analysis of Climatic Impact**

Our first objective was to investigate how agronomic variables are directly related to climatic variables. To do that, we mainly used the diagnostic analysis below.

For each composite in Table 1, Figure 3 shows the mean, standard deviation (S.D), and the upper (U.L.) and lower (L.L.) 95% confidence limits for yearly production, yield, and price for the bean and maize crops. Means and S.D are also given for the full series, independently of the climate categories. The two production variables show similar behaviour (Fig. 3a and 3b) and the S.D values, which remain relatively stable, are strongly dependant on the yearly composites. Thus, the greatest mean values for both crops (up to 250,000 and 430,000 tons for beans and maize, respectively) clearly occur when a significant negative Atlantic dipole (cold NTA, warm STA) is associated with neutral conditions over the eastern equatorial Pacific. However, this yearly composite is marked by the highest ranges between the upper and lower 95% confidence limits. The intermediate values for production (about 140,000 and 300,000 tons for beans and maize, respectively) are associated with a negative Pacific SST, generally independently of the Atlantic surface conditions. The worst harvest quantities (less than 80,000 and 100,000 tons for beans and maize, respectively), also marked by a minimum 95% confidence interval, commonly appear when a neutral or positive Atlantic dipole is associated with neutral or positive Pacific events.

Contrary to the production variables, the yield variables for beans (Fig. 3c) and maize (Fig. 3d) do not show this sort of dispersion according to the yearly composites (means, S.D, and 95% confidence intervals remain relatively stable), although the highest mean values are clearly noted when a cold Pacific episode is associated with a positive or neutral Atlantic dipole (about 480 and 800 kg ha<sup>-1</sup> for beans and maize, respectively). However, the

behaviour of the worst yields according to the yearly composites differs somewhat for beans and maize. Thus, the worst yield is noted for beans ( $255 \text{ kg ha}^{-1}$ ) when neutral conditions over the Atlantic are associated with a positive Pacific event. For maize, the two lowest yields, of similar magnitudes (about  $400 \text{ kg ha}^{-1}$ ), were observed when the Atlantic and Pacific were neutral, and a positive Atlantic dipole occurred during a positive Pacific episode. To summarize, cold SST over the tropics generates rather good yields, whereas warm SST produces rather bad yields.

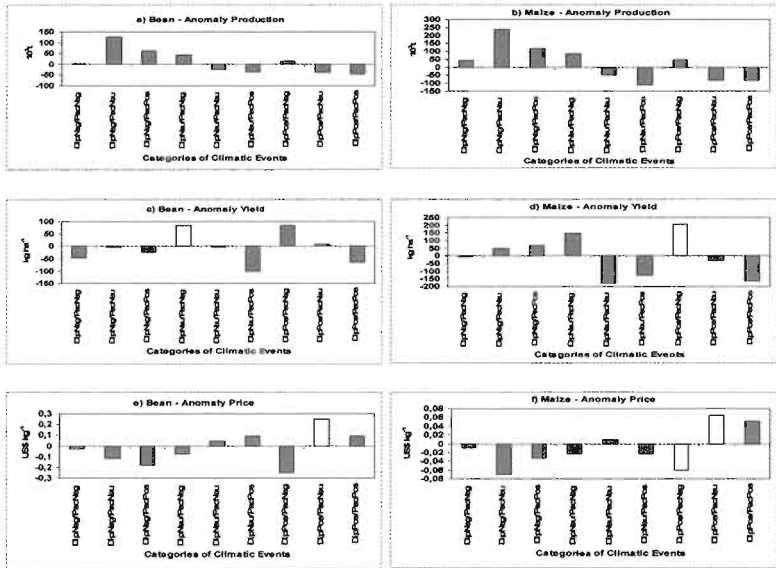
Similar to the yield variables, the price variables (Fig. 3e and 3f) do not show strong variability according to the yearly composites, and here too the ranges between the upper and lower 95% confidence limits are relatively large (and stable) for both species. The overall averages of the means were \$US0.63  $\text{kg}^{-1}$  (S.D = 0.33) for beans and \$US0.22  $\text{kg}^{-1}$  (S.D = 0.06) for maize. The prices for beans and maize were lowest for the combination DipNeg/PacNeu, *i.e.*, when the productions were at their highest values (Fig. 5a and 5b). Other low values for price occurred for the combination DipPos/PacNeg, which corresponds to modest productions but the highest yield. Conversely, high prices for beans and maize generally appear with Atlantic–Pacific combinations associated with low values for production (*e.g.*, DipPos/PacNeu). These characteristics, which balance price against production, must be related to the laws of the local market, as mentioned by Chimelli *et al.* (2002).

Figure 4 shows, for the nine types of yearly composites of Table 1, the early-defined anomalies in production, yield, and price for the bean and maize crops. Obviously, there is great consistency with the results presented in Figure 3 (although the use of the statistical tests described previously implies that some of the preceding conclusions must be accepted with caution). Thus, for the production anomalies (Fig. 4a and 4b), the very largest harvests definitively occurred for the composite years when a negative Atlantic dipole was associated with a neutral

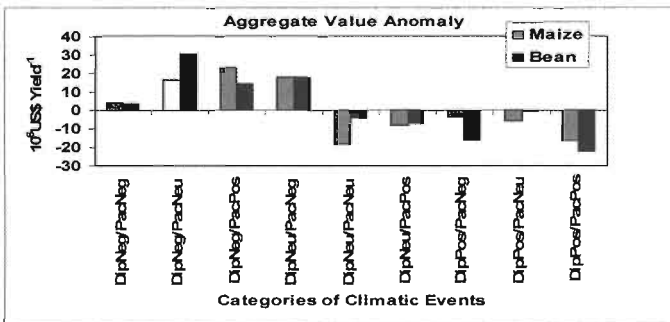
situation over the eastern equatorial Pacific (about +125,000 tons for beans, +250,000 tons for maize). Such a distinct yearly composite does not exist for the worst harvests, which usually occurred when the Pacific and Atlantic dipoles were neutral or positive, and were around -50,000 tons for beans and -100,000 tons for maize. Although not very high, but nevertheless marked, is the modest positive production anomaly for both species when a positive dipole was associated with a cold event over the Pacific (*i.e.*, the simultaneous occurrence of two antagonist climate effects to good rainfall over the *Nordeste*). The illustration of yield anomalies (Fig. 4c and 4d) qualitatively confirms the previous results obtained from the raw values (Fig. 4c and 4d). It is interesting to note, however, and contrary to the production anomalies, that there was a very similar balance between the positive and negative extreme values for these yield anomalies ( $\sim 80 \text{ kg ha}^{-1}$  for beans,  $\sim 190 \text{ kg ha}^{-1}$  for maize), according to the different yearly composites. As seen previously (Fig. 3e and 3f), the price anomalies generally vary in a way clearly opposite the variability in the production anomalies.

Figure 5, which shows the aggregate value anomalies (in \$US millions yield<sup>-1</sup>), better illustrates the balance between the Pacific and Atlantic in their mutual climatic impact on the agrarian quantities. Independently of the Pacific index, the three climatic combinations on the right (on the left), which include a significant negative (positive) dipole in the Atlantic, are associated with positive (negative) aggregate value anomalies. During neutral climatic conditions over the Atlantic, cold Pacific events are associated with positive excess aggregate values, whereas for similar neutral Atlantic conditions, neutral and warm Pacific episodes imply a deficit for the farmers. It is also noteworthy that, even if the qualitative responses of maize and beans are completely similar for the nine index combinations, there are some significant differences in the absolute values.





**Figure 4** – Bean and maize crop anomalies in production (a, b), yield (c, d), and price (e, f) for the composite years in Table 1. The shaded (blank) bars have a statistical significance above (below) 95%.



**Figure 5** – Aggregate value anomalies for maize and bean crops according to the composite years in Table 1. Black (bean) and grey (maize) bars are significant at 95% according to Student's *t* test. The blank bar (DipNeg/PacNeu with only two events) is not significant at this level.



It must be noted that the most theoretically favourable situation for a good rainy season over the *Nordeste* (i.e., the couple DipNeg/PacNeg) does not imply an exceptionally good harvest. The production anomalies are just above normal for beans (Fig. 4a) and modestly positive for maize (Fig. 4b). The behaviour is different for the yields: they are modestly negative for beans (Fig. 4c) and just below normal for maize (Fig. 4e). The prices are just below normal (Fig. 4e and 4f) and the aggregate value anomalies are slightly positive for both species (Fig. 5).

## CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

There is a real statistical relationship between the climatic variability of the tropical oceans (Pacific and Atlantic) and the traditional rainfed crops in the *Nordeste*. Most of the climatic responses were very similar for bean and maize cultures, with a general (but not inevitable) advantage for maize. Although there are discrepancies for different climatic scenarios, good harvests of both crops were usually associated with cold SST over the tropics, whereas warm SST produced bad crops.

We observed that the role of the tropical Atlantic (the dipole) is, at the very least, as important as the role of the equatorial Pacific (ENSO). The climatic impact of the Atlantic dipole is more robust and organized than that of ENSO. The occurrence of a negative dipole in the Atlantic (i.e., a north-to-south positive gradient in SST anomalies over the tropics) correlated well with increases in the aggregate values (in \$US yield<sup>-1</sup>) for both agricultural species. This positive economic effect increased, especially for beans, during neutral climatic conditions over the Pacific. Conversely, the occurrence of a positive dipole in the Atlantic is related to a deficit in these aggregate values, regardless of the sign of the Pacific event. With neutral conditions over the Atlantic, the aggregate values seem to be more dependent on the Pacific conditions, especially during

cold Pacific events. Series of oceanic events inducing severe drought in the Nordeste (i.e., El Niño events linked to positive Atlantic dipoles) are generally associated with very bad harvests. Paradoxically, an “ideal” series of oceanic events inducing significant precipitation in the Nordeste (i.e., La Niña events linked to negative Atlantic dipoles) are not necessarily the most appropriate for planting. Indeed, strong excess precipitation, which is often associated with bacteriological epidemics and/or insect proliferation, is not inevitably the best condition for a good harvest. Furthermore, equivalent quantities of precipitable water can produce harvests of different quantity and quality according to whether the precipitation is well distributed during the rainy season.

Usually in world agriculture, yields increase with time, indicating a continuous improvement in agricultural techniques. This is not the case for the *sertões*. The *Nordeste*'s bean and maize yield time series are quite unique because they both show a negative trend during the years 1952-2000. Although not fully explained in this paper, such a negative trend could have its origin in continuous impoverishment and desertification of the soil.

This study forms part of a broad scientific plan of *FUNCEME*, currently under development (e.g., Souza Filho & Lall 2003, Sun et al. 2005, Sun et al. 2005, 2007) based on a complete arsenal of regional climatic statistical and numerical modelling (using various types of downscaling techniques). In collaboration with other national and worldwide institutes (e.g., *CPTEC/INPE*, *INMET*, *IRI*, *ECMWF*)<sup>6</sup>, this plan has as its prime objective to improve the forecast of the rainy season across the entire *Nordeste* (Hammer et al. 1996). The second objective, which depends largely on the success of the first, is to identify relevant and valid

---

6 - *CPTEC/INPE*: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

- *INMET*: Instituto Nacional de Meteorologia

- *IRI*: International Research Institute for Climate and Society

- *ECMWF*: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

elements that will allow medium-scale forecasting of the socio-economic conditions that are associated with the intra-seasonal variability in the regional climate. The anticipated identification of these conditions should facilitate better planning of public policies, to minimize agricultural losses (Risbey et al. 1999) and thus improve the living conditions of the “sertanejos” vis-à-vis climatic adversity.

## ACKNOWLEDGEMENTS:

This work is part of the CNPq-IRD Project “Climate of the Tropical Atlantic and Impacts on the Northeast” (CATIN), No. CNPq Process 492690/2004-9. The authors thank the Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME) and the Fundação Cearense para o Apoio Científico e Tecnológico (FUNCAP).

## LITERATURE

- Adams RM, Chen CC, McCarl BA, Weither RF (1999) Economic consequences of ENSO for agriculture. *J Clim* 13:165–172
- Ayina L-H, Servain J (2003) Spatial-temporal evolution of the low frequency climate variability in the tropical Atlantic. In: *Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean* (Elsevier Oceanographic Series), Edited by G. J. Goni and P. Malanotte-Razzoli, 475–495
- Brant S (2007) Assessing the vulnerability to drought in Ceará, Northeast Brazil. Thesis in Master of Science, School of Natural Resources and Environment, University of Michigan, [http://deepblue.lib.umich.edu/bitstream/2027.42/57432/1/Brant\\_thesis.pdf](http://deepblue.lib.umich.edu/bitstream/2027.42/57432/1/Brant_thesis.pdf)
- Brou YT, Akindés F, Bigot S (2005) Climatic variability in Côte d’Ivoire: Between social perceptions and agricultural responses. *Cahiers d’Etudes et de Recherches Francophones / Agricultures* 14:533-540

- Campos JNB, Studart TMC (2008) Drought and water policies in Northeast Brazil: backgrounds and rationale. *Water Policy* 10:425–438
- Cane MA, Eshel G, Buckland RW (1994) Forecasting Zimbabwean maize yield using eastern equatorial Pacific sea surface temperature. *Nature* 370:204–205
- Carlson RE, Todey DP, Taylor SE (1996) Midwestern maize yield and weather in relation to extremes of the southern oscillation. *J Prod Agric* 9:2003–2009
- Chen CC, McCarl BA, Hiel HSJ (2002). Agricultural Value of ENSO Information under Alternative Phase Definition *Clim Change* 54:305–325
- Chimelli AB, Mutter CZ, Ropelewski C (2002) Climate fluctuations, demography and development: insights and opportunities for Northeast Brazil. *J Inter Affairs* 56:213–234
- Da Silva AAM, Young CC, Levitus S (1994) Atlas of surface marine data. Vol. 1: Algorithms and procedures. NOAA ATLAS NESDIS 6, U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS, 83 pp.
- Doblas-Reyes FJ, Hagedorn R, Palmer TN (2006) Developments in dynamical seasonal forecasting relevant to agricultural management. *Clim Res* 33:19–26
- Enfield DB, Mayer DA (1997) Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño–Southern Oscillation. *J Geophys Res* 102:929–945
- Garnett ER, Khandekar ML (1992) The impact of large-scale atmospheric circulations and anomalies on Indian monsoon droughts and floods and on world grain yields—A statistical analysis. *Agr Forest Meteorol* 61:113–128
- Hammer GL, Holzworth DP, Stone R (1996) The value of skill in seasonal climate forecasting to wheat crop management in a region with high climatic variability. *Aust J Agr Res* 47:717–737
- Handler P (1990) USA maize yields, the El Niño and agricultural drought: 1867–1988. *Int J Climatol* 10:819–828

- Hansen JW, Hodges AW, Jones JW (1998) ENSO influence on agriculture in the Southeastern United States. *J Clim* 11:404–411
- Hansen JW, Sivakumar MVK (2006) Advances in applying climate prediction to agriculture. *Clim Res* 33:1–2
- Hansen JW, Challinor A, Ines A, Wheeler T, Moron V (2006) Translating climate forecasts into agricultural terms: Advances and challenges. *Clim Res* 33:27–41
- Harrison DE, Larkin NK (1998) El Niño–Southern Oscillation sea surface temperature and wind anomalies, 1946–1993. *Rev Geophys* 36:353–399
- Hastenrath S (1990) Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. *J Clim* 3:893–904
- Hastenrath S, Heller L (1977) Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. *Q J R Meteorol Soc* 103:77–92
- Hastenrath S, Greischar L (1993) Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. *J Geophys Res D*. 98:D35093–5102
- Lemos MCT, Finan TJ, Fox RW, Nelson DR, Tucker J (2004) The use of seasonal climate forecasting in policymaking: Lessons from Northeast Brazil. *Clim Change* 55:479–507
- Magalhães AR, Glantz MH (1992) Socio-economic impacts of climate variations and policy response in Brazil. Esquel Brazil Foundation, Brasília, 155 pp.
- Moura AD, Shukla J (1981) On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J Atmos Sci* 38:2653–2675
- Nelson DR (2005) The public and private sides of vulnerability to drought, an applied model of participatory planning in Ceará, Brazil. The University of Arizona, Tuscon p.217.
- Nobre P, Shukla J (1996) Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J Clim* 10:2464–2479
- Philander SG (1990) El Niño, La Niña, and Southern Oscillation. Academic Press, London, UK, 289 pp.

- Risbey J, Kanlikar M, Dowlatabadi H, Granetz D (1999) Scale, context, and decision making in agricultural adaptation to climate variability and change. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Changes* 4:137-165
- Ropelewski CF, Jones PD (1987) An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation index. *Mon Weather Rev* 15:2161-2165
- Rubas DJ, Hill HSJ, Mjelde JW (2006) Economics and climate applications: Exploring the frontier. *Clim Res*, 33:43-54
- SCOR (1983) Prediction of El Niño Proc. No. 19, Paris, France, Scientific Committee for Ocean Research Working Group 55:47-51
- Semenov M, Porter JR (1995) Climatic variability and the modelling of crop. *Agr Forest Meteorol* 73:265-283
- Saravan R, Chang P (2000) Interactions between tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation. *J Clim* 13:2195-2216
- Servain J (1991) Simple climate indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *J Geophys Res C* 96:15137-15146
- Sivakumar MVK (2006) Climate prediction and agriculture: Current status. *Clim Res* 33:3-17
- Smit B, McNabb D, Smithres J (1996) Agricultural adaptation to climatic variation. *Clim Change* 33:7-29
- Souza Filho FA, Lall U (2003) Seasonal to interannual ensemble streamflow forecasts for Ceará, Brazil: Applications of a multivariate semiparametric algorithm. *Water Resour Res* 39:1307, doi:10.1029/2002WR001373
- Sun L, Moncunnil DF, Li H, Moura AD, Filho FDDS (2005) Climate downscaling over Nordeste Brazil using NCEP RSM97. *J Clim* 18:551-567
- Sun L, Li H, Ward MN, Moncunnil DF (2007) Climate variability and maize yields in semi-arid Ceará Brazil. *J Appl Meteorol Clim* 46:226-240

- Trenberth KE (1997) The definition of El Niño. *Bull Am Meteorol Soc* 78:2771–2777
- Uvo CB, Repelli CA, Zebiak SE, Kushnir Y (1998) The relationship between tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation. *J Clim* 11:551–562
- Vogel C, O'Brien K (2006) Who can eat information? Examining the effectiveness of seasonal climate forecast and regional climate–risk management strategies. *Clim Res* 33:111–122
- Wagner RG (1996) Mechanisms controlling variability of the inter-hemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. *J Clim* 9:2010–2019
- Wang B (1995) Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. *J Clim* 8:267–285.

# Mudanças Climáticas e Disponibilidades Hídricas no Semi-Árido: Resultados Preliminares

José Nilson B. Campos<sup>1</sup> e Luís Fernando Araújo Nérís<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Professor do Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental da UFC.

<sup>2</sup> Estudante de Engenharia Civil da UFC.

## INTRODUÇÃO

Há um consenso na comunidade científica mundial que o Globo Terrestre já está em processo de aquecimento decorrente das práticas insustentáveis da sociedade moderna. Em consequência desse aquecimento são esperadas mudanças nos regimes de chuvas, de evaporação e de vazões nos rios. Porém, não há consenso de como essas mudanças irão acontecer em diferentes regiões do Planeta.

O Estado do Ceará depende fortemente de seus reservatórios superficiais. Mudanças climáticas que venham a ocorrer devem afetar significativamente a oferta de água bruta para atendimento as populações e às atividades industriais, da agricultura, etc.. Assim, a avaliação dos impactos das mudanças climáticas nos recursos hídricos da região é de grande importância para que se tomem eficientes medidas mitigadoras.

A pesquisa avalia os impactos de diferentes cenários de mudanças climáticas na garantia do suprimento de água em reservatórios do Estado do Ceará. A partir de cenários climáticos do IPCC, avaliam-se as variações das vazões regularizadas pelos reservatórios do semi-árido para uma garantia anual de 90%.

## MÉTODOS E DADOS

A avaliação dos impactos das mudanças climáticas em reservatórios do Semi-Árido foi procedida nas seguintes etapas: 1)



análise dos cenários de mudanças climáticas previstas no relatório do IPCC para os períodos 2011-2040, 2041-2070, 2071-2100 com obtenção dos valores médios das variáveis precipitação e temperatura; 2) para representar as condições atuais selecionou-se o período 1961-1990 para o qual se dispõe das normais climatológicas observadas pelo INMET; 3) seleção de dez reservatórios no Estado do Ceará para avaliar a evolução das disponibilidades hídricas; 4) Estimativa das médias das variáveis deflúvio anual e evapotranspiração potencial para os períodos em análise nos locais dos reservatórios selecionados; 5) avaliação do impactos das mudanças climáticas em duas situação a) com a garantia de suprimento de água de 90% avaliam-se as variações da vazão regularizada; b) Mantendo-se as vazões regularizadas constantes, avalia-se a evolução das garantias nos diversos períodos.

Para caracterizar os cenários de mudanças climáticas utilizaram-se dois estudos representativos de modelos de mudanças climáticas: o primeiro, denominado Conjunto 1, refere-se aos estudos de Valverde Ramirez e Marengo (2006); o segundo, denominado Conjunto 2, refere-se aos estudos de Marengo et. Al. (2007).

**Tabela 1** – Projeções das médias anuais da temperatura do ar e da precipitação total anual para o século XXI obidas pelo IPCC comparadas às normais de 1961-1990 no Estado do Ceará.

		Variável	2011-2040	2041-2070	2071-2100
Conjunto 1 (Modelos Globais)	Temperatura (°C)		+ 0,8	+ 2,0	+ 3,5
	Precipitação (%)		+ 8,0	+ 7,7	+ 10,1
Conjunto 2 (Modelos Regionais)	Temperatura (°C)		+ 1,2	+ 2,1	+ 3,7
	Precipitação (%)		- 11,4	- 25,9	- 41,3

Para a avaliação da sensibilidade do nível de garantia anual de fornecimento de água por um reservatório à variação de parâmetros de variáveis climatológicas, foram selecionados dez reservatórios do Estado do Ceará (Tabela 02).

## RESULTADOS

As projeções para a precipitação no Estado do Ceará apresentaram tendências opostas nos dois conjuntos. A variação do volume de água escoado para os reservatórios segue o mesmo comportamento do regime pluvial, visto que as demais variáveis que afetam o escoamento foram mantidas constantes. Por outro lado, as projeções para temperatura do ar foram bastante próximas em ambos os conjuntos, implicando em aumentos na taxa de evaporação semelhantes, sendo, em média, 16% maior que a taxa do período base no final do século XXI. As projeções médias de precipitação, deflúvios e evaporação, para o Estado do Ceará, são apresentadas abaixo.

Utilizando o SimRes para simular os reservatórios nos cenários Zero e futuro em ambos os conjuntos calculamos as vazões regularizadas por estes, para uma garantia de 90%. Nos gráficos das Figuras 1 e 2, são apresentadas as variações percentuais das vazões regularizadas pelos reservatórios cearenses para uma garantia de 90% (Q90), relativos ao período 1961-1990, para os dois ensembles. Os dados são apresentados em relação aos pontos médios dos períodos adotados: 1975, 2025, 2055 e 2085, criando a relação variação x tempo.

**Tabla 2** – Reservatórios do Estado do Ceará utilizados para avaliação dos impactos das mudanças climáticas

Reservatório	Capacidade (hm <sup>3</sup> )
Caxitoré	202,00
Fogareiro	118,82
Patu	71,83
Flor do Campo	111,30
Jaburu II	116,00
Arneiroz	197,06
Trussu	301,00
Várzea do Boi	51,91
Atalho II	108,25
Lima Campos	66,38

Observou-se uma pequena elevação da vazão regularizada por todos os reservatórios no conjunto 1 no período de 2011-2040, resultado do aumento do volume de água escoada para os reservatórios. Nos períodos subseqüentes, há uma queda da vazão, devido ao aumento gradual das perdas por evaporação, que superam os ganhos com os deflúvios. Enquanto as variações das vazões regularizadas por alguns reservatórios situam-se numa faixa entre -5 a +5%, outros apresentam grandes amplitudes, como o açude Flor do Campo, que apresenta um ganho de quase 10% e um decréscimo ultrapassando 20% da vazão de referência.

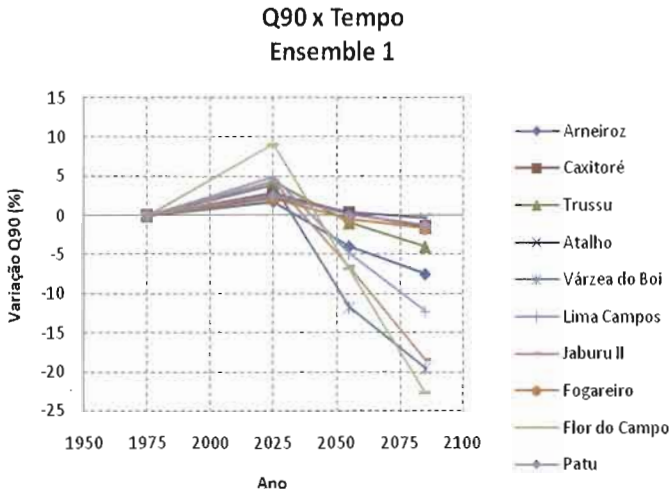
Na simulação dos reservatórios no Conjunto 2, a redução em vazões regularizadas é bem mais acentuada devido à soma dos efeitos da redução do volume afluente e do aumento da evaporação. Os reservatórios Várzea do Boi, Jaburu II e Flor do Campo apresentam vazões regularizadas nulas no final do século XXI, indicando que a água armazenada passou ser consumida totalmente por evaporação e por extravasamento nas grandes cheias. por sangria e, preponderantemente, por evaporação.

**Tabela 3** – Projeções das médias de precipitações, deflúvios e evaporação para o Ceará em termos percentuais relativas à média 1961-1990.

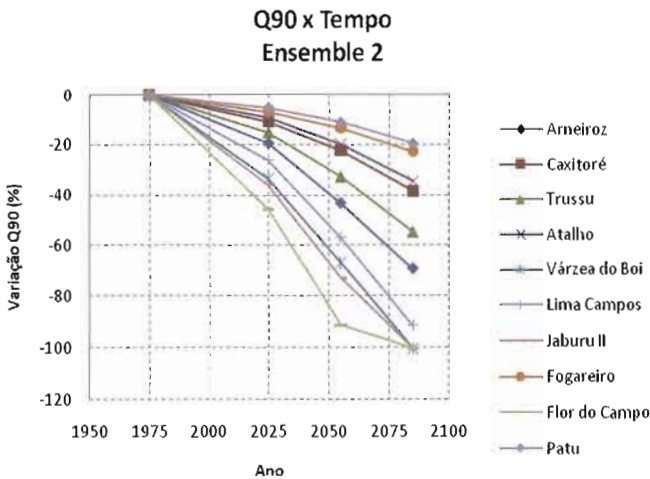
Período	Conjunto 1			Conjunto 2		
	Precipitação <sup>1</sup> (%)	Deflúvios <sup>2</sup> (%)	Evaporação <sup>2</sup> (%)	Precipitação <sup>1</sup> (%)	Deflúvios <sup>2</sup> (%)	Evaporação <sup>2</sup> (%)
2011-2040	+8	+6,3	+3,7	-11,4	-9,4	+5,1
2041-2070	+7,7	+6,1	+9,2	-25,9	-21,8	+8,9
2071-2100	+10,1	+8,0	+15,8	-41,3	-35,9	+15,3

<sup>1</sup> Valores do relatório IPCC

<sup>2</sup> Valores estimados nessa pesquisa



**Figura 1** – Variações percentuais das vazões regularizadas pelos reservatórios para um garantia de 90% relativa ao período 1961-1990 nos cenários do ensemble dos modelos globais.



**Figura 2** – Variações percentuais das vazões regularizadas pelos reservatórios para um garantia de 90% relativa ao período 1961-1990 nos cenários do ensemble dos modelos globais.

## **CONCLUSÕES**

Os estudos foram executados para períodos tridecadais tomando-se como tridécada de referência o período de 1961-1990. A partir das projeções de modelos climáticos globais e regionais, foram construídos dois conjuntos de tendência denominados de Conjunto 1 e Conjunto 2. Verificou-se que as vazões regularizadas pelos reservatórios para um garantia anual de 90% são fortemente afetadas pelas mudanças climáticas, devido, principalmente, ao aumento da taxa de evaporação das superfícies livres de água. Em ambos os conjuntos há redução de vazões regularizadas no final do século XXI. Conclui-se que as mudanças climáticas, como apresentadas pelo IPCC, tendem a afetar negativamente e significativamente as disponibilidades hídrica do Estado do Ceará.

## **AGRADECIMENTOS**

Esse trabalho fez parte do Projeto de cooperação científico franco-brasileiro IRD-CNPq CATIN (Clima do Atlântico Tropical e Impactos sobre o Nordeste) (processo CNPq 492690/2004-9).

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Campos, J.N.B. “Dimensionamento de Reservatórios: o método do Diagrama Triangular de Regularização”. Fortaleza: Expressão Gráfica e Editora 2005. 112p.
- IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Summary for Policy Makers and Technical Summary of the Working Group II Report. WMO/UNEP. 2007.
- INMET (1992). Normais Climatológicas (1961-1990). Secretaria Nacional de Irrigação, Ministério da Agricultura e Reforma Agrária, Distrito Federal, 1992.

- CEARÁ (1992). Plano Estadual de Recursos Hídricos. Secretaria de Recursos Hídricos do Estado do Ceará (SRH), Fortaleza, 1992.
- Valverde Ramírez, M. C. E Marengo, J. A. (Coord.). Desempenho dos modelos Climáticos do IPCC em simular a precipitação presente e futura sobre o território brasileiro.
- Marengo, J. A. (Coord.). Relatório nº 3 – Cenários regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI: Projeções de clima futuro usando três modelos regionais. Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Ministério do Meio Ambiente, Distrito Federal: 2007.

# O Potencial do Acoplamento Dinâmico Intrasazonal de Precipitação-Vazão-Operação de Reservatório no Nordeste do Brasil

José M. Brabo Alves<sup>1</sup> e José Nilson B. Campos<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Meteorologista - FUNCEME, Doutor em Eng. Civil – Recursos Hídricos – UFC – Av. Rui Barbosa, 1246 – 60.115-221 – Fortaleza – CE  
brabo@funceme.br

<sup>2</sup> Phd – Engenharia Civil – Professor Titular UFC – nilson@ufc.br

## RESUMO

Este estudo mostra algumas análises preliminares do acoplamento entre a modelagem dinâmica de precipitação (*downscaling*) e a modelagem hidrológica de vazão-operação de um reservatório com os dados para a bacia do posto fluviométrico de Iguatu no estado do Ceará. A ênfase foi dada à simulação na escala intrasazonal. Os resultados sugerem o uso de precipitação simulada por modelagem dinâmica da atmosfera, após correção estatística, como ferramenta potencial na estimativa de vazão e volume de um reservatório hídrico, com objetivo de dar subsídio ao seu operador no sentido de executar uma melhor operação de acordo com a sua demanda e oferta água.

## ABSTRACT

*This study shows some preliminary analysis of the coupling between dynamic modeling of precipitation (downscaling) and hydrological modeling of flow-operation of a reservoir with data for the basin of the fluviometric post of Iguatu in the state of Ceará. Emphasis was given to the simulation on the scale intra seasonal. The results suggest the use of precipitation simulated by modeling dynamics of the atmosphere, after statistical correction, as potential tool in the estimation of flow and volume of a water reservoir in*

*order to give allowance to their operator to execute an operation agree at their best demand and supply water.*

**Palavras-chave:** Simulação, otimização, água.

## **INTRODUÇÃO**

No final da década dos anos 90, devido à crise de energia que o Brasil atravessou, provocada pela baixa afluência de água nas bacias hidrográficas do País e ao crescimento da sua demanda para múltiplos usos, uma ênfase maior foi dada à questão do uso das informações hidrometeorológicas. Estas, advindas de estudos diagnósticos, previsões numéricas ou estatístico-estocásticas, podem ser usadas para aperfeiçoar e melhorar o planejamento das atividades hidrológicas e energéticas nas diversas regiões do território nacional. Hoje há consenso científico que os anos de contrastes climáticos no oceano Pacífico e Atlântico Tropical (fenômenos El Niño, La Niña e dipolos de Temperatura da Superfície do Mar -TSM) causam grande variabilidade na distribuição temporal e espacial da chuva e nas vazões nas diversas regiões do Nordeste do Brasil (NEB).

Em regiões semi-áridas, como é o caso do Estado do Ceará, a integração entre as ciências meteorológica e hidrológica é essencial para o planejamento de oferta e demanda hídrica, nas escalas de tempo de dias ou meses. A previsão de ondas de cheias nas bacias hidrográficas do Estado possibilita um melhor manejo dos estoques de água dos recursos hídricos do Estado, por exemplo, o de abertura e fechamento de comportas em reservatórios hídricos que permitam esse tipo de operação.

Esse manejo integrado entre previsões meteorológicas nas escalas de dias ou até meses e seus usos em simulações hidrológicas, associadas às regras de decisão que possibilitem uma melhor operação de um reservatório hídrico, podem trazer imensos benefícios sociais e econômicos. Estas ações podem evitar transtornos ocasionados por picos de cheias inesperadas,



ou devido à falta de água para suprir a demanda de uma série de atividades humanas na área de influência da bacia hidrográfica ou reservatório hídrico estudado.

A relação oferta versus demanda de água tem exigido cada vez mais o aprimoramento de previsões de precipitação pluviométrica, para o seu uso em modelos hidrológicos chuva-vazão na escala intrasazonal (abaixo de um trimestre ou mês) com objetivo de otimizar o uso da água. Principalmente em regiões semi-áridas como é caso do estudo em questão, a disponibilidade da previsão de precipitação na escala da bacia hidrográfica é crucial para o operador do reservatório tomar suas decisões.

Recentemente, em várias áreas do Brasil, previsões meteorológicas de tempo (escala de dias) e sazonais (acima da escala mensal) têm sido utilizadas como dados de entrada na modelagem de sistemas de operação de reservatórios (Tucci *et al.* 2003; Galvão *et al.* 2005 e outros). Nos dias atuais, além dos modelos dinâmicos de circulação geral da atmosfera - MCGAs (com resolução em geral acima de 200 km), têm-se a possibilidade de rodadas de modelos regionais - MRs (escala de dezenas de kms), que podem ser aninhados com dados de MCGAS. Estes MRs incorporam características regionais como topografia, vegetação, solo, diferenças continente-oceano, etc, não contidas nos modelos globais. Os resultados deste aninhamento de MRs em MCGGAs chamado de *downscaling* apontam para um melhor desempenho na simulação e previsão de distribuição de precipitação localizada (Nobre *et al.* 2001; Seth *et al.* 2005; Sun *et al.* 2005).

Para bacias hidrográficas no Nordeste do Brasil poucos estudos com este acoplamento têm sido executados (Silva Filho, 2005; Cardoso *et al.* 2005 e Galvão *et al.* 2005).

Neste estudo pretende-se abordar um paradigma, avaliar o desempenho da modelagem climática dinâmica de precipitação na escala intrasazonal e seus efeitos em cascata acoplados na

modelagem de vazão e operação de reservatório. Isto se deve ao fato de que eventos de precipitação que ocorrem nas escalas intrasazonais tendem a ser mais bem simulados e previstos com modelagem dinâmica de tempo (períodos de horas a dias, no máximo 10 a 15 dias), que ao longo de sua simulação/previsão assimilam dados das condições atmosféricas ou de superfície. Na previsão climática isso não ocorre, e o processo de simulação/previsão é dependente direto da chamada condição de contorno à superfície (temperatura da superfície do mar - TSM). Alguns estudos mais recentes na literatura têm rodado simulação climática fazendo a assimilação de dados ao longo do tempo de simulação, mostrando resultados promissores na avaliação de estatísticas de precipitação de alta frequência. É importante mencionar também que neste estudo não foram feitas investigações mais específicas em cada passo do processo de cascata (acoplagem simulação de precipitação/vazão operação do reservatório), a exemplo de: i) modificações de parametrizações na modelagem regional de convecção e outros processos físicos que sugerem melhor desempenho na simulação de precipitação. ii) testes de sensibilidade de quais parâmetros calibrados no modelo de estimativa de chuva-vazão tem maior influência na sua simulação, que podem melhorar a estimativa final de operação do reservatório comparado às observações e sua utilização pelo operador do sistema hídrico.

Em síntese, estuda-se o ciclo de modelagem que poderá ser usado na tomada de decisões na operação de um reservatório. O ciclo inicia com os dados de entrada temperatura dos oceanos nos modelos atmosféricos; passa para o modelo de transformação chuva - vazão; acumula as vazões no reservatório e termina em impactos nas regras de operação do reservatório. Ressalte-se que o reservatório ao acumular as vazões executa um papel de filtro na variabilidade de alta frequência do sistema.

## MATERIAL E MÉTODOS

Os dados de TSM usados foram obtidos de duas fontes. Para a definição dos anos de contrastes climáticos, usou-se TSMs de uma versão do *Comprehensive Atmospheric-Ocean Data Set (COADS)*. Esse arquivo contém dados de médias mensais em pontos de grade de  $1^\circ \times 1^\circ$  de latitude-longitude para um período de 1945 a 2000. Maiores detalhes desse arquivo de dados são encontrados em Da Silva *et al.* 1994. Como base para a simulação dos modelos *ECHAM4.5*, *MR/97* foram usadas TSMs do bando de dados do *International Research Institute (IRI)*, conjunto de dados denominados de Interpolação Ótima (Reynolds e Smith, 1994). Os valores de TSM para o período de 1971-2000, com cobertura em todos os oceanos, foram interpolados para a grade dos modelos *ECHAM4.5* e *MRE/97*.

Especificamente sobre a área de captação da bacia hidrográfica de Iguatu foram usados postos pluviométricos com dados disponíveis diários do banco de dados da FUNCEME e da extinta Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) no período de 1921-2000. Com essas estações da área de influência da bacia hidrográfica do posto fluviométrico de Iguatu, usando o método do Polígono de Thiessen, foram calculadas médias, diárias de precipitação. Com o interesse é nas chuvas do primeiro semestre visto que há uma concentração de mais de 90% das chuvas nesse período na área da de captação da bacia hidrográfica do posto fluviométrico de Iguatu, esses cálculos se detiveram ao período de janeiro a junho.

Os dados de vazão afluente usado no estudo foram coletados no posto fluviométrico de Iguatu. Estes dados são valores diários para o período de 1921-2000. A coleta e consistência desses dados são rotineiramente feitas pela Agência Nacional de Águas (ANA).

Para se investigar o impacto dessa variabilidade climática tropical, nos conjuntos de anos de contrastes climáticos, devido as forçantes e sumidouros térmicos observados no oceano Pacífico e Atlântico Tropicais foi usada à técnica dos *composites*

(Nobre, 1993). Essa técnica é muito utilizada para identificar padrões quando se agrupa ano em conjuntos. Embora existam dados de vazão para o período anterior a 1970, optou-se pela escolha do período de 1971-2000, porque neste está inserido o período de simulação do modelo atmosférico dinâmico.

Foram calculadas médias de longo tempo (MLTs) e anomalias das áreas representativas do fenômeno El Niño (Região de Niño 3 - 150°W e 90°W e 5°S e 5°N - período de dezembro a janeiro) e do dipolo de TSM no Atlântico Tropical (definido pela diferença da anomalia entre área norte da Bacia - ATN área sul da bacia - ATS para o período de março, abril e maio). Essas áreas compreendem as seguintes coordenadas: ATN (5-20°N, 60-30°W) e ATS (0-20°S, 30°W-10°E). Os cálculos das MLTs e anomalias foram para o período semestral de janeiro a junho (JAN-JUN). As anomalias de TSM nessas áreas foram usadas para identificar os anos de El Niño, La Niña e Normais e com dipolos de TSM no Atlântico Tropical, definidos a seguir.

Embora existam na literatura vários autores que tenham definido ano de ocorrência de eventos El Niño, La Niña, Normais no Pacífico Tropical (Trenberth, 1998 e outros), e de dipolos de TSM no Atlântico Tropical (Servain, 1991); nesse estudo foram definidos eventos de El Niño, La Niña e Normais no Pacífico Tropical e de dipolos de TSM no Atlântico Tropical como: anos de El Niño quando a anomalia de TSM na área de Niño 3 esteve com uma anomalia acima de 0,5°C no trimestre Dezembro-Fevereiro. La Niña quando essa anomalia foi inferior a -0,5°C. Anos Normais foram considerados aqueles com anomalias entre -0,5°C e 0,5°C. Como no Atlântico Tropical as anomalias de TSM apresentam magnitudes interanuais inferiores as regiões do Pacífico Tropical (Philander, 1990), anos com dipolo positivo de TSM foram definidos quando a diferença entre as anomalias no ATN e ATS foi superior a 0,2°C, e anos com dipolo negativo de TSM quando essa anomalia foi inferior a -0,2°C. Os anos com dipolo de TSM Normais foram definidos quando essa diferença

ficou entre  $-0,2^{\circ}\text{C}$  e  $0,2^{\circ}\text{C}$  para o trimestre Março-Maio. Com essa definição foram classificados no período de 1952-2000 os anos chamados de Normais com dipolo de TSM normal (NDNOR), Normais com dipolo de TSM negativo (NDNEG) e Normal com dipolo de TSM positivo (NDPOS).

Em função da classificação acima citada os anos tiveram a seguinte classificação: La Niña (1971\*, 1972\*\*, 1974\*, 1975\*, 1976\*\*, 1984\*, 1985\*, 1986\*, 1989\*, 1996\*\*, 1997\*\*\*, 1999\* e 2000\*), El Niño (1973\*, 1977\*\*, 1983\*\*\*, 1987\*\*, 1988\*, 1992\*\*\*, 1995\* e 1998\*\*\*), Normais (1978\*\*\*, 1979\*\*\*, 1980\*\*\*, 1981\*\*\*, 1982\*\*\*, 1990\*\*, 1991\*, 1993\*\* e 1994\*). Os anos grafados com um, dois e três asterisco foram anos classificados predominantemente com dipolo negativo, normal e positivo, respectivamente.

A bacia hidrográfica do posto fluviométrico de Iguatu localiza-se no setor sudoeste do Estado do Ceará. As suas principais características são: vazão média ( $\text{m}^3/\text{s}$ ): 24,45, declividade ( $\text{m}/\text{km}$ ): 1,73, precipitação média ( $\text{mm}$ ): 694,12, comprimento do Talvegue ( $\text{km}$ ): 264,0, área de Contribuição ( $\text{km}^2$ ): 20.608,89, comprimento total de drenagem ( $\text{km}$ ): 14.309,12, densidade de drenagem ( $\text{km}^{-1}$ ): 0,69, capacidade de armazenamento do solo ( $\text{mm}$ ): 69,88, curve number médio: 69,70, índice de compacidade da bacia: 1,58, direção dominante do rio principal: 4,00, parcela da bacia no cristalino (%): 81,58 e área de lagos/área da bacia ( $\text{m}^2/\text{km}^2$ ): 1.436,62. Na parte alta da bacia, setor sul do Estado recebe chuvas no mês de janeiro, principalmente provenientes da influência da incursão de frentes frias que se localizam no setor centro-norte do Nordeste. A partir de fevereiro as chuvas são provenientes da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), climatologicamente com maior intensidade nos meses de março e abril. A bacia sofre um longo período de estiagem quase sem aporte de água de julho a novembro.

O MRE usado neste estudo foi à versão hidrostática do MRE do *National Center for Atmospheric Research - NCEP* (Juang

& Kanamitsu, 1994) aninhando no modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA) ECHAM4.5 desenvolvido no *Max Planck Institute*. Esse acoplamento entre o modelo MRE e o MCGA está implementado na FUNCEME sendo usado para previsão de precipitação sobre o NEB desde 2001. Detalhes desse acoplamento podem ser encontrados nos estudos de Sun *et al.* 2005. O MRE foi integrado em modo de simulação com uma grade horizontal de 60 km por 60 km cobrindo a região entre 23°S-16°N e 53°W-3°E com dezoito níveis na vertical. Posteriormente, os dados de precipitação do MRE de 60 km por 60 km foram interpolados linearmente para uma grade de 10 km por 10 km para a área de captação da bacia hidrográfica do posto fluviométrico de Iguatu. O MCGA tem truncamento triangular no número de onda T42 (resolução horizontal de aproximadamente 2,8° de latitude longitude) e dezenove níveis na vertical (Rockner *et al.* 1996). No MRE a física de superfície é calculada por um modelo de solo de duas camadas (Pan e Marth, 1997) com o uso de um tipo de solo com características entre um solo arenoso e argiloso. O tipo de vegetação usado no MRE foi de savana, com 70% de cobertura em cada grade de 60 km<sup>2</sup>. O esquema de parametrização da convecção foi o relaxado Arakawa-Shubert (RAS).

O MRE foi integrado para seis meses a partir de 01 de janeiro a 30 junho com dez distintas condições iniciais advindas do MCGA para o período de 1971-2000. Informações do MCGA das componentes zonal e meridional do vento, umidade específica, temperatura do ar e pressão a superfície a cada 6 horas serviram de assimilação pelo MRE. TSMs observadas do conjunto de dados denominado de *optimum interpolation* (Reynolds e Smith, 1994) foi usada como condição de contorno oceânica para o MCGA e o MRE.

Vários modelos hidrológicos têm sido testados para estimativa de vazão em bacias hidrográficas do NEB, inclusive na sua região semi-árida. O modelo escolhido nesse estudo para a geração de vazão foi o modelo SMAP - *Soil Moisture Accounting*

*Procedure* (Lopes *et al.* 1981). Foi considerada a facilidade de uso desse modelo, a qual exige a obtenção de poucos dados observacionais e a baixa demanda computacional. A base conceitual de aplicação do modelo hidrológico levou em conta os conceitos de modelagem concentrada, admitindo, por exemplo, um valor médio de precipitação, evaporação e vazão ao longo da bacia do posto fluviométrico de Iguatu.

Na correção do erro sistemático da precipitação simulada pelo MRE foi usado o método que tem como base as frequências diárias das amostras (PDFs) previstas/simuladas e observadas no período de 1971-2000. Este método tem como procedimento a obtenção de duas curvas de PDFs uma para a previsão simulação outra para os dados observados. O valor bruto da previsão diária de chuva em cada período está associado a uma probabilidade de ocorrência dada pela curva de PDFs do modelo. Para se obter o valor corrigido da simulação/previsão, basta pegar o valor da chuva correspondente à mesma probabilidade de ocorrência na curva dos valores observados. Para os dados observados foi usado o período de observações diárias de precipitação entre 1940-1970.

Várias medidas de desempenho podem ser usadas para comparar resultados e seus erros associados entre variáveis observadas e simuladas/previstas. Nesse estudo foi usada a eficiência Nash-Sutcliffe (Nash e Sutcliffe, 1970), que é dado pela seguinte formulação.

$$R = 1 - \frac{\left[ \sum_{j=1}^n (V_{o,j} - V_{s,j})^2 \right]}{\left[ \sum_{j=1}^n (V_{s,j} - M_o) \right]}$$

onde  $V_o$  é o valor da variável observada,  $V_s$  é o valor da variável simulada e  $M_o$  é o valor da MLT dos dados observados. O valor de  $R$  varia a partir de negativo infinito a 1, sendo um indicativo

de perfeito ajuste entre os dados observados e simulados. Foram calculadas também as frequências de ocorrência mensal da precipitação e vazão médias na bacia do posto fluviométrico de Iguatu para os seguintes intervalos:  $\leq 10$ ,  $>10$  e  $\leq 20$ ,  $>20$  e  $\leq 40$  e  $>40$  mm e  $m^3/s$ , respectivamente.

Para se diagnosticar o potencial de prognóstico nos anos de contrastes climáticos optou-se por executar a simulação de operação de um reservatório hipotético com as características do Açude Orós (1940 hm<sup>3</sup> de capacidade máxima). A simulação foi executada a partir de 01 de janeiro até 30 de junho, considerando a escala diária. O volume inicial  $V_0$  usado no reservatório, foi definido com valores de 0,25, 0,50 e 0,75 de sua capacidade máxima. Para a vazão regularizada foi usado o valor de 15  $m^3/s$  e para a garantia um valor de 90%. Nessa simulação quando os dados observados de vazão não foram observados, os mesmos foram substituídos pelos valores simulados pelo SMAP. Porém, para os gráficos de variabilidade do volume do reservatório na seção de resultados somente foram usados oito anos com dados diários completos nos meses de janeiro a junho (1971, 1972, 1975, 1976, 1977, 1978, 1979 e 1999).

A simulação do reservatório tem como base um balanço hídrico. A simulação objetiva investigar o comportamento do reservatório para certa gama de variáveis (volumes afluentes, precipitações, evaporação e uma determinada regra de retirada de água). Como a evaporação líquida sobre o lago do Açude foi usado à evaporação mensal observada em Iguatu, para dados diários esse valor foi dividido pelo número de dias do mês. A operação do reservatório foi feita apenas para o primeiro semestre do ano, pois a precipitação no modelo dinâmico não foi simulada para o segundo semestre do ano.

## **RESULTADOS E DISCUSSÃO**

Todos os resultados aqui apresentados referem-se a uma média na bacia hidrográfica do posto fluviométrico de Iguatu.



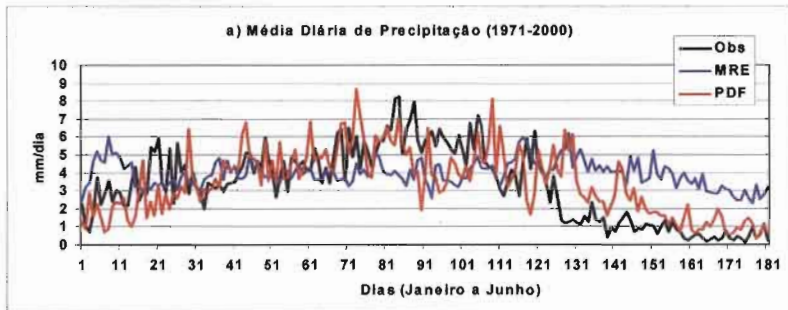
Como mencionado na seção de metodologia, os resultados de simulações/previsões feitas por modelagem dinâmica geralmente apresentam erros sistemáticos necessitando de correções. A figura 1 mostra uma comparação entre os valores médios diários de precipitação (1971-2000) simulados pelo MRE sem a correção e com a correção com o uso da PDFs e o valor observado. É notável que os valores corrigidos são mais próximos dos valores médios observados. A correlação entre os dados sem correção e com a correção com os observados foi de 0,15 e 0,63, respectivamente.

Outra característica interessante nessa figura é que os valores corrigidos pelas PDFs conseguem acompanhar o ciclo sazonal da precipitação, fato que os dados simulados pelo MRE não reproduziram. Como os dados corrigidos, em média, são mais fidedignos com as observações, os resultados apresentados, que serviram de base de comparação com as observações em grande parte se deteram aos dados corrigidos pelas PDFs.

As análises mais detalhadas para a validação e calibração do modelo SMAP e as comparações entre as simulações de vazão obtidas pelo modelo SMAP com chuva observada média na bacia do posto fluviométrico de Iguatu e aquelas obtidas pelo SMAP usando dados de precipitação podem ser vistas em Alves (2008). A figura 4 mostra que ara ambos os períodos de calibração e validação foi observado um melhor desempenho do modelo SMAP para vazões menos intensas, com erros menores em magnitudes, do que aqueles comparados às vazões mais intensas. Os valores dos coeficientes Nash-Sutcliffe tiveram pequena diminuição em magnitude comparada ao período de calibração, porém mantendo-se dentro do limite considerado como aceitável (TUCCI *et al.* 2005). Diariamente a explicação da variância foi da ordem 21% entre os dados simulados e observados.

A figura 3 mostra as freqüências de vazões diárias em várias intensidades simuladas e observadas para os meses janeiro a junho no período de 1971-2000. Nota-se que as vazões estimadas

pelo modelo SMAP tendo como dados de entrada a precipitação simulada pelo MRE e corrigida pela técnica das PDFs, conseguiu capturar as freqüências das vazões em quase todos os meses nas diferentes intensidades, apresentando pequena diferença entre os percentuais obtidos com as observações e as estimadas com o SMAP. Ocorreu uma superestimativa da freqüência observada em relação à simulada para vazões menores ou iguais a  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  em todos os meses, sendo esta diferença maior em janeiro e junho. Para vazões acima de  $40 \text{ m}^3/\text{s}$  as freqüências simuladas foram maiores do que as observadas, na maioria dos meses, também com maiores diferenças nos meses de janeiro e junho.



**Figura 1** – Precipitação, média diária, (mm) para o período de 1971-2000 na bacia hidrográfica do posto fluviométrico de Iguatu.

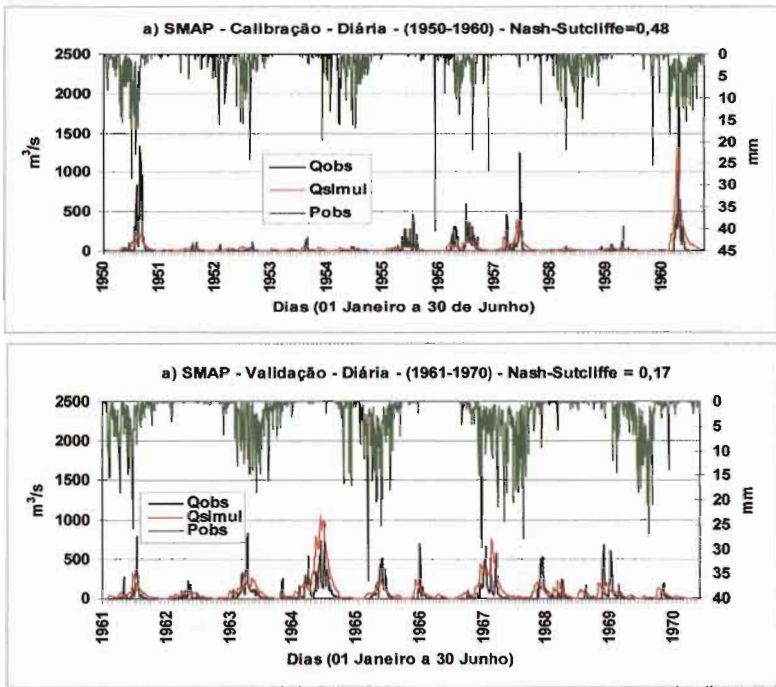
Nesta seção são analisadas as variações diárias de volume do reservatório hipotético simulado com volumes iniciais de  $0,25\text{k}$  para todo o período (1971-2000) para os anos de La Niña, de El Niño e Normais somente com dados completos de vazões observadas diária de janeiro a junho. Oito anos foram selecionados (1971, 1972, 1975, 1976, 1977, 1978, 1979 e 1999). O volume simulado Vol(PDF) teve como dado de entrada as vazões afluentes e as precipitações simuladas pelo MRE corrigidas pela técnica das PDFs. Comparações foram feitas com o Vol(Obs), volumes estimados com as vazões afluentes observadas. As análises abaixo foram feitas somente

para  $V_0=0,25k$ . As variações destes volumes para os volumes iniciais do reservatório com 0,50k e 0,75k foram bem similares (não mostradas).

Nos anos de La Niña (figura 4), as variações de volume simulado se aproximaram do volume observado principalmente entre os meses de janeiro a abril nos anos de 1971, 1975 e 1999. Nestes anos a partir do mês de maio e junho, como as precipitações simuladas foram bem mais intensas do que nas observações, esta característica refletiu-se nas vazões simuladas e no volume simulado do reservatório, cujas curvas se afastam do volume observado. Nos anos de 1972 e 1976, os volumes simulados superestimaram os observados desde o mês de janeiro, com valores bem superiores aos observados, com um fraco desempenho na simulação do volume do reservatório.

Nos anos Normais (1978 e 1979), a simulação do volume do reservatório foi mais aproximada à realidade em 1979 (figura 5), mantendo as características observadas nos anos de La Niña, com os dias dos meses de janeiro a abril, principalmente com valores simulados mais próximos do observado. A partir da metade de abril, os valores simulados se afastam do observado, como citado anteriormente devido a um erro sistemático de superestimativa da simulação de precipitação pelo MRE, cuja correção não conseguiu melhor desempenho em alguns anos, cujo efeito é repassado ao cálculo da vazão. Embora, que em média, na precipitação este erro sistemático tenha diminuído como pode ser visto na figura 1. Em 1978, as simulações do volume foram muito intensas comparadas às observações, refletindo um excesso em cascata de chuva/vazão a partir de janeiro, característica também já observada em alguns anos de La Niña.

No ano de El Niño de 1977 (figura 6), as simulações do volume estiveram muito próximas do valor simulado com a vazão observada entre 01 de janeiro e início de março. A partir deste dia, os volumes simulados com as vazões observadas tiveram um incremento significativo que não foi acompanhado pelo volume simulado.

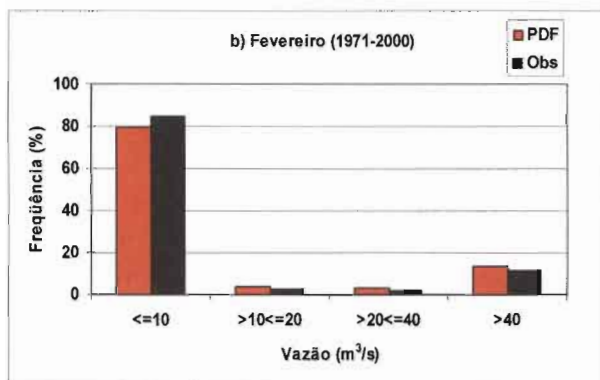
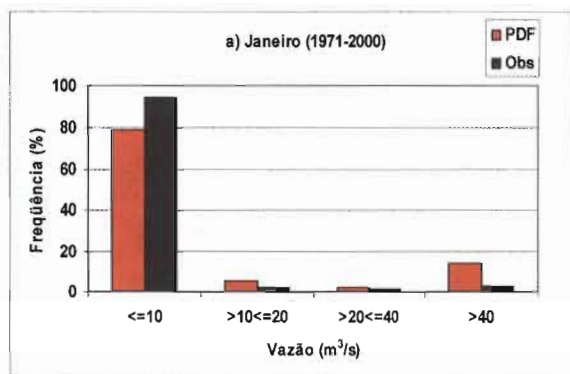


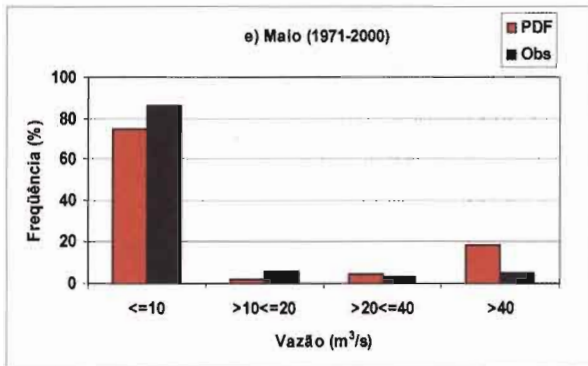
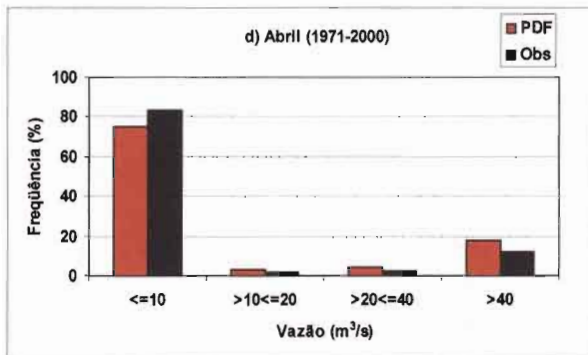
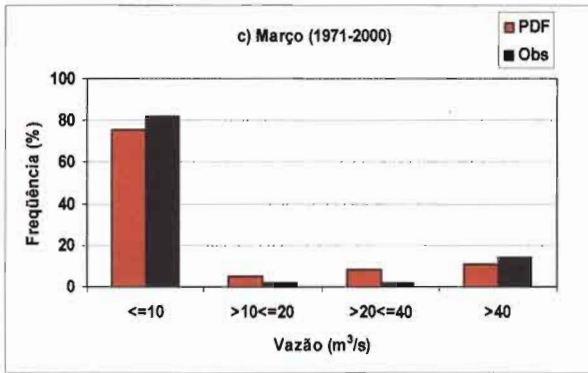
**Figura 2** – Hidrogramas observados e simulados nos período de validação do modelo SMAP (1961-1970) e calibração (1950-1960), eixo da esquerda e precipitação observada em ambos os períodos eixo da direita.

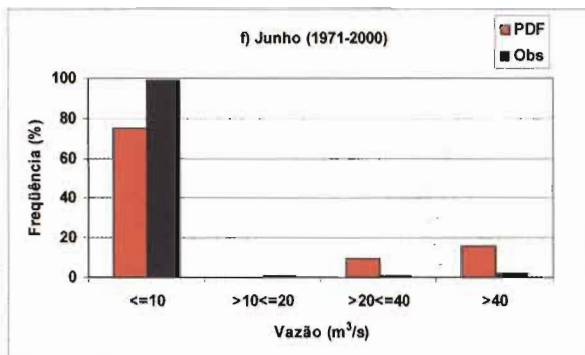
## CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Entre as principais conclusões do estudo citam-se: o MRE apresentou erro sistemático com predomínio de subestimativa da precipitação pluviométrica na bacia do posto fluviométrico de Iguatu nos meses de fevereiro a maio, e superestimativa nos meses de janeiro e junho. Após a correção pela técnica das PDFs, os dados simulados pelo MRE, conseguiram capturar melhor a variabilidade diária da precipitação no posto fluviométrico de Iguatu, média entre 01 de janeiro e 30 de junho. A explicação da variância antes da correção foi de menos de 5%, passando a em torno de 40% após as correções pelas PDFs.

A simulação de vazão diária pelo modelo SMAP, tendo como dados de entrada a precipitação simulada pelo MRE corrigida pela técnica das PDFs, foi capaz de capturar com um bom desempenho a frequência das vazões observadas em várias intensidades. Não foi observada diferença significativa na magnitude destas frequências simuladas na vazão afluente diária do posto fluviométrico de Iguatu. Características similares quanto a resultados foram também verificadas para a precipitação diária no posto fluviométrico de Iguatu.







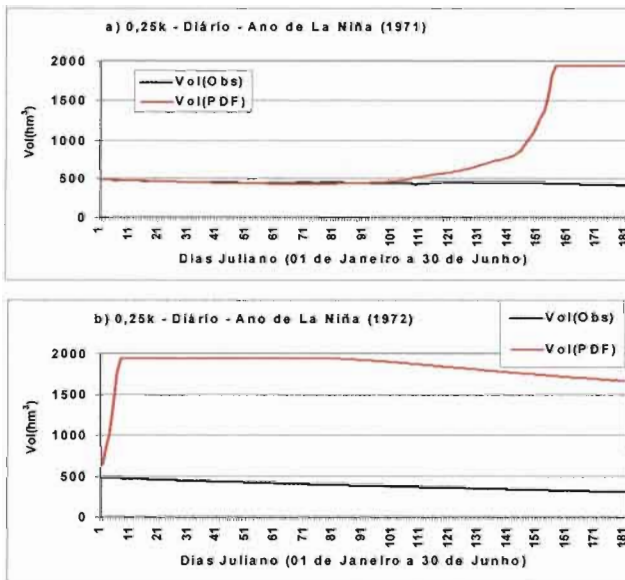
**Figura 3** – Histogramas de frequência de vazão diária observada e simulada pelo modelo SMAP tendo como variável de entrada a precipitação, média dos 10 membros, simulada pelo MRE corrigida pela técnica das PDFs. a) janeiro, b) fevereiro, c) março, d) abril, e) maio e f) junho.

Simulações diárias de volume de um reservatório hipotético (com as características do Açude Orós), com  $V_0=0,25k$ ,  $0,50k$  e  $0,75k$ , mostraram que há potencial do uso dessa informação de precipitação em cascata com o modelo chuva-vazão, em particular para os anos classificados como Normais. A explicação da variância entre os volumes simulados e observados diários, para os meses de janeiro a junho, para estes anos Normais teve resultados mais expressivos (tabela não mostrada). A explicação da variância ficou torno ou mais de 80%, embora se ressaltando que a amostra de anos analisados, apenas dois anos Normais com vazões observadas sem falhas diárias de janeiro a junho, é pequena para se extrair conclusões mais categóricas a esta questão. Há necessidade de um maior número de anos para análises mais consistentes.

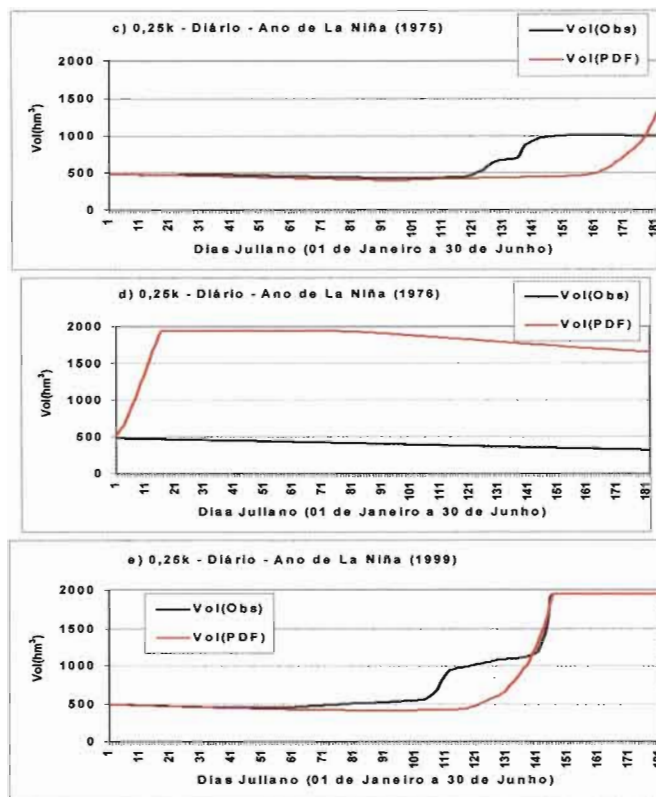
Para os anos de La Niña e de El Niño, as correlações entre os volumes diários do reservatório simulado e o observado foram negativas (tabelas não mostradas). Os meses de janeiro e fevereiro em grande parte dos anos os volumes simulados e observados apresentaram-se mais próximos em magnitude. Exceção foram os anos com precipitação simulada mais intensa

que a observada em janeiro, fato que influenciou na estimativa de vazões pelo modelo SMAP bem mais altas do que as observadas.

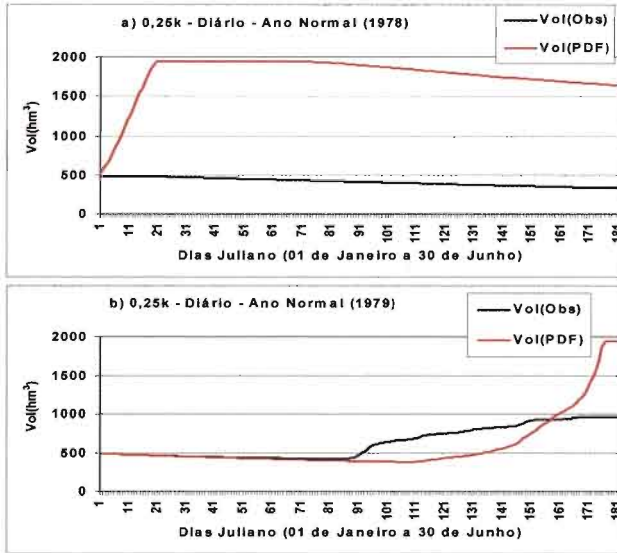
Na questão da variabilidade interanual, vale mencionar períodos de excesso, com o volume simulado do reservatório atingindo a capacidade máxima em alguns anos (1977 e 1999). É importante ressaltar, que a despeito das incertezas associadas ao processo chuva-deflúvio em uma bacia hidrográfica (desde a escassez de dados observados de precipitação e vazão, erros em suas medidas; além da não representatividade de todos os processos físicos da natureza nos modelos atmosféricos e hidrológicos que simulam/prevêem precipitação e vazão) que os resultados apresentados sugerem o potencial de uso dessa informação de previsão climática hidrometeorológica, para escalas inferiores a sazonal (um mês ou acima).



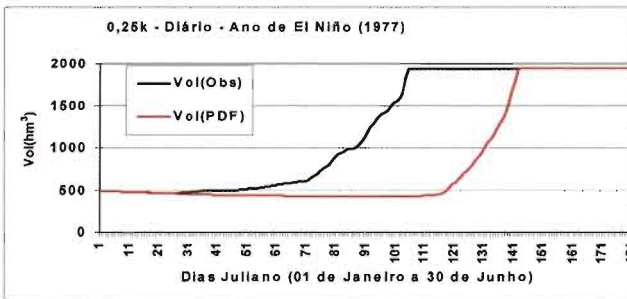




**Figura 4** – Volumes diários simulados no reservatório com  $V_0=0,25k$  (em anos de La Niña a) 1971, b) 1972, c) 1975, d) 1976 e, e) 1999.



**Figura 5** – Volumes diários simulados no reservatório com  $V_0=0,25k$  (em anos Normais a) 1978 e b) 1979).



**Figura 6** – Volumes diários simulados no reservatório com  $V_0=0,25k$  em ano de El Niño (1977).

Esta perspectiva deve-se, principalmente, porque, os modelos hidrológicos chuva-vazão, são integrados na escala espacial de uma bacia hidrográfica, fato que tende a reduzir incerteza da precipitação advinda da modelagem dinâmica da atmosfera;

posteriormente melhorando as estimativas de vazão afluyente (processo físico do escoamento também integrado de toda água precipitada) na bacia ou reservatório hídrico contribuindo para dar mais subsídio a um planejamento mais otimizado entre a oferta e demanda de água na bacia.

Para estudos futuros, principalmente, no que diz respeito em melhorar o desempenho quantitativo do MR na variabilidade interanual, sugerem-se rodadas com assimilação de dados ao longo da simulação (dados de re-análises ou médias climatológicas pentadais, por exemplo, de vento, temperatura, umidade específica, etc). Além de testar também o MRE aninhado a outros MCGAs e roda-los com TSMs previstas ou persistidas. Estudos em outras bacias hidrográficas com esse tipo de efeito cascata precipitação-vazão-simulação do reservatório devem ser encorajados no Nordeste do Brasil para comparar os resultados com os obtidos neste estudo. Pode-se também fazer uma avaliação por conjuntos, tanto dos dados brutos do MRE, como os seus dados corrigidos, tendo um total de 20 membros. Uma análise estatística sobre esse conjunto de simulações poderia resultar no conceito de incertezas, e os resultados das vazões e volume dos reservatórios se associariam a este conceito. Com este conceito introduzido, ao invés de ser gerado um hidrograma ou uma curva de volume, seria gerado uma zona possível de vazões e volumes do reservatório. Esse tipo de informação foi implementado no *National Weather Service River Forecast*.

## **AGRADECIMENTOS**

Esse trabalho faz parte do Projeto de cooperação científico franco-brasileiro IRD-CNPq CATIN “*Climat del’Atlantique Tropical et Impacts sur le Nordeste*” (Processo CNPq 492690/2004-9).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves, J. M. B. Estudo do regime hidrológico no semi-árido brasileiro por modelagem dinâmica acoplada: aplicação em gerenciamento de reservatórios. 176f, 2008 (Doutorado em Engenharia Civil – Recursos Hídricos) - Universidade Federal do Ceará. Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental. Fortaleza-Ce. 2008.
- Cardoso, A. O.; Clarke, R. T. & da Silva Dias, P. L. A case of the use of sea-surface temperatures (SSTs) to obtain predictors of river flows. In: Regional Hydrological Impacts of Climatic Change – Impact Assessment and Decision Making (ed. By Thorsten Wagener, Stewart Franks, Hoshin V. Gupta, Eva Bøgh, Luis Bastidas, Carlos Nobre & Carlos De Oliveira Galvão), p.231-238. IAHS, n.295, British Library, Wallingford, Oxfordshire, UK, 2005.
- Da Silva, A M.; Young, A C. e Levitus, S. Algorithms and Procedures, vol.1, Atlas of Surface Marine Data. Maryland, National Oceanic and Atmospheric Administration, 83 pp. 1994.
- Feddersen, H.; Navarra, A.; Ward, M. N. Reduction of Model Systematic Error by Statistical Correction for Dynamical Seasonal Predictions. *Journal of Climate*, vol. 12, n.7, p.1974-1989, 2004.
- Galvão, C. O. Aplicabilidade em Recursos Hídricos da previsão de precipitação de longo prazo no Nordeste do Brasil. Tese, Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Brasil. 1999.
- Galvão, C. O.; Nobre, P.; Braga, A. C. F. M.; de Oliveira, K. F.; Marques, R.; da Silva, S. R.; Filho, M. F. G.; Santos, C. A. G.; Lacerda, F. & Moncunil, D. Climate predictability, hydrology and water resources over Nordeste Brazil. In: Regional Hydrological Impacts of Climatic Change – Impact Assessment and Decision Making (ed. By Thorsten Wagener, Stewart Franks, Hoshin V. Gupta, Eva Bøgh, Luis Bastidas, Carlos Nobre & Carlos De Oliveira Galvão), p.211-220. IAHS, n.295, British Library, Wallingford, Oxfordshire, UK, 2005.

- Juang, H. M. H.; Kanamitsu, M. The NMC nested regional spectral model. *Monthly Weather Review*, v.122, p.3-26. 1994.
- Lopes, J. E. J.; Braga Jr. B. P. F; Conejo, J. G. L. Simulação hidrológica: Aplicações de um modelo simplificado. In: Anais do III Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, v.2, p.42-62. Fortaleza-Ce. 1981.
- Mcguffie, K.; Henderson-Seller, D. P. Forty years of numerical climate modelling. *International Journal of Climatology*. v.21, p. 1067-1109. 2001
- Nascimento, L. S. V.; Reis, D. S.; Martins, E. S. P. R. . Aplicação do algoritmo de otimização multiobjetivo MOPSO na calibração de modelos hidrológicos. In: VIII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2006, Gravata. VIII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2006.
- Nash, J. E.; Sutcliffe, J. River flow forecasting through conceptual models. *Journal of Hydrology*, v.10, p.282-290. 1970.
- Nobre, P.; A. D. Moura.; L. Sun. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP'S Regional Spectral Model at IRI. *Bulletin of American Meteorological Society.*, v.82, p.2787-2796. 2001.
- Quian, J. -H; Seth, A.; Zebiak, S. Renitialized versus continuous simulations for regional climate downscaling local climate. *Monthly Weather Review*, v.131, p.2857-2874. 2003.
- Pan, H. L.; Marth, L. Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. *Boundary Layer Meteorology*, v.38, p.185-202. 1987.
- Philander, S. G. El Niño, La Niña, and Southern Oscillation. Academic Press, Londres, 289pp. 1990.
- Reynolds, R. W.; Smith, T. M. Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *Journal of Climate*, v.7, p.929-948. 1994.
- Roeckner, E. The atmospheric general circulation model ECHAM4: model description and simulation of the present-day climate.

- Max Planck Institut für Meteorologie, Report n.218, Hamburg, Germany, 90. 1996.
- Servain, J. Simple climate indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *Journal of Geophysical Research*, v.96, p.15137-15146. 1991.
- Seth, A.; Rojas, M.; Liebman, B.; Quian, J. -H. Daily rainfall analysis for South America from a regional climate model and station observations. *Geophysical Research Letters*. vol. 31, L077213.doi:10.1029/2003GL019220, 2004.
- Silva Filho, V. P. Previsão de vazão no Semi-Árido Nordeste, utilizando modelos atmosféricos: Um estudo de Caso. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Ceará. Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental. Fortaleza-Ce. 105p. 2005.
- Souza, E.B. Um estudo observacional sobre o Padrão de Dipolo de anomalias de TSM no Oceano Atlântico Tropical. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. INPE, São José dos Campos -SP, 1997. 138p. (INPE-6392-TDI/608).
- Sun, L.; Moncunil, D. F.; Li, H.; Moura, A. D.; Filho, F. D. D. S. Climate downscaling over Nordeste Brazil using NCEP RSM97. *Journal of Climate*, v.18, p.551-567. 2005.
- Trenberth, K. E. The definition of El Niño. *Bulletin of American Meteorological Society*, n.78, p.2771-2777. 1997.
- Tucci, C. E. M.; Clark, R. T.; Collischonn, W.; Dias, P. L. S.; Sampaio, G. O. Long term flow forecast based on climate and hydrological modeling: Uruguay river basin. *Water Resources Research*, v.39, n.7, p.3(1-11). 2003.
- Tucci, C. E. M.; Silva, B. C. Da; Collischonn, W. et al. Previsão de vazão de longo prazo na bacia do Rio São Francisco III: Previsão de vazão. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. 13p. Submetido 2009.

# Seasonal Streamflow Forecasts for Reservoirs in the State of Ceará, Brazil

**Dirceu S. Reis Jr, Eduardo S. Martins, Luiz Sérgio V. Nascimento, Alexandre A. Costa, Alan M. B. Alexandre and Mosefran B. M. Firmino**

*Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos, Av. Rui Barbosa, 1246, Aldeota, Fortaleza – CE, 60115-221, Brazil  
dirceu.reis@gmail.com*

## **ABSTRACT**

This paper presents the methodologies employed to generate monthly and seasonal streamflow forecasts at many sites in the State of Ceara, Brazil. The procedure uses a variety of linked models. Seasonal climate forecasts provided by the General Circulation Model ECHAM 4.5 are used to feed two regional atmospheric models, the Regional Spectral Model (RSM) and the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), that provide monthly and seasonal regional precipitation forecasts for the State. These precipitation forecasts are then interpolated into a finer resolution grid to estimate the monthly averaged-basin precipitation. A bias-correction procedure is applied to these forecasts so they can be used by a conceptual lumped hydrological model to generate monthly and seasonal streamflow forecasts for several sites within the State. The paper also discusses the bias-correction procedures applied for the precipitation forecast, and the estimation of the hydrological model parameters for ungauged sites. Preliminary verification results obtained for the 2007-2009 period show that these forecasts may be of great value for the water resources management of the state.

**Key words** climate forecast; seasonal forecast; streamflow forecast; ensemble forecast

## **INTRODUCTION**

Spatial-temporal variability of water availability is a key issue in water management, especially in semiarid regions where annual streamflow is often highly variable. For instance, the coefficient of variation of annual flow of many rivers in the State of Ceará, located in the semiarid region of Brazil, is greater than one, a large value when compared to rivers in other regions of the world.

Despite the existence of large reservoirs within the State, which reduces the vulnerability of the water resources system, the water allocation process in the State is still highly dependent on the amount of water that flows into these reservoirs annually during the rainy season. More than 80% of the annual rainfall occurs in the February–June wet season, while it is common to have zero flow during the dry season (July–December). The uncertainty associated with the reservoirs' inflows in the following season is one of the most important risk factors that are taken into account in the negotiable water allocation process, which happens every August.

The highly uncertain hydrological scenario forces risk-averse water managers to make conservative decisions, such as assuming zero flow for the following wet season. This policy certainly minimizes the risk of water supply failures or agricultures economic losses, but some stakeholders and other water professionals argue that the zero-flow scenario is too restrictive, causing a slow-pace development of the region, especially in the agriculture sector.

There is consensus in the scientific community, and perhaps to a lesser degree among water professionals, about the potential benefits of climate information in water resources management. Important advances in the understanding



and modelling of atmospheric phenomena in the last decade provided an improvement in the quality of climate forecasts. Obviously, forecast uncertainties may be large and they depend on factors such as the forecast horizon, quality of available data, and atmospheric processes that drive the local climate.

There are different techniques to provide seasonal and monthly forecasts. One approach consists of deriving an empirical relationship between streamflow and climate indicators, as in Souza & Lall (2003). Their semi-parametric statistical approach has been used since 2004 to provide seasonal forecasts for many reservoirs within the State. An alternative, denoted here dynamic forecast, employs atmospheric models in conjunction with a hydrological model to provide seasonal and monthly streamflow forecasts (Tucci *et al.*, 2003; Gamble *et al.*, 2003; Hartman *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2004; Grantz *et al.*, 2005).

This paper describes the methodologies employed to generate monthly and seasonal streamflow forecasts for the State of Ceará based upon climate and hydrological models. These procedures have been used in experimental mode since the wet season of 2006. Preliminary verification results for the Oros reservoir, based on the 2007-2009 years, are presented in the end of this paper to illustrate the potential benefits of this methodology, although a more deep analysis is still under way.

## **DYNAMIC FORECAST**

The streamflow dynamic forecast methodology employed in the State of Ceará uses a series of linked models. Global and regional atmospheric models are used to provide monthly and seasonal precipitation forecasts. These forecasts are then used as input data to a lumped hydrological model to generate monthly and seasonal streamflow forecasts for many sites of interest within the state.

An important issue, due to scale differences, is how to transfer the precipitation information provided by climate models to a hydrological model. Climate models often have a

coarse spatial resolution compared to hydrological models. As a lumped hydrological model is used, the concern was mainly related to the definition of a drainage area threshold above which a streamflow forecast would make sense. Based on the spatial resolution of the climate models, the streamflow forecast for the State is limited to sites whose drainage area is larger than 3600 km<sup>2</sup>.

This section presents briefly the climate and hydrological components of the forecast methodology, including a description of the models, the use of ensembles, the bias-correction procedure of the precipitation forecast, and the hydrological parameter estimation at ungauged sites.

## **Climate Component**

The monthly and seasonal precipitation forecast is obtained by the use of global and regional atmospheric models. Climate forecasts obtained by ECHAM4.5, developed by the Max Plank Institute, are used to feed two regional atmospheric models, the Regional Spectral Model (RSM), developed by the National Centers for Environmental Prediction (NCEP), and the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) developed by Colorado State University. Given the limited space, details of the configuration of both models are omitted here; the reader should refer to Sun *et al.* (2005) and Costa *et al.* (2005).

The RSM spatial resolution over the Brazilian semiarid is 60 × 60 km, covering the area limited by 100°W–10°E and 20°N–30°S, with a grid of 109 by 72 points. Results show that RSM is capable of representing seasonal and interannual precipitation variability. RAMS spatial resolution is finer, 40 × 40 km with 41 vertical levels in the atmosphere, and 11 levels to represent the soil.

Ensemble forecast results provided by numerical atmospheric models are highly dependent on the initial conditions because of the very nonlinear physical processes that occur in the atmosphere.

The climate forecast employed here tries to assess this uncertainty through the use of an ensemble formed by equally-likely precipitation series, each based on different initial conditions.

Each set of initial conditions, which is used to generate the ensemble members, is derived by applying a perturbation procedure, based on a random seed technique, to the global climate forecast. So, instead of having four precipitation time series forecasts, one for each model (RSM and RAMS) and one for each sea-surface temperature (SST) scenario (persisted anomaly and predicted SSTs), the procedure provides an ensemble with 40 members, 20 members obtained by the RAMS models, and the other 20 generated by the RSM model, each model simulating the two SST scenarios.

Bias-correction procedures and the quality of climate information in previous evaluations show that the climate models employed here have good skill in predicting precipitation anomalies around the mean value. However, these models present large bias which must be appropriately removed in order to be used for streamflow forecasts (Wang *et al.*, 2004; Wood *et al.*, 2002; Leung *et al.*, 1999; Chen *et al.*, 1996). Two bias-correction methods have been studied, but they will not be discussed here due to the lack of space. The method currently used preserves the mean and variance observed during the climatology period (1971–2000). The correction is made on a monthly basis.

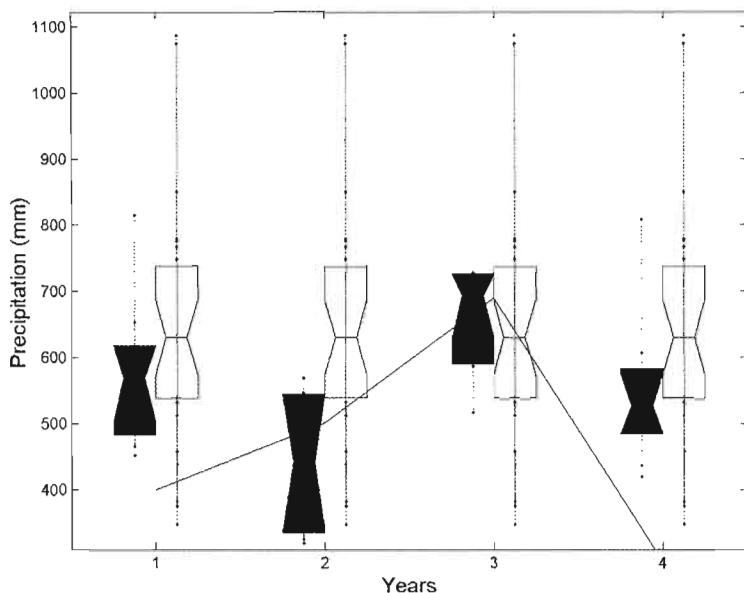
Figure 1 shows box plots of seasonal corrected-precipitation ensemble forecasts (RSM) for one of the streamflow gauges in the State for years 2002–2005 along with observed precipitation values. Box plots of climatology (1971–2000) are also included, providing an interesting comparison. It can be seen that the climate forecast can bring relevant information to the decision-making process beyond that contained in the systematic record. At least for this basin, the climate forecast probability distribution is tighter than climatology's. Moreover, one can easily observe that the observed value is closer to the forecast

probability distribution than to the climatology probability distribution. This proximity can be quantitatively evaluated by using the Ranking Probability Score System (RPSS) (Franz *et al.*, 2003), which evaluates the benefit of the forecast relative to the climatology. Its value ranges from  $-\infty$  to 100%. The greater the RPSS value, the greater the relative value of the forecast. In this case, the RPSS value was 70%.

## Hydrological Component

The streamflow forecast procedure employs the lumped conceptual model SMAP (Soil Moisture Accounting Procedure) developed by Lopes *et al.* (1981). SMAP is a rainfall-runoff model based upon the ESMA (Explicit Soil Moisture Accounting) developed by Dawdy & O'Donnell (1965). This study employs the monthly time step version of SMAP.

The reasons for selecting a lumped conceptual rainfall-runoff model rather than a distributed model were the ease of implementation, simplicity of the model structure, which helped in the calibration process, and its popularity in the Brazilian hydrological community. Distributed models have some potential advantages over lumped conceptual models since they allow a more adequate representation of the spatial variability of basin characteristics. However, distributed models can be very expensive to implement because they need a considerable amount of data, which is not always available, especially in developing countries. Moreover, the calibration process of distributed models is often complex with a large number of parameters, whose estimated values maybe highly uncertain given the poor spatial distribution of the often scarce hydrological data available in regions such as semiarid Brazil.



**Figure 1** – Boxplots comparing seasonal basin-average precipitation forecast (black) and climatology (white) for 2002–2005 (RSM w/ predicted SST). Solid line represents observed values. RPSS = 70%. Forecast made in December of previous year.

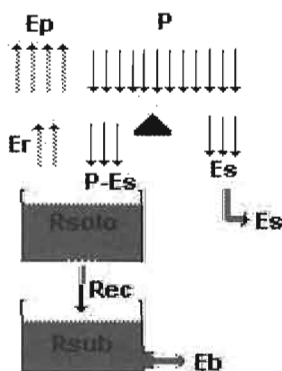
Considering that the goal of this paper is to provide monthly and seasonal streamflow forecasts, the authors considered that all the effort and data needed for the use of a distributed model would not necessarily payoff given the forecast time scale of interest, i.e. climate scale (months to seasonal). In this sense, the relevance of the rainfall temporal distribution being taken into account is reduced since the time of concentration for the basins considered here are much lower than one month. A monthly conceptual lumped model seems to be more appropriate for the application at hand.

Like other conceptual models, SMAP represents water storages and fluxes within the basin by employing linear reservoirs. The model has a quite simple structure. It consists

of two reservoirs that represent the storage and flux in the top layer of the soil and in the aquifer, and it uses an exponential function that depends on the Precipitation and soil moisture to estimate the surface runoff (Fig. 2).

For each Precipitation record ( $P$ ), a mass balance is performed. A proportion of the precipitation contributes to surface storage ( $ES$ ) as a function of  $P$ , soil moisture ( $SM$ ), and an exponent  $K_{es}$ , given by  $ES = P \times SM^{K_{es}}$ .

The portion  $P-ES$  is subject to evaporation ( $P-ES-EP$ ). The resulting amount of water contributes to a second linear reservoir ( $RSOLO$ ), which represents the top soil layer. At this reservoir, soil moisture is updated over time according to actual evapotranspiration losses ( $ER$ ), which depend on reservoir storage level and top soil storage capacity. Another  $RSOLO$  output is the recharge ( $REC$ ) of the groundwater reservoir ( $RSUB$ ), computed using the field capacity concept ( $CAPC$ ). The corresponding reservoir level ( $RSUB$ ) is depleted at a constant rate ( $K$ ), resulting in the baseflow ( $EB$ ). The total streamflow at the outlet of the basin is computed as the summation of surface runoff and baseflow. The input monthly data needed to run the model are the basin-average rainfall in mm ( $P$ ), the potential evapotranspiration in mm ( $EP$ ), and the drainage area in  $km^2$ .



**Figure 2** – Representation of SMAP model (Lopes et al., 1981).

## Parameter estimation

The model has six parameters that need to be calibrated. However, there are no streamflow data available at many sites of interest, mainly reservoirs; therefore model calibration is not possible, which leads to the derivation of regional regression models of the SMAP parameters. Alexandre *et al.* (2005) showed that only two out of the six SMAP parameters exhibited spatial variability within Ceará State. The regional equations for both parameters are:

$$E(\text{Kes}) = -0.888 + 0.003P + 0.041CAD$$

$$E(\text{SAT}) = 3213.4 - 22.9Cr$$

where  $P$  is the mean annual rainfall (mm),  $CAD$  is the water soil capacity (mm), and  $Cr$  is the percentage of drainage area located over crystalline geological formation.

## Streamflow forecast

The dynamic streamflow forecast procedure has been used in experimental mode since January 2006. The forecast is made for 13 streamflow gauge stations and 8 reservoirs located in the State of Ceará (Fig. 3) with drainage area varying from 3000 to 26 000 km<sup>2</sup>.

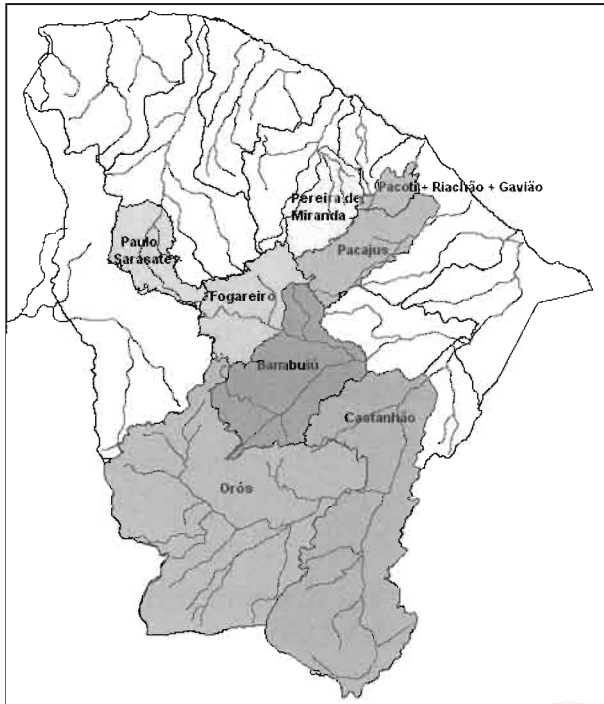
Due to the presence of reservoirs located upstream the sites of interest, the streamflow forecast is made for the incremental basin.

The forecasts are issued once a month during the December–April period, covering the wet season that spans from January to June. Each forecast is formed by an ensemble of 20 members, 10 based on forecast precipitation obtained by the RAMS model, and the other 10 based on the RSM model (only predicted SSTs).

The streamflow forecast is highly sensitive to the initial soil moisture condition in the basin, especially the one-month-ahead streamflow value. This can be a problem because these basins have no real-time soil moisture monitoring network

at this point. Even if site specific soil moisture measurements were available, defining a soil moisture parameter value that is representative of the whole basin is not a trivial task because of heterogeneity issues.

In order to reduce the effects of the soil moisture initial condition at the beginning of each month, the hydrological model runs from December to June. This procedure takes advantage of the fact that the soil moisture at the end of November is always zero, or nearly so. Actual observed rainfall is used to run the model in the months previous to the forecast date.

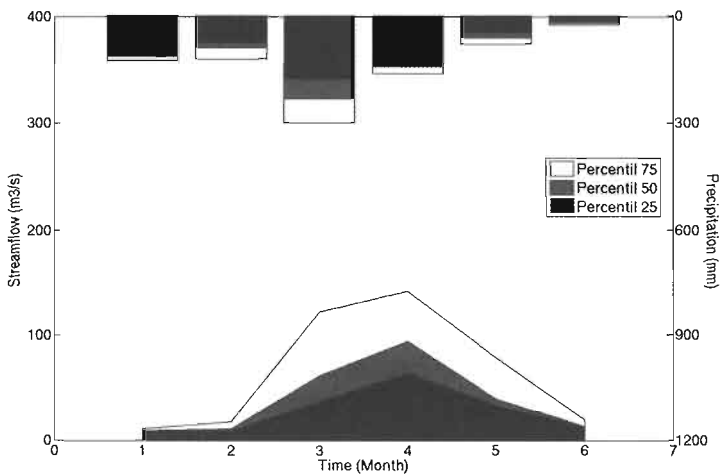


**Figure 3** – State of Ceará with the reservoirs' incremental basins.

Figures 4 and 5 show how the dynamic streamflow forecast

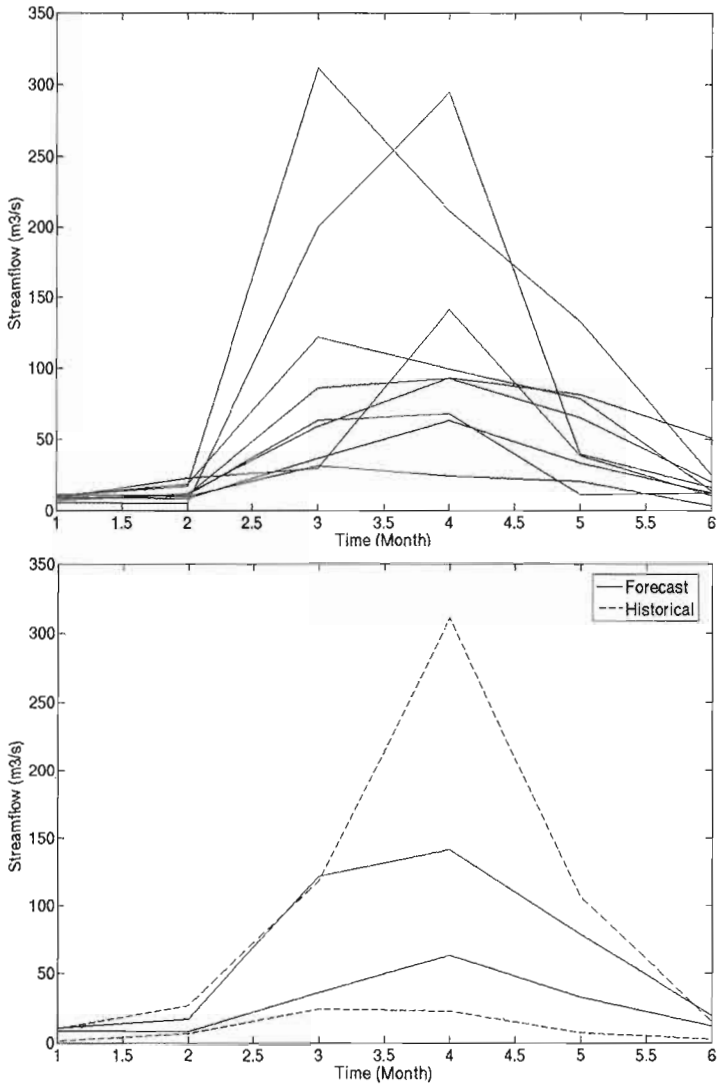


is presented to the public. Figure 4 illustrates the differences between a deterministic forecast and a probabilistic forecast based on an ensemble forecast. It shows a statistical summary of the 10-member ensemble streamflow and precipitation forecasts for Boa Esperança gauge station employing RSM results with predicted SST, providing an idea of the uncertainties involved. It should be noted that the ensemble describes only the uncertainties related to the initial conditions used in the climate models, but there are other sources of uncertainties not taken into account, such as model structure and parameter estimation.



**Figure 4** – Summary statistics of the precipitation and streamflow forecasts for Boa Esperança streamflow gauge station (ensemble with 10 members obtained by RSM model w/ predicted SST).

Figure 5(a) presents the 10 members of the RSM ensemble streamflow forecast for Boa Esperança streamflow gauge, that were issued in January 2006. The January value is the same to all members because the model uses actual observed rainfall for the previous months. A comparison between historical streamflow records and the ensemble forecast provides an idea of the potential benefits of the latter. If the forecast range is as large as the range observed in the past, the forecast provides



**Figure 5** – (a) 10 members of the RSM ensemble forecast for Boa Esperança gauge station. (b) interquartile range of both historical record and ensemble forecast.

no relevant information to the decision making process. Figure 5(b) shows exactly the opposite. The interquantile range of the ensemble forecast is tighter than that of the historical record, showing that the streamflow forecast may bring relevant information to the water management decision-making process. However, only after a comprehensive evaluation study, based on observed streamflows, will it be possible to assess the quality of the current methodology.

### **PRELIMINARY VERIFICATION RESULTS**

Table 1 presents the results of the seasonal inflow forecasts for the Orós reservoir for years 2007-2009. These forecasts were issued in mid-January of the respective year. One can see that, during these years, the ensemble members fell quite consistently in the observed category. For example, eight members out of ten fell in the above-normal category in 2009, whereas all members fell in the above-normal category in 2008. In both years, the observed seasonal inflow volumes at Orós were classified as above-normal. This is an important result. In 2007, 50 % of the members fell in the normal category, 40% in the below-normal category and only 10% fell in the above-normal category. The seasonal observed inflow for that year was 381.8 hm<sup>3</sup>, a year classified as normal, but close to the threshold between below-normal and normal categories.

A more sound verification analysis of the ensemble streamflow forecasts is under way, but these preliminary results show that the climate streamflow forecasts presented here may be of great value for the water resources management of the State of Ceará.

Table 1 – Observed relative frequency of the seasonal inflow volume ( $\text{hm}^3$ ) for the Oros reservoir for each category (below normal, normal, above normal). Results based on a 10-member ensemble forecasts issued in mid-January of the respective year.

Category	Expected Relative Frequency (climatology)	Observed Relative Frequency based on Ensemble Forecast (10 members)		
		2009	2008	2007
Below normal (< 310.5 $\text{hm}^3$ )	0.33	0	0	0.4
Normal (310.5 < Vol < 838.0 $\text{hm}^3$ )	0.33	0.2	0	0.5
Above normal (> 838.0 $\text{hm}^3$ )	0.33	0.8	1.0	0.1
Observed ( $\text{hm}^3$ )		1371.8 (above normal)	1866.8 (above normal)	381.8 (normal)

## CONCLUSIONS

This paper describes the methodologies employed to generate monthly and seasonal streamflow forecasts for the State of Ceará, Brazil, which can be used to improve the water allocation process within the State.

The streamflow forecast procedure is currently running in experimental mode. The first time the forecast was issued was in January 2006. The forecast is issued once a month from December to April, covering the whole wet season that spans from January to May.

The paper presents the atmospheric models employed to generate the climate precipitation forecast, as well as the bias-correction procedure used to correct the average-basin precipitation, so that it can be employed as input to the lumped

hydrological model. Results based on precipitation forecasts during the 2002–2005 wet seasons show that these forecasts can be very useful for streamflow forecasts, at least for some regions of the State. Future investigations are still necessary to understand the quality of these forecasts, which should vary according to forecast date, lead-time of the forecast, and geographic location.

The paper also discusses the hydrological component of the streamflow forecast procedure, including a description of the SMAP model as well as the regional regression model that was derived for the State to estimate the SMAP parameters at ungauged sites.

Some streamflow forecast results for 2006 are presented along with a discussion regarding the limitations and potential benefits of the ensemble streamflow forecasts for the State.

Preliminary verification results obtained for the Orós reservoir during the 2007–2009 years show that the climate streamflow forecasts presented here may be of great value for the water resources management of the state. Seasonal observed inflow volumes at the Orós reservoir in 2008 and 2009 were classified as above-normal years. In 2008, 100% of the ensemble streamflow forecast members fell in the above-normal category, while 80% did so in 2009. This is a very important result. In 2007, the seasonal inflow volume at Orós was considered as normal, although the observed volume fell close to the limit between below-normal and normal categories. In this year, 50% of the members fell in the normal category, 40% in the below-normal category and only 10% in the above-normal category.

## **ACKNOWLEDGEMENTS**

The authors thank FUNCAP, CNPq, and FINEP for the financial support. This research is part of Projeto de cooperação científico franco-brasileiro IRD-CNPq CATIN “*Climat de l’Atlantique Tropical et Impacts sur le Nordeste*” (Processo CNPq 492690/2004-9).

## REFERENCES

- Alexandre, A. M. B., Martins, E. S., Clarke, R. T. & Reis, D. S. Jr (2005) Regionalização de Parâmetros de Modelos Hidrológicos. In: Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. ABRH, João Pessoa – PB, Brasil.
- Chen, M., Dickinson, R. E., Zeng, X. & Hahmann, A. N. (1996) Comparison of precipitation observed over the continental United States to that simulated by climate model. *J. Climate* 9, 2233–2249.
- Costa, A. A. (2005) Modelagem Numérica de Mesoescala Aplicada à Previsão de Clima no Nordeste Brasileiro (MONUMENT) – Relatório Técnico.
- Dawdy, D. R. & O'Donnell, T. (1965) Mathematical models of catchment behaviour. *J. Hydraul. Div. Trans. ASCE* 91(HY4), 123–127.
- Franz, K. J., Hartmann, H. C., Sorooshian, S & Bales, R. (2003) Verification of National Weather Service ensemble streamflow predictions for water supply forecasting in the Colorado River Basin. *J. Hydromet.* 4, 1105–1118.
- Gamble, J. L., Furlow, J., Snover, A. K., Hamlet, A. F., Morehouse, B. J., Hartmann H. & Pagano, T. (2003) Assessing the impact of climate variability and change on regional water resources: the implications for stakeholders. In: *Water: Science, Policy, and Management: Challenges and Opportunities* (ed. by R. Lawford & S. Eden), 341–368. American Geophysical Union, Washington DC, USA.
- Grantz, K., Rajagopalan, B., Clark, M. & Zagona, E. (2005) A technique for incorporating large-scale climate information in basin-scale ensemble streamflow forecasts. *Water Resour. Res.* 41, W10410, doi:10.1029/2004WR003467.
- Hartman, H. C., Bradley, A. & Hamlet, A. (2003) Advanced hydrologic predictions for improving water management. In: *Water: Science, Policy, and Management: Challenges and Opportunities* In: *Water: Science, Policy, and Management: Challenges and Opportunities* (ed. by R. Lawford & S. Eden),

- 285–307. American Geophysical Union, Washington DC, USA.
- Leung, L. R., Hamlet, A. F., Lettenmaier, D. P. & Kumar, A. (1999) Simulations of the ENSO hydroclimate signals in the Pacific Northwest Columbia River Basin. *Bull. Am. Soc.* 80(11), 2313–2329.
- Lopes, J. E. G., Braga, B. P. F. & Conejo, J. G. L. (1981) Simulação Hidrológica: Aplicações de um Modelo Simplificado, In: Anais do III Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, v.2, 42–62, Fortaleza-CE, Brasil.
- Souza Filho, F. A. & Lall, U. (2003) Seasonal to interannual streamflow forecasts for Ceara, Brazil: applications of a multivariate, semi-parametric algorithm. *Water Resour. Res.* 39(11), doi: 10.1029/2002WR001373.
- Sun, L., Moncunill, D. F., Li, H., Moura, A. D. & Souza Filho, F. A. (2005) Climate downscaling over Nordeste, Brazil, using the NCEP RSM97. *J. Climate* 18, 551–567.
- Tucci, C. E. M., Clarke, R. T. & Collischonn, W. (2003) Long-term flow forecast based on climate and hydrologic modeling Uruguay River Basin. *Water Resour. Res.* 8(7), 1181, doi:10.1029/2003WR002074.
- Wang, Y., Leung, L. R., McGregor, J. L., Lee, D.-K., Wang, W.-C., Ding, Y. & Kimura, F. (2004) Regional climate modeling: progress, challenges, and prospects. *J. Met. Soc. Japan* 82(6), 1599–1628.
- Wood, A., Mauerer, E. P., Kumar, A. & Lettenmaier, D. (2002) Long-range experimental hydrologic forecasting for the Eastern United States. *J. Geophys. Res.* 107(D20), 4429, doi:10.1029/2001JD000659.

# Downscaling Dinâmico de Precipitação com Modelo Hidrológico Chuva-Vazão

José Pedro Rebes Lima<sup>1</sup> e José M. Brabo Alves<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Físico - FUNCEME, Doutor em Geofísica, Pesquisador Visitante CNPq/ PROSET - Av. Rui Barbosa, 1246 – 60.115-221 – Fortaleza – CE – rebes@funceme.br

<sup>2</sup> Meteorologista - FUNCEME, Doutor em Eng. Civil - Recursos Hídricos – UFC – Av. Rui Barbosa, 1246 – 60.115-221 – Fortaleza – CE – brabo@funceme.br

## RESUMO

Este estudo mostra o potencial do *downscaling* dinâmico de precipitação acoplado ao modelo hidrológico de chuva-vazão SMAP para a sub-bacia hidrográfica denominada Pão de Açúcar situado na Bacia do Rio São Francisco. A ênfase foi dada à simulação na escala intrasazonal (mensal). Os resultados sugerem que a simulação de precipitação pode ser usada como variável de entrada em modelos de estimativa de vazão para períodos na escala de um mês, dando subsídio a um melhor aproveitamento dos recursos hídricos na bacia hidrográfica estudada. Estes ainda sugerem que a simulação de precipitação quando corrigida pela técnica de Função Densidade de Probabilidade (PDF) é mais eficiente na estimativa de precipitação simulada quando comparada com a precipitação observada na sub-bacia, podendo ser usada como dado de entrada para simulações de modelos hidrológicos.

**Palavras-Chave:** Simulação hidroclimática, modelo chuva-vazão, bacia hidrográfica.

## ABSTRACT

*This study shows the potential of the rainfall's dynamic downscaling coupled to the rain-stream outflow's hydrological model for the Pão de Açúcar sub-basin localized at the São Francisco River's Basin. The emphasis was done to the simulation in the inter-seasonal*



scale (monthly). The results suggested that the rainfall's simulation can be used as entrance variable in the stream outflow's estimation models for periods in the scale of a month giving subsidy to a better use of the surface water resources in the studied hydrographic basin. These also suggested that the rainfall's simulation corrected by the Probability Density Function's (PDF) technique is more efficient in the estimate of simulated rainfall comparing to observed rainfall in the sub basin and can be used as entrance data for simulations of the hydrological models.

**Key-Words:** Hydroclimatic simulation, rain-streamflow model, hydrographic basin.

## INTRODUÇÃO

O rio São Francisco tem 2.700 km de extensão e um aspecto significativo no cenário social e econômico da região refere-se à agricultura. A área irrigada é de 342.900 hectares - correspondendo a 11% dos 3,1 milhões de hectares irrigados no Brasil. Diante de um cenário mundial de mudança climática, é de suma importância compreender o comportamento hidrológico da Bacia para elaboração de ferramentas de gestão dos recursos hídricos.

Quanto às previsões de afluência e quantidade de reservas hídricas para diversos usos, alguns deles conflitantes, têm sido utilizados modelamentos numéricos que prevêem as condições hidrológicas das águas de superfície. Uma forma comum de obter dados sintéticos de vazão para um local específico sem dados ou com pequenas séries de dados observados a fim de estender ou corrigir falhas nestas, é a utilização dos modelos hidrológicos chuva-vazão. A área de estudo está localizada no Baixo São Francisco cuja bacia hidrográfica de contribuição está associada ao posto fluviométrico Pão de Açúcar. Neste estudo foi utilizado o modelo chuva-vazão SMAP (Lopes *et al.*, 1981) na versão mensal.

A aplicabilidade da informação agregada meteorológica e hidrológica hoje é essencial para tomada de decisão, e como a água é um bem valioso, é crucial se otimizar seu manejo e uso

nas diversas escalas de tempo e espaço. Recentemente em várias áreas do Brasil, previsões meteorológicas de tempo (escala de dias) e sazonais (acima da escala mensal) têm sido utilizadas como dados de entrada na modelagem de sistemas de operação de reservatórios (Galvão, 1999; Collischonn, 2001; Tucci *et al.* 2003; Galvão *et al.*; 2005 e outros). No aspecto meteorológico além dos modelos dinâmicos de circulação geral da atmosfera – MCGAs (com resolução em geral acima de 200 km), têm-se a possibilidade de rodadas de modelos regionais - MRs (escala de dezenas de km), que podem ser aninhados com dados de MCGAS. Estes MRs incorporam características regionais como topografia, vegetação, solo, diferenças continente-oceano, etc., não contidas nos modelos globais.

Vários estudos o uso desta técnica (*downscaling*) sugerem um melhor desempenho na simulação e previsão de distribuição de precipitação localizada (Nobre *et al.*, 2001; Sun *et al.* 2005), como no caso de bacias hidrográficas.

Este estudo objetivou mostrar o desempenho da modelagem climática dinâmica de precipitação (*downscaling*) na escala intrasazonal e seus efeitos acoplados na modelagem de chuva-vazão em uma área de baixo *skill*. A bacia hidrográfica analisada neste estudo localiza-se na parte denominada de Sub-Bacia Baixo São Francisco (Posto fluviométrico de Pão de Açúcar), localizada nos Estados de Alagoas e Sergipe. O regime climático desta bacia é predominantemente da parte leste da região nordeste, área cuja previsibilidade climática tem menor destreza nos modelos dinâmicos climáticos. Visto que, a TSM é a principal forçante de contorno da simulação climática de precipitação nestes modelos e esta influência está mais diretamente relacionada com a precipitação do norte do NEB, principalmente se período de fevereiro a maio, não sendo a principal forçante climática da precipitação na região de estudo. Na parte da sub-Bacia Baixo São Francisco a precipitação tem como principal forçante as Ondas de Leste. O período de estudo foi de 1977-2000.

## METODOLOGIAS E DADOS

### Modelos Atmosféricos Usados

O modelo global atmosférico usado foi o *ECHAM4.5*, baseado no modelo de previsão de tempo do *European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF)*. Uma detalhada descrição do *ECHAM4.5* pode ser encontrada em *Roeckner et al. (1996)*. O MRE usado neste estudo foi à versão hidrostática do MRE do *National Center for Atmospheric Research - NCEP (Juang & Kanamitsu, 1994)*. O MRE foi integrado para seis meses a partir de 01 de janeiro a 30 de junho com dez distintas condições iniciais advindas do MCGA para o período de 1977-2000. Informações do MCGA das componentes zonal e meridional do vento, umidade específica, temperatura do ar e pressão a pressão a superfície a cada 6 horas serviram de assimilação pelo MRE. Temperatura da Superfície do Mar (TSM) obtidas no banco de dados do *NECP* observadas nos meses de janeiro a junho de 1977-2000 foi usada como condição de contorno oceânica para o MCGA e o MRE. Maiores detalhes sobre o *ECHAM4.5* e o MRE e o processo de *downscaling* podem ser encontrados e *Sun et al. (2005)*.

Os dados de TSM usados foram obtidos de duas fontes. Para a definição dos anos de contrastes climáticos, usou-se TSMs de uma versão do *Comprehensive Atmospheric-Ocean Data Set (COADS)*. Esse arquivo contém dados de médias mensais em pontos de grade de  $1^\circ \times 1^\circ$  de latitude-longitude para um período de 1945 a 2000 (*Da Silva et al., 1994*). Como base para a simulação dos modelos *ECHAM4.5*, *MR/97* foram usadas TSMs do bando de dados do *International Research Institute (IRI)*, conjunto de dados denominados de Interpolação Ótima (*Reynolds e Smith, 1994*). Os valores de TSM para o período de 1977-2000, com cobertura em todos os oceanos, foram interpolados para a grade dos modelos *ECHAM4.5* e *MRE/97*.

## **Dados de Precipitação e Vazão na Bacia do Posto Fluviométrico de Pão de Açúcar**

Especificamente sobre a área de captação da sub-bacia hidrográfica Pão de Açúcar foram usados postos pluviométricos com dados disponíveis diários do banco de dados da ANA (Agência Nacional de Águas) no período de 1977-2000. Com estas estações da área de influência da bacia hidrográfica do posto fluviométrico de Pão de Açúcar, usando o método do Polígono de Thiessen, foram calculadas médias diárias e mensais de precipitação. Como o modelo de *Downscaling* rodado na FUNCEME incorpora somente o primeiro semestre, esses cálculos se detiveram ao período de janeiro a junho. Para os dados simulados pelo MRE, aproximadamente 60 km x 60 km, foi feita uma interpolação linear para uma grade de aproximadamente 10 km x 10 km na área da bacia hidrográfica de Pão de Açúcar.

Os dados de vazão afluente usado no estudo foram coletados no posto fluviométrico de Pão de Açúcar. Estes dados são valores diários para o período de 1959-2003 e a partir desses dados diários foram calculadas médias mensais. A série histórica foi analisada quanto a sua consistência e, utilizados os dados compreendidos no período de 1977-2000. A coleta e consistência desses dados são rotineiramente feitas pela Agência Nacional de Águas (ANA).

O método que tem como base as freqüências mensais das amostras previstas/simuladas e observadas no período de 1977-2000 tem como procedimento a obtenção de duas curvas de freqüência amostral uma para a previsão simulação outra para os dados observados. O valor bruto da previsão diária de chuva em cada mês está associado a uma probabilidade de ocorrência dada pela curva de freqüência amostral do modelo. Para se obter o valor corrigido da simulação/previsão, basta pegar o valor da chuva correspondente à mesma probabilidade de ocorrência na curva dos valores observados. Neste estudo foi executada apenas

a correção com base nas frequências amostrais. O período usado para essas correções das precipitações mensais simuladas pelo MRE foi de janeiro a junho entre 1940-1970 (totais mensais de precipitação média observada na bacia).

### Modelo Hidrológico Chuva-Vazão (SMAP)

Vários modelos hidrológicos têm sido testados para estimativa de vazão em bacias hidrográficas. O modelo escolhido nesse estudo para a geração de vazão foi o modelo SMAP - Soil Moisture Accounting Procedure (Lopes et al. 1981). Foi considerada a facilidade de uso deste modelo, a qual exige a obtenção de poucos dados observacionais e a baixa demanda computacional. A base conceitual de aplicação do modelo hidrológico levou em conta os conceitos de modelagem concentrada, admitindo, por exemplo, um valor médio de precipitação, evaporação e vazão ao longo da bacia do posto fluviométrico de Porto da Extrema. Para a calibração automática do modelo chuva-deflúvio SMAP mensal foi utilizada como função objetivo a soma da raiz do erro quadrático entre as vazões observadas  $q_i$  e as vazões estimadas  $\hat{q}_i$ , onde esta soma foi minimizada utilizando a função solver da planilha eletrônica Excel.

$$D = \sum (q_i - \hat{q}_i)^2 \quad (1)$$

A eficiência da calibração foi quantificada utilizando a formulação proposta por Nash e Sutcliffe (1970):

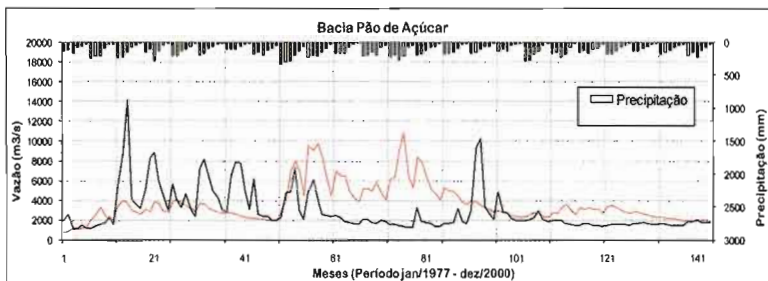
$$E = 1 - \frac{\sum (q_i - \hat{q}_i)^2}{\sum (q_i - \bar{q}_i)^2} \quad (2)$$

onde  $q_i$  é vazão observada,  $\hat{q}_i$  é a vazão modelada e  $\bar{q}_i$  é a vazão média da série de vazões observadas.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

A bacia de contribuição para o posto fluviométrico Pão de Açúcar conta com uma área de influência de 608.900 km<sup>2</sup> e através da calibração no período de janeiro de 1977 a dezembro de 2000 obteve como parâmetros ótimos: SAT = 2989; PES = 16; CREC = 1,2808; K= 6; TUin = 80; e EBin = 40, com uma eficiência de Nash-Sutcliff igual a 0,46.

A estimativa da vazão com o modelo SMAP usando de entrada da precipitação simulada pelo MRE sem correção é mostrada na figura 1, no período de janeiro de 1977 a dezembro de 2000 usando os mesmos parâmetros ótimos obtidos na calibração. Nesta figura nota-se tanto um erro sistemático de superestimativa como de subestimativa da vazão estimada em relação à observada em parte do período de estudo. Esta característica deve-se ao *bias* úmido de precipitação do MRE sobre o NEB comparado a precipitação observada (Alves *et al.*, 2007; Lima e Alves, 2009). Isto também refletiu em um baixo coeficiente de Nash-Sutcliff igual a -0,79. Essa característica segundo Tucci *et al.* (2005), se deve a função objetivo de calibração que é muito sensível a variação quadrática das vazões mais intensas. Esses resultados foram similares aos encontrados em Marengo *et al.* (2005) e Tucci *et al.* (2005) para a bacia hidrográfica do médio baixo São Francisco localizada no semi-árido Nordeste. Em seus estudos esses autores mostram que os resultados de simulações/previsões de vazões com o uso de modelagem dinâmica apresentam resultados promissores, mais quantitativamente os erros são ainda significativos em alguns anos quando comparados as vazões observadas (Alves *et al.*, 2007; Lima e Alves, 2009).



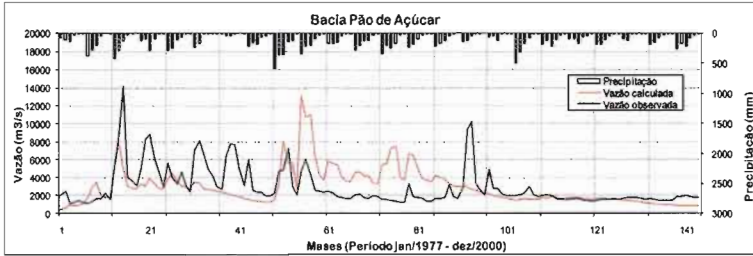
**Figura 1** – Hidrograma de vazões mensais observadas e calculadas (janeiro a junho) da estação fluviométrica Pão de Açúcar calibrados pelo modelo SMAP nesta bacia hidrográfica, tendo como dados de precipitação, os simulados pelo MRE sem correção no período de janeiro de 1977 a dezembro de 2000.

A figura 2 mostra a estimativa de vazão obtida pelo SMAP com os dados de entrada de precipitação do MRE corrigido pelas PDFs. Observa-se uma pequena melhoria no desempenho da simulação da vazão com a correção. O valor da eficiência de Nash-Sutcliff foi igual a  $-0,43$ . Nota-se também que as vazões menos intensas foram mais bem simuladas. Alguns picos de vazões observadas na bacia não foram bem capturados na simulação, mesmo com a correção nos dados de precipitação.

## CONCLUSÕES

De acordo com os resultados obtidos as principais conclusões retiradas do estudo foram:

(1) A vazão estimada pelo modelo SMAP, com os dados de precipitação simulados pelo MRE, mostraram que estas são superestimadas em parte do período de análise, fato que é devido ao *bias* úmido de precipitação em grande parte do NEB simulada pelo MRE, inclusive sobre a área de estudo;



**Figura 2** – Hidrograma de vazões mensais observadas e calculadas (janeiro a junho) da estação fluviométrica Pão de Açúcar e calibrados pelo modelo SMAP nesta bacia hidrográfica, tendo como dados de precipitação, os simulados pelo MRE corrigidos pelas PDFs no período de 1977 a dezembro de 2000.

(2) Quando se corrigiu os dados de precipitação simulados pelo MRE pelas PDFs foi observada uma melhor concordância entre os dados de vazão mensais simulados e observados na bacia;

(3) Apesar do conceito da simulação climática de precipitação não conter uma possível variabilidade intrasazonal dessa variável (eventos que ocorrem na escala de um mês), foi observado que a simulação dos dados de precipitação do MRE quando usados como dados de entrada para o modelo chuva-vazão corrigidos pelas PDFs sugerem um potencial para estimativa de vazão mensal nesta sub-bacia do posto fluviométrico de Pão de Açúcar;

(4) Embora os resultados sejam simulações e não previsões de precipitação, estes mostraram que modelos atmosféricos regionais quando alinhados em MCGAs, apresentaram resultados promissores na estimativa de precipitação na escala de uma bacia hidrográfica, e quando têm seus dados corrigidos se aproximam das observações pluviométricas na bacia, de modo que melhoram a estimativa na vazão na bacia em estudo. Isto sugere que o aproveitamento de simulação/previsão de precipitação resultante de modelagem dinâmica como dados de entrada em modelos chuva-vazão na escala intrasazonal pode ser utilizado como metodologia para se otimizar o uso da água superficial em bacias hidrográficas do Nordeste do Brasil.



## **AGRADECIMENTOS**

Um dos autores deste trabalho, o Dr. José Pedro Rebés Lima, agradece o apoio financeiro pelo Fundo Setorial de Energia (CTEnerg), por intermédio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), entidade governamental brasileira promotora do desenvolvimento científico e tecnológico, na forma de bolsa de fixação CNPq/PROSET junto à FUNCEME. Os autores agradecem ainda ao Grupo *Downscaling* da FUNCEME por ceder os dados simulados de precipitação usados no artigo. Esse trabalho fez parte do Projeto de cooperação científico franco-brasileiro IRD-CNPq CATIN (Clima do Atlântico Tropical e Impactos sobre o Nordeste) (processo CNPq 492690/2004-9).

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Alves, J. M. B.; Campos, J.N.B.; Nascimento, L.S.V.; Barros, F.V.F. (2007). Estudo Preliminar Intrasazonal do Acoplamento entre Modelagem Dinâmica de Precipitação e Vazão no Nordeste do Brasil in Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e 8º Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa, São Paulo – SP.
- Collischonn, W. Simulação hidrológica de grandes bacias. Porto Alegre: UFRGS. Tese. Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 194p. 2001.
- Da Silva, A M.; Young, A C. e Levitus, S. Algorithms and Procedures, vol.1, Atlas of Surface Marine Data. Maryland, National Oceanic and Atmospheric Administration, 83 pp. 1994.
- Galvão, C. O. Aplicabilidade em Recursos Hídricos da previsão de precipitação de longo prazo no Nordeste do Brasil. Tese, Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Brasil. 1999.

- Galvão, C. O.; Nobre, P.; Braga, A. C. F. M.; De Oliveira, K. F.; Marques, R.; Da Silva, S. R.; Filho, M. F. G.; Santos, C. A. G.; Lacerda, F. & Moncunnil, D. Climate predictability, hydrology and water resources over Nordeste Brazil. In: Regional Hydrological Impacts of Climatic Change – Impact Assessment and Decision Making (ed. By Thorsten Wagener, Stewart Franks, Hoshin V. Gupta, Eva Bøgh, Luis Bastidas, Carlos Nobre & Carlos De Oliveira Galvão), p.211-220. IAHS, n.295, British Library, Wallingford, Oxfordshire, UK, 2005.
- Juang, H. M. H.; Kanamitsu, M. The NMC nested regional spectral model. *Monthly Weather Review*, v.122, p.3-26. 1994.
- Lima, J. P. R. E Alves, J. M. B. Um Estudo de Downscaling Dinâmico de Precipitação Intrasazonal Acoplado a Modelo Chuva-Vazão na Bacia Hidrográfica Alto-Médio São Francisco. *Revista Brasileira de Meteorologia – RBMET*, 2009.
- Lopes, J. E. J; Braga Jr. B. P. F.; Conejo, J. G. L. Simulação hidrológica: Aplicações de um modelo simplificado. In: Anais do III Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, v.2, p.42-62. Fortaleza-Ce. 1981.
- Marengo, J. A.; Sampaio, G.; Chou, S. C.; Silva Dias, P. L. *et al.* Previsão de vazões de longo prazo na bacia do Rio São Francisco I: Previsão da precipitação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Submetido, 12p. 2005.
- Nash, J. E.; Sutcliffe, J. River flow forecasting through conceptual models. *Journal of Hydrology*, v.10, p. 282-290. 1970.
- Nobre, P.; A. D. Moura.; L. Sun. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP'S Regional Spectral Model at IRI. *Bull. Amer. Meteor. Socie.*, v.82, p.2787-2796. 2001.
- Reynolds, R. W.; Smith, T. M. Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *J. Climate*, v.7, p.929-948. 1994.
- Sun, L.; Moncunnil, D. F.; Li, H.; Moura, A. D.; Filho, F. D. D. S. Climate downscaling over Nordeste Brazil using NCEP RSM97. *J. Climate*, v.18, p.551-567. 2005.

- Tucci, C. E. M.; Clark, R. T.; Collischonn, W.; Dias, P. L. S.; Sampaio, G. O. Long term flow forecast based on climate and hydrological modeling: Uruguay river basin. *Water Resources Research*, v.39, n.7, p.3(1-11). 2003
- Tucci, C. E. M.; Silva, B. C. da; Collischonn, W. et al. Previsão de vazão de longo prazo na bacia do Rio São Francisco III: Previsão de vazão. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. 13p. Submetido 2009.

# Impactos Climáticos Sobre a Transmissão da Dengue no Nordeste do Brasil

Nicolas Degallier<sup>1</sup>, Jacques Servain<sup>1,2</sup>, Alexis Hannart<sup>1</sup>, Bruno Durand<sup>2</sup>, Raimundo Nonato de Souza<sup>3</sup> and Zolyde Mota Ribeiro<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire d'Océanographie et du Climat, Expérimentations et Approches Numériques, IRD UMR 182, Paris France;

<sup>2</sup>FUNCEME, Fortaleza, Ceará, Brazil;

<sup>3</sup>SESACE-MS, Fortaleza, Ceará, Brazil

## INTRODUÇÃO

Desde as primeiras epidemias de dengue no Brasil nos anos 80, essa doença se tornou endêmica em várias regiões, com epidemias causadas pela transmissão de novos sorotipos (Degallier et al., 1996). O Nordeste do Brasil conheceu também entre as maiores epidemias. Durante o mesmo intervalo, a prevenção não melhorou tanto como seria esperado, apesar do país dispor de produtos inseticidas e métodos de controle mais eficazes. Uma prevenção eficaz não pode ser baseada apenas sobre boas técnicas de controle mas também sobre uma antecipação do início e amplitude das epidemias (Tauil, 2002). Tal previsão das epidemias pode ser realizada graças à modelos estatísticos e/ou dinâmicos, uma vez que os processos de multiplicação e transmissão do vírus são conhecidos (Favier et al., 2005). Portanto, as interações entre o vírus, seus vetores, populações humanas e o meio ambiente são extremamente complexas.

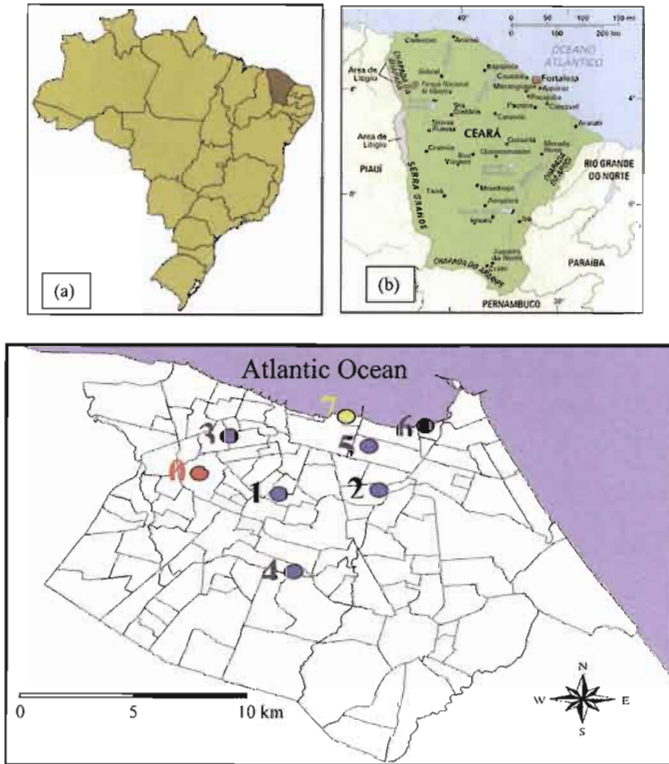
Com o intuito de entender melhor tais relações, foi desenvolvido um modelo preditivo do risco de epidemias de dengue, integrando os parâmetros mais sensíveis na definição do risco de transmissão. Tais parâmetros foram descritos a respeito da transmissão da malária por anophelíneos e foram integrados numa expressão da taxa de reprodução da doença ou " $R_0$ " (Favier et al., 2006). No início de uma epidemia (número crescendo de

novos casos)  $R_0 > 1$ ; numa situação endêmica (o número de novos casos compensa o número de mortos ou imunizados),  $R_0 = 1$ ; e após o pique da epidemias (até a doença desaparecer),  $R_0 < 1$ . Por outro lado e na maioria do Brasil, as epidemias de dengue mostram uma sazonalidade nítida (Marzochi, 1994).

O presente trabalho teve como objetivo de estudar alguns aspectos do clima relacionados a transmissão da dengue no Nordeste, buscando adaptar regionalmente o modelo de risco. Entre os parametros biológicos mais importante é a taxa de mortalidade dos vetores, influenciada pela temperatura e hygrometria, pelo menos nos modelos existentes (Kuno, 1995). A mortalidade dos mosquitos é classicamente representada por uma função exponencial constante (Styer et al., 2007). Nos temos então verificado qual a influência da temperatura e hygrometria sobre a mortalidade do vetor *Aedes aegypti* em condições quase naturais na cidade de Fortaleza, CE.

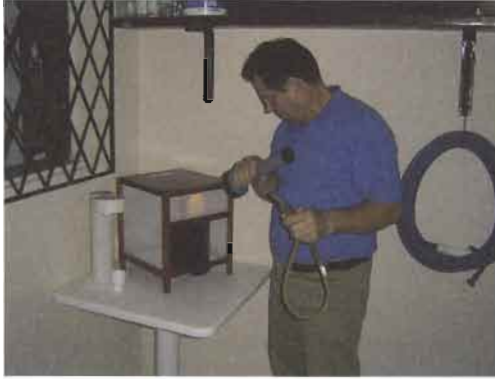
## MATERIAS E MÉTODOS

Ao longo de 12 experimentos, realizados em várias estações durante 3 anos, gaiolas com mosquitos foram expostas em condições naturais, dentro de casas em diversos bairros da cidade (Fig. 1). A mortalidade foi avaliada pelos números de mosquitos mortos a cada dia, os mesmos sendo alimentados de sangue no primeiro dia após sua eclosão e mantidos com solução de glicose. A umidade relativa (UR) e a temperatura foram registradas a cada 10 min. As variáveis tomadas em conta na análise estatística foram: estação climática (2), ano (3), local (5), média, minimum, maximum e desvio padrão diárias das temperaturas, UR e déficit de vapor, idade no momento da morte (em dias). Essas observações foram registradas para 1562 indivíduos. Uma base de dados foi construída, cruzando esses indivíduos com os dias das suas vidas, obtendo assim 31453 dias x indivíduos, e codificando a variável dependente, ou cada mosquito, como vivo (1) ou morto (0). Modelagens logística e

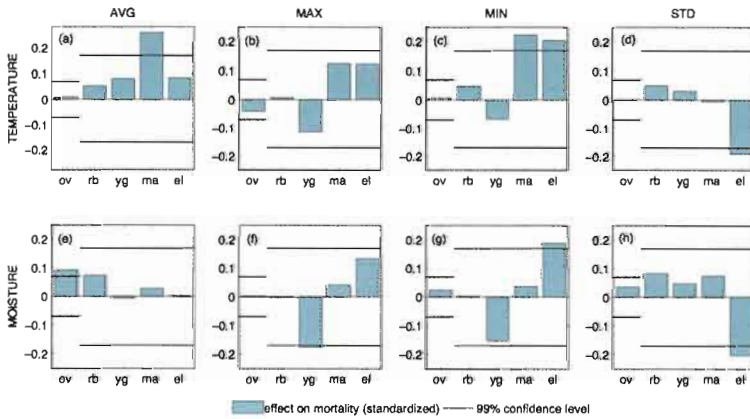


**Figura 1** – (a) Mapa do Brasil, (b) mapa do Estado do Ceará, (c) mapa de Fortaleza, com os locais dos experimentos: (0) UFC, (1) Montese, (2) Serrinha, (3) São Gerardo, (4) Pie XII, (5) Aldeota, (6) Mucuripe, (7) Iracema (SESACE).

linear foram realizadas para as relações entre morte e fatores climáticos e estimação de uma função de azar, respectivamente. As durações médias da vida (oriundas da base de dados) foram comparadas de acordo com fatores do meio ambiente (locais e estações/anos), utilizando o teste de Kruskal-Wallis (Siegel, 1956). Também, valores dos parâmetros e probabilidades associadas (p-values) foram estimadas na modelagem logística das mortes em função dos fatores climáticos (Lawless, 2003). A função de mortalidade (azar) foi modelisada linearmente.



**Figura 2** – Ambiente num local de experimentação (Montese); ver a localização na Fig. 1c.

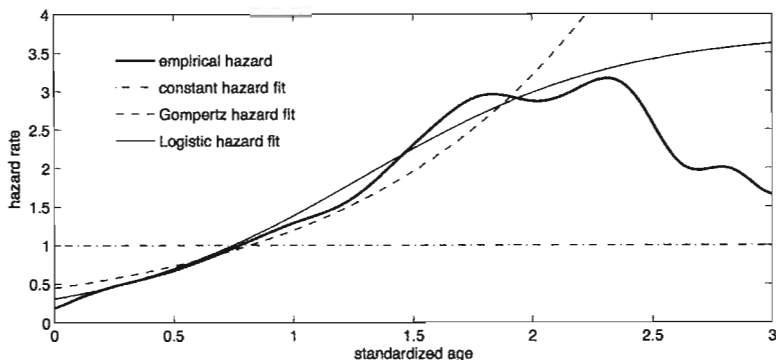


**Figura 3** – Histogramas mostram os parâmetros da regressão logística da média, do máximo, mínimo e desvio padrão da temperatura (a, b, c, d) e umidade relativa (e, f, g, h), utilizados como preditores da morte no mesmo dia; o eixo horizontal mostra as amostras de mosquitos fêmeas consideradas: total (ov), recém eclodidos (rb), jovens (yg), de idade média (ma), e velhos (el); a regressão foi realizada sobre variáveis padronizadas, cujos parâmetros são sem dimensão e comparáveis; as linhas horizontais indicam quando parâmetros são diferentes de zero com probabilidade  $p < 0.01$ ; 8 entre os 40 parâmetros são então significativamente diferentes de zero.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os principais resultados foram os seguintes: (a) a sobrevivência dos mosquitos é superior de 20 % durante a estação chuvosa, e tal efeito ficou diferente segundo os anos; (b) o local tem também sua influência, com duração da vida variando de - 12% a + 38% com relação a média; (c) apenas 11 em 60 variáveis climáticas, incluindo lags, tem uma influência significativa ao 0,01 nível; (d) as influências climáticas tem interações com a idade, por exemplo a UR elevada favorece os mosquitos jovens e é prejudicial aos velhos; (e) o estudo da função de azar mostrou um aumento linear durante 2,5 vezes o tempo médio de vida ou 95% dos indivíduos e um plato no final da distribuição (Fig. 2). Na Figura 3, estão visualizadas relações significativas (nível de probabilidade: 99%) entre mortalidade dos vetores em várias faixas etárias e oito variáveis climáticas. As temperaturas média e mínima influenciam respectivamente a mortalidade dos mosquitos “adultos” de maneira positiva e a temperatura mínima influencia também positivamente a mortalidade dos mosquitos mais velhos. No contrário, a mortalidade desses mosquitos “velhos” aumenta quando o desvio padrão das temperaturas diárias abaixa-se. No que concerne a umidade relativa, a média tem mostrado influência positiva sobre a mortalidade média. A UR máxima influencia negativamente os mosquitos “jovens”, enquanto as UR mínima e desvio padrão tem mesma influência sobre mosquitos “velhos” do que as temperaturas. Assim, a mortalidade dos *Aedes aegypti* não é constante como era suposto até então e nossos resultados confirmam resultados de estudos recentes (Styer et al., 2007). Além de fatores genéticos, essa mortalidade também é influenciada pelo microclima proprio em cada local. Vale ressaltar que esses experimentos eliminaram outras causas de mortalidade tais como predadores ou acidentes, e permitiram assim avaliar uma duração máxima de vida dos vetores em várias estações. Devido a complexidade das relações entre mortalidade, fatores climáticos e ecológicos, estudos complementares no campo e com modelos matemáticos serão necessários para avaliar o real impacto das variações de mortalidade na transmissão da dengue.





**Figura 4** – A curva em negrito representa a função de azar empírica, baseada no total da amostra ( $n \sim 1,500$ ); curvas finas mostram os melhores ajustes das funções de mortalidade constante, de Gompertz e do modelo logístico.

## AGRADECIMENTOS.

Esse trabalho fez parte do Projeto de cooperação científico franco-brasileiro IRD-CNPq CATIN “Clima do Atlantico Tropical e Impactos sobre o Nordeste” (Processo CNPq 492690/2004-9) e beneficiou também da ajuda financeira as pesquisas da UR 182 (LOCEAN) do IRD.

## REFERÊNCIAS

- Degallier, N., Travassos da Rosa, A.P.A., Vasconcelos, P.F.d.C., Figueiredo, L.T.M., Travassos da Rosa, J.F.S., Rodrigues, S.G., & Travassos da Rosa, E.S. (1996) La dengue et ses vecteurs au Brésil. *Bull. Soc. Path. ex.*, 89, 128-136.
- Favier, C., Degallier, N., Dubois, M.A., Boulanger, J.-P., Menkes, C.E., & Torres, L. (2005) Dengue epidemic modeling: stakes and pitfalls. *Asia Pacific Biotech News*, 9, 1191-1194.
- Favier, C., Degallier, N., Lima, J.R.C., Rosa-Freitas, M.G., Luitgards-Moura, J.F., Mondet, B., Oliveira, C., Weimann, E.T.d.S., & Tsouris, P. (2006) Early determination of the reproductive number for vector-borne diseases: the case of Dengue in Brazil. *Tropical Medicine & International Health*, 11, 332-340.

- Kuno, G. (1995) Review of the factors modulating dengue transmission. *Epidemiologic Reviews*, 17 (2), 321-335.
- Lawless, J.F. (2003) Statistical models and methods for lifetime data Wiley Interscience.
- Marzochi, K.B.F. (1994) Dengue in Brazil - Situation, transmission and control - A proposal for ecological control. *Memorias do Instituto Oswaldo Cruz*, 89, 235-245.
- Siegel, S. (1956) Nonparametric statistics: for the behavioral sciences, 0 edn. McGraw-Hill Kogakusha, Ltd., Tokyo.
- Styer, L.M., Carey, J.R., Wang, J.-L., & Scott, T.W. (2007) Mosquitoes do senesce: departure from the paradigm of constant mortality. *American Journal of tropical Medicine and Hygiene*, 76, 111-117.
- Tauil, P.L. (2002) Aspectos críticos do controle do dengue no Brasil. *Cadernos de Saúde pública*, 18, 867-871.

# Dengue, Muito além da Saúde

**Nélio Batista de Moraes**

*Médico Veterinário*

*Presidente da Associação Brasileira de Saúde Pública Veterinária*

## **INTRODUÇÃO**

No ano de 2008, o Programa de Controle de Dengue no Brasil, completou vinte e dois anos.

Durante este longo período, ainda continuamos a aprender, ainda bem mais do que ensinarmos, o correto e exato caminho, que fundamente situações estabilizadas para o controle definitivo deste arbovirose.

Diante de um cenário epidemiológico tropical e sub-topical, vários países que se incluem nesta faixa geográfica, sobretudo, aqueles considerados emergentes ou em desenvolvimento, observa todos os anos, a exposição de uma população estimada de 50 a 100 milhões de pessoas infectadas, das quais muitas são acometidas por mais de uma vez, desenvolvendo quadros de Dengue com complicação ou Febre Hemorrágica da Dengue, com algumas destas vitimas, pagando com sua própria vida.

## **MATERIAL**

Os dados gerados deste trabalho, foram extraídos dos relatórios da OPAS( Organização Pan Americana de Saúde ), do Programa Nacional de Controle da Dengue, da Secretaria de Saúde do Estado do Ceará.

## **RESULTADOS E DISCUSSÃO**

No Brasil, atualmente mais de 4.000 municípios, já estão infestados com a presença de *Aedes aegypti*, que continua a

avançar, inclusive em estados da região Sul do país, com exceção de Santa Catarina. Dados do Ministério da Saúde, apontam que mais de 68% dos casos, são registrados em Municípios com populações superiores a 50.000 habitantes, que em sua maioria, fazem parte do cinturão metropolitana das grandes cidades. As epidemias devastadoras ocorridas no período de 2005 a 2008, nas cidades de Fortaleza, Campo Grande e Rio e Janeiro, devem servir de exemplo final, de que é necessário atitudes bem mais amplas e comprometedoras entre Instituições públicas e sociedade.

O quadro epidemiológico do Brasil, até o ano 2008, demonstra com bastante preocupação, três aspectos de elevada relevância: um deles diz respeito a evolução cada vez mais significativa das formas graves da doença, o outro a mudança da faixa etária, atingindo cada vez mais as nossas crianças e por último o sistema de saúde que em vários municípios, demonstra a baixa capacidade de resolução em relação ao atendimento, triagem e manejo adequado dos pacientes, fato este, que solucionado, será decisivo para redução dos óbitos e da letalidade, convém ressaltar, que esta é a única ação relativa a dengue, que é de total responsabilidade do setor saúde.

O *Aedes aegypti*, principal vetor do Dengue, prolifera, sobretudo em água limpas e paradas, em depósitos como tambor, tanque, barris, latas, pneus e vasos de plantas, porém, o que permanentemente deve nos inquietar, é que 80 % destes criadouros encontram-se nos domicílios.

Apesar de 22 anos de experiências, só a partir do ano de 2002 com a criação do PNCD (Programa Nacional de Controle da Dengue), o Programa saiu da condição quase estrita de controle químico, para uma visão mais holística, direcionando outras ações estratégicas, como dentre elas: saneamento ambiental, efetivação do controle mecânico e biológico, mobilização como criação do Comitê em cada Município e de um componente de legislação que implica numa atuação do Ministério Público.

A partir do ano 2.000, com uma década de atraso, ocorreu a descentralização das endemias transmissíveis por vetores do nível Federal para o estadual e o Municipal, o problema e o conhecimento, teve que ser socializado, passando a partir daí, para a Gestão Municipal o comando das ações nas mais variadas linhas e ao estado a Coordenação do Programa nas Unidades Federadas, além da Central de UBV(Ultra Baixo Volume) e a sua operacionalização. Para dar suporte a esta ação, foram descentralizados recursos fundo a fundo, que a maioria dos Municípios se queixa de ser insuficiente para bancar as despesas e que mal da para custear os vencimentos dos Agentes de Controle de Endemias, que na maioria dos municípios, ainda, possuem contrato precário de trabalho. Porém o que se investe com a Dengue no país, são cifras superiores a um bilhão de reais/ano e cada vez mais, se questiona o custo efetividade destas ações.

Porém mesmo diante deste quadro, alguns municípios no Brasil inclusive algumas capitais tem alcançado resultados razoáveis, sobretudo aqueles municípios que buscam e realizam ações inovadoras e sustentáveis. Estas cidades, têm permitido manter a situação sobre determinado controle, impedindo ao longo de vários anos seguidos, a ocorrência de verdadeiros flagelos epidêmicos.

Destacamos as capitais como Belo Horizonte e Recife, que vem priorizando nos últimos nove e sete anos respectivamente, ações de vigilância entomológica como instalação de armadilhas para monitoramento, identificação de focos e eliminação de ovos, investimentos na vigilância ambiental entre outros. Esta situação epidemiológica, tem possibilitado a estas capitais, não necessitar da utilização do controle químico pesado(carro fumacê) por mais de oito anos em Belo Horizonte e 06 anos no Recife.

Como cidade de menor porte, entre alguns poucos exemplos no país, destacamos a cidade de Pedra Branca no Ceará, que no ano 2002, teve seu trabalho no Controle da Dengue reconhecido e premiado pela EXPOEPI do Ministério da Saúde. Até 2008,

independente das alternâncias políticas na sua administração, o trabalho e os resultados se mantêm, seguem sem solução de continuidade, por mais de seis anos, com um destacável nível de controle entomológico e conseqüentemente epidemiológico, sendo um exemplo para municípios com população em torno de cinqüenta mil habitantes.

Em varias cidades do Ceará e de outros estados, já se realiza com algum sucesso, a utilização de peixes larvófagos em alguns tipos de depósitos, substituindo os larvicidas e apresentando resultados mais favoráveis do que estes.

As Instituições de pesquisa como Universidades e outras, vem buscando alternativas como forma de encontrar soluções para esta complexa situação. No Ceará, pesquisas, focadas na vacina, diagnóstico e a utilização de princípios ativos de plantas para controle do vetor, tem sido desenvolvidos, com resultados preliminares satisfatórios.

Em relação ao componente de Mobilização, é necessário se avançar de forma muito audaciosa em relação ao que assistimos atualmente, os municípios em sua maioria possuem Comitês implantados, porém, não funcionam, ou seja, temos uma anatomia e não temos uma fisiologia. Porém temos no país, alguns exemplos isolados em vários municípios, que merecem destaques; dentre estes citamos; o Projeto inédito que foi lançado no Ceará em 2005, aproveitando um projeto em desenvolvimento do Corpo de bombeiros, em que incluiu 40.000 idosos, nas ações do controle da Dengue, com isto, os respectivos programas, passam a ter, um reforço bastante estratégico, visto que, cada idoso assume a responsabilidade por 10 imóveis, situados em torno de sua residência, além do importante resgate de sua auto-estima.

Outro ponto que deve ser valorizado é a integração da Atenção Básica com a Vigilância e conseqüentemente a participação das equipes de Saúde da Família, com os Agentes de Controle de Endemias, numa territorialização, que permitirá otimizar bastante as ações de controle.

## **CONCLUSÃO**

As diretrizes do Programa de controle, mesmo diante de toda a complexidade que esta posta, são imprescindíveis de serem implantadas e implementadas em nosso nível municipal, porém a cada realidade local, num país de imensas diversificações como o Brasil, requer sempre, adequações ao modelo, e sobretudo a ousadia de inovar, agregando novos e sustentáveis valores de implementação ao Programa.

Porém o fato mais importante é que temos que ter em mente é que a Dengue é uma doença, sobretudo ambiental e educacional, portanto as medidas de controle, só lograrão êxito com a participação efetiva da sociedade em conjunto com a decisão política, envolvendo setores que vão muito além da Saúde.

Diante deste quadro e de todos os investimentos ao longo de mais de duas décadas, o cenário aponta claramente que o sistema de saúde, sozinho, não terá a capacidade resolutive que tanto almejamos, como também, os setores responsáveis pela infra-estrutura, urbanismo, meio-ambiente assistência social e educação, comprometam-se, em sair da posição de atores coadjuvantes em caráter pontual e passem a figurar definitivamente no centro deste palco.

## **AGRADECIMENTOS**

Esse trabalho fez parte do Projeto de cooperação científico franco-brasileiro IRD-CNPq CATIN (Clima do Atlântico Tropical e Impactos sobre o Nordeste) (processo CNPq 492690/2004-9).

# Aspectos Epidemiológicos do Dengue no Ceará, 1986 a 2008

**Luciano Pamplona de Góes Cavalcanti<sup>1,2</sup>, Carlos Henrique Morais de Alencar<sup>(3)</sup>, Dina Cortez Lima Feitosa Vilar<sup>1</sup> e Manoel Dias da Fonseca Neto<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Secretaria da Saúde do Estado do Ceará.*

<sup>2</sup>*Programa de Pós-graduação em ciências médicas da Universidade Federal do Ceará.*

<sup>3</sup>*Departamento de Saúde Comunitária da Universidade Federal do Ceará.*

*Endereço para correspondência: Luciano Pamplona de Góes Cavalcanti. Av.: Almirante Barroso, 600. Praia de Iracema, Fortaleza, Ceará. CEP: 60.060-440.*

*e-mail: pamplona.luciano@gmail.com*

## INTRODUÇÃO

Dengue é a enfermidade viral transmitida por artrópode mais importante no mundo e se apresenta como importante problema de saúde pública nas regiões tropicais (Gubler, 1998; WHO, 2008). Causa de 50 a 100 milhões de casos clássicos e 250 a 500 mil casos de dengue hemorrágico anualmente, com elevados custos diretos e indiretos para os serviços de saúde (Suaya, 2009). Seu agente é um retrovírus com propriedades antigênicas diferentes caracterizando 4 sorotipos denominados vírus DENV-1, DENV-2, DENV-3 e DENV-4. Pertencem à família *Flaviviridae* e ao gênero *Flavivirus* (Sabin, 1945; Hammon, 1960).

Existem referências de epidemias no Brasil em 1916, em São Paulo, e em 1923, em Niterói, porém sem confirmação laboratorial (Brasil, 2002). O primeiro achado laboratorial de positividade para dengue foi em 1981, na cidade de Boa Vista - RR, em pacientes com quadro clínico sugestivo de rubéola (Osanaí, 1983). Esse foi o primeiro registro de uma epidemia



documentada com a circulação dos sorotipos DENV1 e DENV4. Naquele momento foi alertado para o risco de epidemias de dengue no Brasil em regiões com elevadas infestações por *Ae. aegypti* (Osanai, 1984).

Após o episódio de Roraima em 1981/82 o país viveu um período de silêncio epidemiológico.

A partir de 1986 o dengue ganhou destaque como problema de saúde pública no Brasil, com a introdução do sorotipo DENV-1 no estado do Rio de Janeiro, disseminando-se em seguida para outras unidades da Federação (Schatzmayr *et al.*, 1986; Figueiredo, 1996).

Até o ano de 2008 foram isolados três sorotipos (DENV-1, DENV-2 e DENV-3), cuja circulação simultânea possibilita o aumento no número de casos hemorrágicos (Siqueira, 2005). A circulação viral de mais de um sorotipo e altas densidades vetoriais foram responsáveis, nos últimos 20 anos, por mais de 4.540.000 casos (Brasil, MS/SVS, 2008). Principalmente em virtude da extraordinária capacidade de adaptação do seu vetor, o *Ae. aegypti*, ao ambiente intradomiciliar, o dengue se espalhou para todos os estados em poucos anos.

## DENGUE NO CEARÁ

O Ceará, localizado no nordeste brasileiro, encontra-se entre os Estados mais importantes quanto ao número de casos reportados de dengue e febre hemorrágica do dengue (Cunha, 1988).

Sua primeira epidemia ocorreu no período de 1986/87 onde foram confirmados mais de 26.000 casos (Oliveira, 1988). Inquérito soro-epidemiológico realizado em Fortaleza nesse mesmo período mostrou uma positividade de 44%, estimando-se em 660.000 casos, sendo 22 vezes superior ao notificado pelas autoridades sanitárias à época (Vasconcelos, 1998).

Ainda em 1986 foi confirmada a transmissão de casos de dengue em 35 municípios e em 2008, 174 (94,6%) municípios

do Estado apresentaram casos confirmados. A Tabela 1 apresenta a distribuição do número de municípios infestados e dos casos de dengue a partir de 1986.

**Tabela 1** – Aspectos entomo-epidemiológicos do dengue no Ceará, 1986 a 2008.

Ano	Nº de Municípios			Dengue Clássico	Dengue Hemorrágica			Incidência por 100.000 hab	Vírus Circulante
	Infestados	Com transmissão de dengue	Com casos de FHD	Nº de casos	Nº de casos	Nº de Óbitos	Letalidade (%)		
1986	65	35	-	4.419	-	-	-	75,61	Den v1
1987	51	51	-	22.518	-	-	-	378,93	Denv 1
1988	68	6	-	385	-	-	-	6,37	Denv 1
1989	34	13	-	4.126	-	-	-	67,15	Denv 1
1990	32	34	-	15.725	-	-	-	231,75	Denv 1
1991	85	23	-	6.709	-	-	-	105,44	Denv 1
1992	44	3	-	165	-	-	-	12,56	Denv 1
1993	76	1	-	8	-	-	-	0,12	Denv 1
1994	112	108	3	47.789	25	12	48,0	732,31	Denv 1 + 2
1995	104	13	-	66	-	-	-	0,96	Denv 1 + 2
1996	108	23	-	789	-	-	-	11,39	Denv 1 + 2
1997	100	33	-	1.264	-	-	-	18,40	Denv 1 + 2
1998	98	49	1	3.581	4	-	-	51,00	Denv 1 + 2
1999	143	90	1	9.757	3	-	-	138,95	Denv 1 + 2
2000	134	97	2	13.645	4	3	75,0	189,50	Denv 1 + 2
2001	169	132	15	34.390	78	8	10,2	455,64	Denv 1 + 2
2002	171	161	14	16.465	71	9	12,6	218,15	Denv 1+2 + 3
2003	171	165	37	23.796	291	20	6,8	306,70	Denv 1 + 3
2004	174	91	5	3.094	14	1	7,1	39,53	Denv 3
2005	166	162	30	22.817	199	24	12,0	234,41	Denv 2 + 3
2006	166	146	29	25.569	172	15	8,7	305,07	Denv 1+2 + 3
2007	178	167	35	25.026	300	12	4,0	304,56	Denv 2 + 3
2008	174	167	43	44.508	443	18	4,0	533,93	Denv 2 + 3

Com o passar dos anos e co-circulação de vários sorotipos aumenta o risco de surgimento de casos graves em crianças, fato esse referenciado em outros países e começando a ser relatado

no Brasil (Hammon, 1960; Siqueira, 2005). Trabalho preliminar realizado em 2003 no Ceará sugeriu uma redução de faixa etária dos pacientes com dengue hemorrágico (Pamplona, 2005). No ano de 1998 a incidência de dengue na população infantil (< 9 anos) foi de 10,8/100.000 habitantes, sendo a menor entre as faixas etárias estudadas. Já em 2008 essa incidência em crianças passou para 599,4/100.000 habitantes. A proporção de casos clássicos passou de 0,23 em 2001 para 0,99 no ano de 2008, chegando a 1,22 na epidemia ocorrida no ano de 2003.

### **Infestação por *Aedes aegypti***

Nos anos de 1851/52 foi registrada uma epidemia de febre amarela urbana no município de Fortaleza, atingindo 28.490 das 41.400 pessoas que residiam naquela época (Franco, 1976). Neste período 919 pessoas faleceram da doença que ainda não se sabia ser transmitida pela picada da fêmea do *Ae. aegypti* (Franco, 1976). Após a campanha de erradicação do *Ae. aegypti* no Brasil o Ceará teve seu último foco registrado em outubro de 1950, entretanto só no ano de 1958 foi reconhecida sua erradicação do território brasileiro. Deste período até o ano de 1984 não existem relatos oficiais da presença do vetor no município de Fortaleza. Neste período as ações de controle se restringiam ao monitoramento entomológico através do uso de armadilhas (ovitrampas e larvitrapas) instaladas em locais estratégicos; como os portos, aeroportos e rodovias. Em agosto de 1984 foi identificado a presença de larvas de *Ae. aegypti* em dois imóveis no centro de Fortaleza. Os imóveis se localizavam nas proximidades do maior mercado de abastecimento de cereais que havia na época. Posteriormente, com as ações de bloqueio realizadas, identificou-se outros pontos de infestação, não sendo possível determinar com clareza o local de introdução (Franco, 1976; Neto, 2001). Nos meses de janeiro a março de 1986 foi realizado pela SUCAN o primeiro levantamento de índice de infestação para avaliar a

situação da época. Foram inspecionados cerca de 47% dos bairros existentes onde foi possível identificar uma infestação por *Ae. aegypti* média de 28,84%, variando de 0% a 76,93%. A partir deste momento começaram a ser desenvolvidas as ações de controle pela SUCAN, e posteriormente Fundação Nacional de Saúde, até o ano de 2000. Neste período os índices de infestação se mantiveram relativamente baixos, com um pico no ano de 1993. No ano de 1999 iniciou-se o processo de descentralização das endemias e esta transição fez com que houvesse certa desestruturação do serviço de controle do *Ae. aegypti* de forma que os índices de infestação na capital subiram rapidamente chegando a mais de 9% no ano de 2000. Já no ano de 2001, após uma melhor organização das ações de controle os índices de infestação começaram a voltar a patamares menos elevados.

Durante todo este período de 22 anos houve uma grande oscilação entre o número de ciclos de levantamento de índices realizados e conseqüentemente uma grande variação na média de infestação de cada ano (Fig. 1). Trabalho realizado por Pamplona & Alencar (dados ainda não publicados) mostra que em anos epidêmicos houve correlação positiva entre pluviometria e índice de infestação predial, entretanto quando foram somados os valores referentes aos anos de 2000 a 2008 a correlação não foi sustentada (Fig. 2).

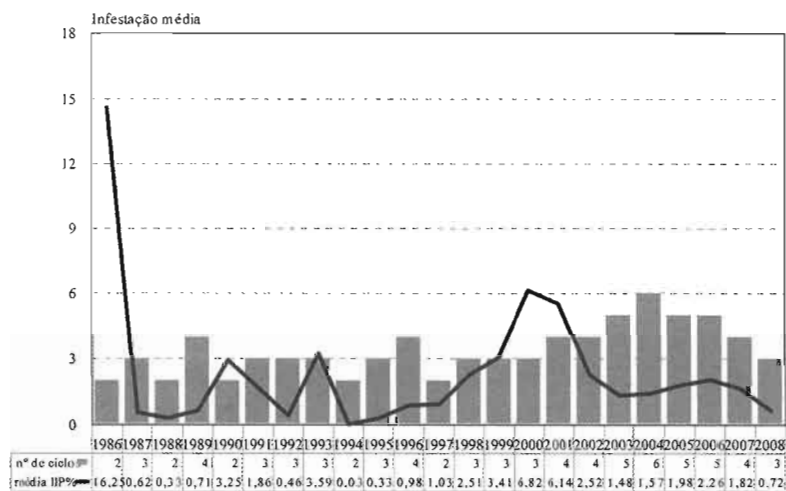
### **Controle do *Aedes aegypti***

Até o momento, o único elo vulnerável da cadeia de transmissão do dengue é o *Ae. aegypti*, portanto todas as formas de combate à doença estão direcionadas ao controle do vetor (Tauil, 2002). Entretanto o intrínseco relacionamento dos problemas de gerenciamento de programas, interrupções, limitações operacionais e técnico-científicas inviabiliza a erradicação e dificulta as ações de controle.

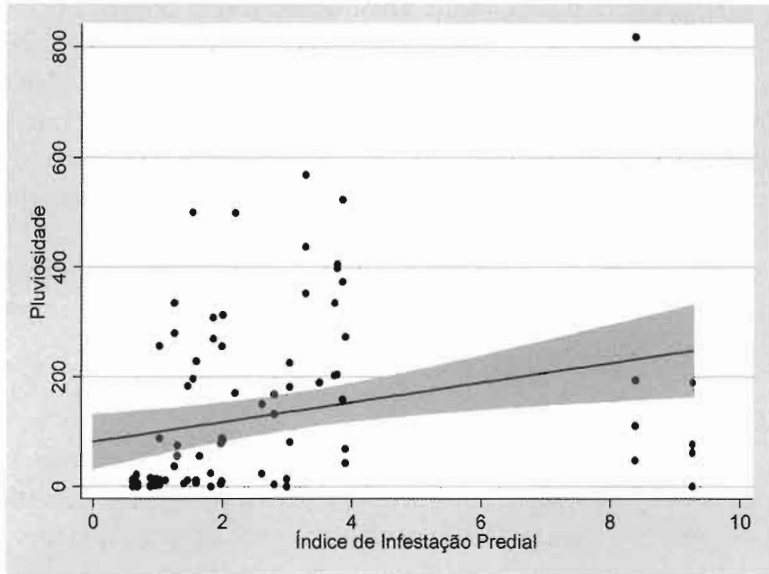
As tecnologias utilizadas na primeira metade do século XX foram relativamente simples como a redução de criadouros, uso

de peixes larvófagos, óleo queimado e alguns larvicidas sintéticos a base de plantas (Mulla, 1994). Durante a segunda metade deste século várias classes de inseticidas orgânicos sintéticos foram desenvolvidas e piretróides sintéticos. Entretanto, após as primeiras descobertas acerca de possíveis cepas resistentes este paradigma do controle unicamente baseado em inseticidas vem sendo abandonado.

Segundo Service (1995) existem variados motivos para se incentivar o desenvolvimento de alternativas de controle, entretanto não existe a curto prazo métodos que possam substituir de uma forma definitiva a utilização dos inseticidas químicos (Service, 1995).



**Figura 1** – Infestação anual média por *Ae. aegypti* e número de ciclos de visitas domiciliares realizadas em Fortaleza, 1986 a 2008.



**Figura 2** – Correlação entre infestação predial pelo *Ae. Aegypti* e pluviometria em Fortaleza, 2000 a 2008.

Agentes químicos têm sido utilizados para o controle do *Ae.* desde a virada do século (Who, 1991). Quando as propriedades inseticidas do DDT (dicloro-difeniltricloroetano) foram descobertas nos anos quarenta, o seu uso tornou-se rapidamente o principal método empregado nas campanhas mundiais de erradicação do *Ae.* (Who, 1991). Segundo alguns relatos da época a eficiência deste inseticida levou a um otimismo exagerado. Acreditava-se que as doenças transmitidas por insetos, particularmente por mosquitos, poderiam ser erradicadas em poucos anos (Ops, 1995; Chavarría, 2000).

A tendência atual é restringir o uso de agentes químicos no controle do *Ae. aegypti* em depósitos de água que não podem ser eliminados ou não podem ser manejados (Paho, 1989). A perspectiva de uma longa convivência com o *Ae. aegypti* nos leva a racionalização do emprego de inseticidas.

Nessa perspectiva vários organismos foram testados como potenciais para uso em programas de controle de vetores (Rajagopalan, 1981). Dentre os agentes de controle biológico em utilização em todo o mundo, os bacilos entomopatogênicos apresentam especial importância (Oms, 1988). Segundo Gerberich, mais de 250 espécies de peixes já foram testados como alternativa de controle de insetos no mundo (Gerberich, 1985). Esta alternativa é bastante difundida no mundo e algumas espécies vem sendo utilizadas em reservatórios de grande volume no nordeste brasileiro (Pamplona, 2004; Pamplona, 2007).

## **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Mesmo considerando as lacunas de conhecimento já disponíveis para predizer sob firmes bases científicas a possibilidade de ocorrência de epidemias de dengue e principalmente epidemias de dengue hemorrágico, a atual situação entomo-epidemiológica e os fatores que determinam a reemergência dessa infecção são difíceis de serem eliminadas. Destaca-se a possibilidade de agravamento das epidemias de dengue hemorrágico em virtude da redução da faixa etária predominante, o que pode contribuir para o aumento da letalidade. Além disso, destaca-se ainda o risco de reurbanização da febre amarela no Brasil.

O desafio atual parece ser o de encontrar instrumentos ou tecnologias que possam transferir a “responsabilidade” pela prevenção e pelo controle do dengue à comunidade, assim como, desenvolver sua capacidade e motivação para efetuar tais ações. Para isso é necessário fazê-la entender que a luta contra o dengue e seus vetores não deve ser descontinuada, pois significará o retorno à condições anteriores.

## **AGRADECIMENTOS**

Aos técnicos do Núcleo de Vigilância Epidemiológica da SESA. Esse trabalho fez parte do Projeto de cooperação científico franco-brasileiro IRD-CNPq CATIN (Clima do Atlântico

Tropical e Impactos sobre o Nordeste) (processo CNPq 492690/2004-9).

## REFERÊNCIAS

- Brasil. Ministério da Saúde. Guia de vigilância epidemiológica. 5. ed. Brasília: FUNASA, 2002. 842 p. 189 – 218.
- Brasil. Ministério da Saúde. Secretaria de Vigilância em Saúde. Boletim, Situação Epidemiológica do Dengue 2008. Acessado em 3 de agosto de 2008 em <http://portal.saude.gov.br/portal/arquivos/pdf>.
- Chavarria FH, Carcia JD. Ae., Dengue y la posibilidad de un enfoque diferente de lucha. *Rev. Costarricense de Salud Publica*. V.9, n. 16, Jul. 2000.
- Cunha RV, et al. Retrospective study on dengue in Fortaleza, state of Ceará, Brazil. *Mem. Inst. Oswaldo Cruz*, Rio de Janeiro, 93(2): 155-159, mar-abri, 1988.
- Figueiredo LTM. Dengue in Brazil I: History, epidemiology and research. *Virus Review and Research*. 1: 9-16, 1996.
- Franco O. A história da febre amarela no Brasil. Rio de Janeiro, Ministério da Saúde, 1976.
- Gerberich, JB; Laird, M. Larvivorous fish in the biocontrol of mosquitoes with a select bibliogrfy of recent leterature. In: Integrated mosquito control methodologies. Vol II. Academic Press, London, 1985.
- Hammon WMCD, Rudnick A, Satherr G E. Viruses associated with epidemic hemorrhagic fever of the Philippines and Thailand. *Science*. 31:1102-3, 1960.
- Mulla, MS. Mosquito control then, now, and in the future. *Journal American Mosquito Control Association*. 10(4): 574-584, 1994.
- Neto L. O poder e a peste: a vida de Rodolfo Teófilo. 2ª edição, editora Demócrito Rocha, 226p, 2001.
- Oliveira et al. Dengue no Brasil. Congresso Internacional de Medicina Tropical. Havana, Cuba, 203pp, mime, 1988.



- Osanai CH, Travassos da Rosa APA, Tang, AT. Surto de dengue em Boa Vista em Roraima. *Revista do Instituto de Medicina Tropical de São Paul.* 25: 53-54, 1983.
- Osanai CH. Dengue outbreak in Boa Vista, Roraima, Brazil, 1981-1982. Escola Nacional de Saúde Pública. [Dissertação de mestrado], 127p, 1984.
- PAHO. Organización Panamericana de la Salud. Dengue y dengue hemorrágico en las Américas: guías para su prevención y control. Washington, D.C.: OPS, 110p. 1995.
- Pamplona, LGC; Oliveira-Lima, JW; Cunha, JCL; Santana, EWP. Avaliação do Impacto na Infestação por *Ae. aegypti* em tanques de cimento no município de Canindé, Ceará, Brasil, após a utilização do peixe *Betta splendens* como alternativa de controle biológico. *Rev Soc Bras Med Trop.* 37(5): 400-404, set-out, 2004.
- Pamplona, LGC.; Holanda, SGS.; Vilar, DCLF et al. Mudança no perfil dos pacientes com febre hemorrágica do dengue no Ceará, de 2001 a 2003. In: Congresso da Sociedade Brasileira de medicina tropical, 2005.
- Pamplona, LGC. Potencial de cinco espécies de peixe como método de controle biológico de larvas de *Ae. aegypti*, em condições de laboratório, no Ceará. Dissertação de Mestrado pela Universidade Federal do Ceará. 117f: il. 2007.
- Rajagopalan, PK. Prospects for biological control of mosquitoes. *Indian Journal Med Res.* 73 (Suppl), p. 163-173, 1981.
- Sabin AB, Schelinger RW. Production of immunity to dengue with vírus modified by propagation in mice. *Science.* 101: 640-42, 1945.
- Schatzmayr HG, Nogueira, RMR, Travassos Da Rosa APA. An outbreak of dengue virus at Rio de Janeiro-1986. *Memórias do Instituto Oswaldo Cruz,* 81: 245-246, 1986.
- Service MW. Can we control mosquitoes without pesticides? A summay. *Journal of the American Mosquito Control Association.* 11(2): 290-293, 1995.

- Siqueira Jr JB et al. Dengue and dengue hemorrhagic fever, Brazil. 1981 - -2002. *Emerging Infectious Diseases*.2005.
- Suaya JA, Shepard DS, Siqueira JB et al. Costs of dengue cases in eight countries in the Americas and Asia: a prospective study. *Am J Trop Med Hyg.* 80(5): 846-855, 2009.
- Tauil PL. Aspectos críticos do controle da dengue. *Cad. Saúde Pública.* 2002; 18(3):867-871.
- Vasconcelos, A.W. et al. Dengue in Ceará, Brazil 1985 - 1989. Impact and prospects. *Arbovirus Research in Austrália - Proceedings fifth Symposium*, ago-set, 1989.
- WHO. World Health Organization., Fact Sheet No 117, revised April 2002 , Dengue and Dengue Hemorrhagic Fever. Disponível na internet via [www.who.int/csr/disease/en/who](http://www.who.int/csr/disease/en/who), 2008.

# Morbidades em Função de Variáveis Meteorológicas em Campina Grande – PB

**Roberto Alan Ferreira Araújo<sup>1</sup>, Manoel Francisco Gomes Filho<sup>2</sup> e Renilson Targino Dantas<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Doutorando Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas,

<sup>2</sup>Professor Dr. UACA;

<sup>3</sup> Professor Dr. UACA

## RESUMO

As mudanças que ocorrem com as variáveis meteorológicas sobre uma região são vistas como um fator preocupante pelos estudiosos em climatologia. De fato é observado que tais mudanças não influenciam somente o micro clima dessas regiões podendo ocasionar uma variação considerável no que diz respeito às doenças relacionadas com tais variações. As morbidades que se aproveitam de determinadas situações climatológicas, têm se tornado um problema que, a cada dia aumenta, sendo os maiores atingidos por essas enfermidades as crianças e os idosos, os quais estão mais propícios a tais morbidades por motivos vários, que evidenciam uma menor defesa imunológica. Este trabalho, utilizando-se de dados meteorológicos coletados na estação climatológica principal do INMET localizada na EMBRAPA Algodão em Campina Grande (07°13' Sul, 35°53' Oeste) Altitude de 543 m e de informações sobre morbidades fornecidas pelo Programa Saúde da Família (PSF) da Prefeitura Municipal de Campina Grande, apresenta um estudo de correlações que envolvem essas variáveis. Utilizando-se Análise de Componentes Principais (ACP), foram encontradas relações que aponta para possíveis correlações entre as variáveis dependentes e independentes, evidenciando a influencia do clima sobre as morbidades estudadas.

**Palavras-chave:** ACP, micro clima, morbidades, IRA

## ABSTRACT

The changes which occur in the meteorological variables over a region are seen as an important factor by the meteorological experts. In fact it is observed that these changes influence not only the microclimate of these regions but they can cause a considerable variation in respect to related diseases. These diseases, who occur due to these meteorological variations, are increasing day by day, and the people which are more influenced by the morbidity mainly the old and young ones that have less immunity. This work use meteorological data collected at the station from "INMET" located in the "EMBRAPA Algodão" in the City of Campina Grande - 07°13' S; 35°53' W; 543 meters high - and information about disease from the health department of the city called by PSF to build correlations with the variables. Using Principal Components Analysis - PCA it was found some relations that pointed out through possible correlations with the dependent and independent variables which shows evidences that the climate influences the studied diseases.

**Key words:** PCA, microclimates, morbidity.

## INTRODUÇÃO

A Biometeorologia é o estudo das relações entre a Biosfera e o ambiente atmosférico, e há uma necessidade crescente no aumento de pesquisas relacionadas com o tema em si, principalmente pela grande importância que tais estudos têm em relação ao bem estar do homem.

As mudanças climáticas produzem efeitos diretos e indiretos na saúde humana, entretanto nunca se deu tanta atenção às pesquisas que envolvem os temas relacionados com a biometeorologia.

Sousa (2003) evidencia que é de grande relevância para a biometeorologia, estudar a relação do clima e saúde onde se faz uma interdisciplinaridade entre Ciência Atmosférica e a Biologia.

## OBJETIVOS

- Geral: Analisar possíveis correlações entre as morbidades e determinadas variáveis meteorológicas no período de 2000 a 2006 na cidade de Campina Grande, Paraíba.
- Específicos: a) Relacionar as variações meteorológicas com Infecção Respiratória Aguda; b) Incidência de Diarréia; c) Tuberculose; d) Hospitalização por Desidratação; e) Prever através de equações a ocorrência das morbidades em função das variáveis meteorológicas.

## REVISÃO BIBLIOGRAFICA

Como é crescente o interesse na investigação de variações sazonais na ocorrência de morbidades e na relação mortalidade – clima, em humanos por médicos e climatologistas. Outro sim, os pesquisadores da área, comprovam que as mudanças climáticas ocorridas nas últimas décadas, devido à influência do homem, têm contribuído para o aumento de tais morbidades e da mortalidade que envolve principalmente grande parte da população mais frágil, que no caso são as crianças e os idosos, também é válido mencionar os fatores sócios – econômicos que têm significância nas observações devido à incidência ser maior em pessoas que não têm um padrão de vida básico considerado pela Organização Mundial de Saúde OMS.

Observa-se através de pesquisas feitas sobre o fenômeno El-Nino que tem aumentado os interesses sobre os efeitos potenciais das extremas variações climáticas na saúde e na transmissão de doenças (Checkley et al. 2000).

Gomes Filho et al. (2000) observaram que mesmo com as limitações dos dados, parece existir uma influência das amplitudes térmicas, temperatura média e umidade relativa do ar sobre o número de internações por IRA (Infecção Respiratória Aguda), entre crianças de 0 a 4 anos sendo tal conclusão em caráter preliminar.

Quando causas específicas de mortalidade são estudadas,

levando em conta considerações climatológicas, é observado um aumento na mortalidade no Inverno e Verão envolvendo IRA e doenças cardiovasculares, especialmente em idosos, (Alberd e Dias, 1997).

Uma motivação para este tipo de pesquisa, está justamente no fenômeno de mudança climática global que está resultando no aumento da temperatura bem como na variabilidade dos padrões de tempo (Karl et al. 1995).

Rouquayrol (1994), afirmou que o clima é um aspecto do ambiente físico que tem até agora concentrado maior atenção para estudos epidemiológicos. Com isso, estudam-se os fatores climáticos, para que através deles possam ser verificados algumas relações existentes entre a variação das variáveis meteorológicas e as doenças.

Cavalcanti (2001) afirmou entender como as condições climáticas afetam a incidência de morbidades no homem, podendo levar uma melhor prevenção destas com a introdução de técnicas para o controle de diminuição de tais doenças, utilizando para isso a interdisciplinaridade entre a biologia e a climatologia, como um todo, visando buscar o bem estar do homem.

Vários estudos têm correlacionado mudanças rápidas da pressão atmosférica e de temperatura com a incidência de úlceras duodenais; a insuficiência da luz solar com a probabilidade do desenvolvimento de câncer de vários tipos, entre pessoas nascidas no inverno, pois a falta de luz suficiente evita a assimilação da vitamina D, necessária ao organismo para a sinterização de cálcio e fósforo, indispensável para o crescimento dos ossos (Hobbs, 1981; Rouquayrol, 1994; Cavalcanti, 2001).

## **DIARRÉIA E DESIDRATAÇÃO**

Mota et al. (2006) mostraram que a frequência de ocorrência das infecções por rotavírus pode ser relacionada às variações climáticas na região norte do Brasil. Então as informações das condições climáticas são, sem dúvida, de grande valia

para o estudo das infecções por rotavírus, permitindo assim a determinação do período de maior risco para as infecções, e uma melhor estratégia no combate aos rotavírus por parte dos médicos virologistas, através da aplicação de vacinas na população.

## **INFECÇÕES DO TRATO RESPIRATÓRIO**

Pan et al.,(1995), Em em seus estudos verificou que em relação à saúde, os efeitos vão desde o desconforto até a morte, passando pelo aumento da taxa de morbidade (doenças); aumento da procura do sistema de saúde (centros de saúde, hospitais, pronto socorros); aumento do absenteísmo ao trabalho; irritação dos olhos e das vias respiratórias; redução da capacidade pulmonar; diminuição da «performance» física; redução da atenção; dor de cabeça; alterações motoras; alterações enzimáticas; doenças do aparelho respiratório (asma, bronquite, enfisema, edema pulmonar, pneumoconioses); danos ao sistema nervoso central; efeitos teratogênicos; alterações genéticas e câncer e mais recentemente tem sido estudada sua associação com mortalidade intra-uterina. Os efeitos da poluição do ar são sentidos principalmente por crianças e idosos, (Pan et al. 1995).

Os mais importantes eventos climáticos de curta duração são as ondas de frio e de calor, que expõe os indivíduos a condições marginais, às quais eles não estão comumente adaptados ou as que excedem suas capacidades de regulação.

São particularmente vulneráveis ao calor, os indivíduos que sofrem de doenças cardiovasculares, cerebrovasculares, renais, e consumptivas, tais como infecções crônicas e câncer terminal.

O mesmo se aplica aos efeitos das ondas de frio. As capacidades fisiológicas do corpo humano para a adaptação ao frio são pobres comparadas, àquelas para a adaptação ao calor.

Fica claro no trabalho de Crawford et al. (2003), que os fatores meteorológicos podem agir direta ou indiretamente nos processos endógenos do corpo, aumentando assim o risco de ocorrência de problemas cardiovasculares ou cerebrovascular.

## CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS QUE INFLUEM NA SAÚDE HUMANA

Sales, (1978) verificou em seus estudos que os fenômenos que influenciam a dispersão dos poluentes do ar atuam na baixa troposfera, entre 0 e 2 km, são estes que podem causar danos imediatos à saúde humana

Segundo Cowell e Patz (1998), a variabilidade climática, por exemplo El-Niño Oscilação Sul (ENOS) e mudanças do clima a longo prazo desempenham um papel relevante, na modificação de ocorrências e transmissão de doenças infecciosas, através de múltiplos efeitos, diretos e indiretos em microorganismos patogênicos, vetores, reservatórios e hospedeiros.

Holland et al. (1979), verifica que a inversão térmica é um fator de relevância para tais estudos.

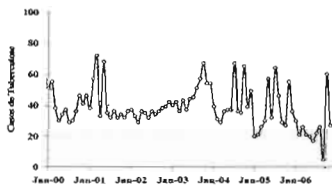


Figura 1. Incidência de Tuberculose na cidade de Campina Grande entre janeiro de 2000 e dezembro de 2006 (Fonte: PSF)

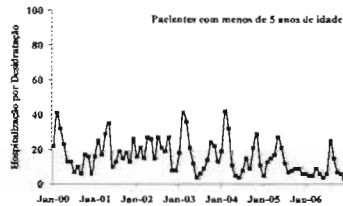


Figura 2. Hospitalização por desidratação em menores de 5 anos na cidade de Campina Grande entre janeiro de 2000 e dezembro de 2006 (Fonte: PSF)

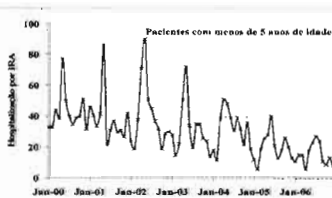


Figura 3. Hospitalização por IRA em menores de 5 anos de idade na cidade de Campina Grande entre janeiro de 2000 e dezembro de 2006 (Fonte: PSF)

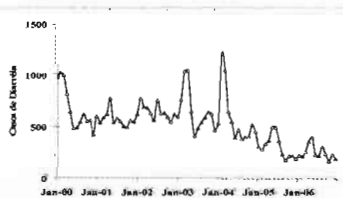


Figura 4. Incidência de Diarreia na cidade de Campina Grande entre janeiro de 2000 e dezembro de 2006 (Fonte: PSF)





Figura 5. Infecção Respiratória Aguda (IRA) na cidade de Campina Grande entre janeiro de 2000 e dezembro de 2006 (Fonte: PSF)



Figura 6. Incidência de Hipertensão na cidade de Campina Grande entre janeiro de 2000 e dezembro de 2006 (Fonte: PSF)

Com relação a circulação geral da atmosfera, ela interfere na dispersão de poluentes, uma vez que a movimentação das grandes massas de ar afeta a circulação local. O vento é uma grandeza vetorial e como tal apresenta três componentes ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ) sendo que a sua resultante determina a direção do vento em cada instante. A componente vertical do vento ( $z$ ) é responsável pela turbulência enquanto que as outras componentes determinam essencialmente o transporte e a diluição das plumas de poluição (Obasi, 1999; McMichael, 2000).

## METODOLOGIA

Foram utilizados os dados mensais das morbidades coletados no Programa Saúde da Família (PSF) do Governo Federal vinculado a Prefeitura Municipal de Campina Grande - PB.

Dados das seguintes morbidades foram coletados:

Análise de Componentes Principais - ACP

Análise de Regressão Linear Multivariada - ARLM

Suavização pelo uso das Médias Móveis

Henry et al. (1984) sugerem em método para a estimativa do número mínimo de amostras, baseado no cálculo do número de graus de liberdade do sistema para cada variável analisada: numa ACP com  $n$  casos e  $m$  variáveis, há  $nm$  dados, dos quais são extraídas  $m$  médias (das variáveis biológicas e meteorológicas), e correlações.

$n-1-\frac{(m+1)}{2}$  Com isso o número total de graus de liberdade por variável é:

$n > 30 + \left(\frac{m+3}{2}\right)$  Baseado nos trabalhos que estes autores fizeram, os mesmos sugerem que uma base de dados pode ser submetida à ACP quando apresenta um número mínimo de 30 graus de liberdade por variável, e se possível maior que 50. Com isso obtém-se (Henry, 1991):

$84 > 30 + \left(\frac{13+3}{2}\right) = 84 > 30 + 8 = 84 > 38$  Em particular neste trabalho analisaram-se 13 variáveis (m), em 84 amostras (n) no período de janeiro de 2000 a dezembro de 2006. Portanto, a condição de validade da ACP para este trabalho é dada por:

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

### Tuberculose

De acordo com a ACP foram obtidos 3 componentes tendo o teste de inércia evidenciado o seguinte resultado:

Desta maneira pode-se afirmar que as variáveis que melhor explicam a incidência de Tuberculose são as da 1ª CP, ou seja: Temperatura Máxima, Amplitude Térmica, Umidade Relativa, Precipitação Pluviométrica e Velocidade do Vento com suas respectivas relações de proporcionalidade.

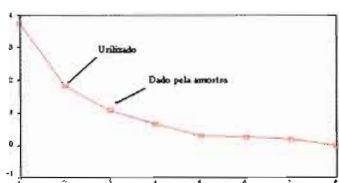


Figura 7. Teste de inércia onde foram truncados os autovalores através do ACP

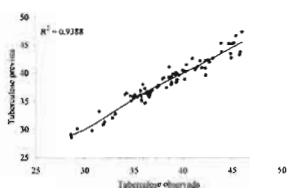


Figura 8. Tuberculose prevista x observada na cidade de Campina Grande de janeiro de 2000 a dezembro de 2006

$$Tuberculose = -3E - 5.(Tx)^5 + 0,0057(Tx - Tn)^4 - 0,4409(Ur)^3 + 16,873(P)^2 - 318,95(V) + 2404,8$$

Hospitalização por desidratação em menores de 5 anos :

De acordo com a regressão linear multivariada, o modelo de predição para a Hospitalização por desidratação em menores de 5 anos, é dado em função da CP1, onde foi obtido um coeficiente de correlação entre a matriz dos valores observados e a matriz dos valores previstos de aproximadamente 70 %, sendo esta previsão dado pelo SPSS , sendo que a variância total explicada foi obtida através do truncamento dos autovalores maiores que 1, produzindo os seguintes gráficos:

Desta maneira tem-se que a 1ª CP é formada pelas seguintes variáveis predictoras; Temperatura Mínima (positivamente), Amplitude térmica (positivamente), Unidade Relativa (negativamente), Precipitação (negativamente), Velocidade do Vento (positivamente), formatando a seguinte equação:



Figura 9. Teste de Inércia para Tuberculose na cidade de Campina Grande de janeiro de 2000 a dezembro de 2006

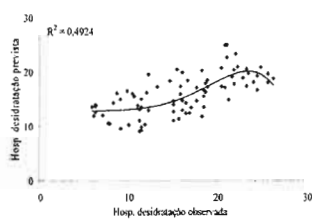


Figura 10. Hospitalização por desidratação prevista X observado fator 1 na cidade de Campina Grande de janeiro de 2000 a dezembro de 2006

$$(Hosp\_Desidrat) = -2E - 5(Tx)^5 + 0,0011(Tx - Tn)^4 - 0,0202(Ur)^3 + 1,807(Pr)^2 - 0,7441(V) + 13,911$$

De acordo com as variáveis preditoras, é observado que tal morbidade, em relação a CP1, é uma função da temperatura, devido a mesma ter uma relação positiva com a temperatura mínima, amplitude térmica e velocidade do vento e uma relação negativa com a umidade relativa do ar e a precipitação.

## Incidência de Diarréia

Para esta morbidade foi feita a ACP utilizando o método de extração das CPs, sendo que os valores foram truncados acima de 1 na matriz do autovalores e o total da variância explicada foi igual a 77%, sendo que o coeficiente de determinação da segunda componente principal foi de 0,5933 %, nos dando um coeficiente de correlação de entre o previsto e o observado com probabilidade de 77%, formatando os seguintes gráficos:

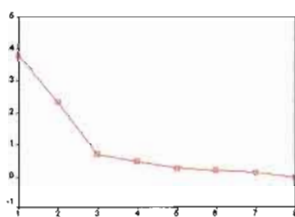


Figura 11. Teste de Inércia na cidade de Campina Grande de janeiro de 2000 a dezembro de 2006.

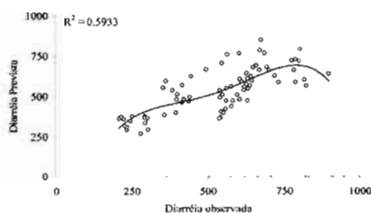


Figura 12. Diarréia observada x prevista 2ª CP na cidade de Campina Grande de janeiro de 2000 a dezembro de 2006.

equação preditora:

$$(Diarréia) = -2E - 8(Tx - Tn)^2 + 4E - 5(Ur)^3 - 0,0257(Pr)^2 + 8,5035(V) - 633,94$$

## Incidência de IRA

Para a morbidade acima foi feita a ACP utilizando o método de extração das CPs, sendo que os valores foram truncados acima de 1 na matriz do autovalores e o total da variância explicada foi igual a 74%, sendo que de acordo com os resultados obtidos acima, temos que o grupo de variáveis que melhor representam esta morbidade é os da 1ª CP, como um coeficiente de correlação em torno de 83% como mostra as figuras abaixo:

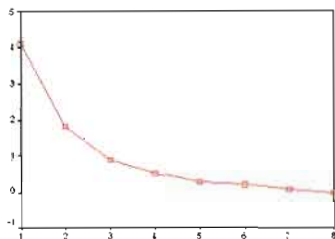


Figura 13. Teste de Inércia na cidade de Campina Grande de janeiro de 2000 a dezembro de 2006

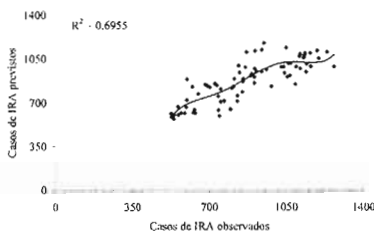


Figura 14. IRA total Observado x previsto fator 1 na cidade de Campina Grande de janeiro de 2000 a dezembro de 2006

Assim foi formatada a seguinte equação com base na predição do programa SPSS:

$$(IRA) = 5E-11(Tx)^5 - 2E-7(Tx - Tm)^4 + 0,0004(Ur)^3 - 0,3454(Pr)^2 + 144,1(V) - 23062$$

## CONCLUSÕES

O clima tem uma influência na incidência das morbidades estudadas. Sendo assim, as variações climáticas em uma determinada região têm importância, pois se podem traçar metas para prevenir as consequências para a saúde humana de eventos climáticos extremos.

Com relação aos resultados obtidos das morbidades estudadas, conclui-se que:

1. Tuberculose, mostrou ter uma relação diretamente proporcional com a temperatura máxima, amplitude térmica e velocidade do vento. Esta também mostrou uma relação inversamente proporcional com a umidade relativa e a precipitação pluviométrica. Assim, podemos afirmar que esta morbidade é uma função da temperatura e velocidade do vento, sendo que uma explicação plausível é que uma das formas de proliferação dos patógenos causadores da tuberculose se

cristalizam ao sair do hospedeiro infectado elevando-se na atmosfera e locomovendo-se com o vento;

2. Hospitalização por desidratação em menores de 5 anos: Esta morbidade teve as seguintes relações; diretamente proporcional a temperatura máxima, velocidade do vento e amplitude térmica e inversamente proporcional à umidade relativa e precipitação pluviométrica;

3. Incidência de diarreia, teve uma variação diretamente proporcional à umidade relativa e precipitação e inversamente proporcional a amplitude térmica e velocidade do vento;

4. Incidência de IRA, é diretamente proporcional a umidade relativa e a precipitação e inversamente proporcional a temperatura máxima, amplitude térmica e a velocidade do vento;

É importante a determinação dos períodos críticos das morbidades, para traçar estratégias de combate por parte de médicos e virologistas que diminuam as conseqüências dessas infecções, que em sua maioria atingem idosos e crianças.

Sugere-se para trabalhos futuros, a obtenção de dados de materiais particulados dispersos no ar, para correlacionar com as variáveis meteorológicas, e a utilização de modelos de previsão numérica do tempo, para prevenir a ocorrência de morbidades que tenham correlação com o clima.

## **AGRADECIMENTOS**

Esse trabalho faz parte do Projeto de cooperação científico franco-brasileiro IRD-CNPq CATIN "Clima do Atlantico Tropical e Impactos sobre o Nordeste" (Processo CNPq 492690/2004-9).

## BIBLIOGRAFIA

- Cavalcante, Erica Renata Do Nascimento; “Estudo Da Possível Influência Dos Parâmetros Climáticos No Organismo Das Pessoas Na Paraíba”. Relatório final de iniciação científica, agosto de 2001, UFPB.
- Crawford, V. L. S.; Mccann, M.; Stout, R.W.; “Changes In Seasonal Deaths From Myocardial Infarction”. *Q J Med* 96:45-52, (2003).
- Colwell, R.; Patz, J. A.; *Climate, Infectious Disease And Health – An Interdisciplinary Perspective*. American Academy Of Microbiology, 1998.
- Checkley, W.; D. L.; Gilman, R. H.; Figueroa, D.; Cama, R.I.; Patz, J. A.; Black, R. E.. “Effects Of Ambient Temperature On Hospital Admissions For Diarrheas Diseases In Peruvian Children”. *The Lancet*, V. 355, P. 442 – 450, Fev. 5, 2000.
- Diaz, J.; Garcia, R.; Castro, F. V.; Hernandez, E.; Lopes, A.; Otero, A.; “Effects Of Extremely Hot Days On People Older Than 65 Years In Seville (Spain) Form 1986 To 1997”. *Journal of Biometeorology*, 2002, 46: 145 – 149.
- Gomes Filho, M. F.; “ Um Estudo De Casos De Doenças Respiratórias E Crianças De 0 A 4 Anos Em Campina Grande – Pb E Sua Relação Com O Clima”; 2000.
- Hobbs, J. E. *Weather And Human Behavior*. Applied Climatology: A Study Of Atmospheric Resources. New York, Dawson West View Press, 1980.
- Holland, W. W.; Bennett, A. E.; Cameron, I. R.; Florey, C. V.; Leeder, S. P.; Schilling, R. S. F.; Swan, A. V. & Waller , R. R., 1979. “Health Effects Of Particulate Pollution: Reappraising The Evidence: Special Issue On Particulate Air Pollution.” *American Journal Of Epidemiology*, 110: 525-679.
- Karl Tr, Knight Rw, Plummer N (1995); “Trends In High-Frequency Climate Variability In The Twentieth Century”. *Nature Magazine*, 377:217- 220.

- Mota, Maria Aurora Santos Da ; Et Al. “Possível Influência Das Condições Climáticas Na Ocorrência De Infecção Por Rotavírus Em Belém-Pa”, Congresso Brasileiro De Biometeorologia 2006.
- Mcmichael, A. J.; Kovats, R. S.; Strategies For Assessing Health Impacts For Global Environmental Change. In: Crabbé P. Et Al., Eds “Implementing Ecological Integrity: Obasi, G. O. P.; Weather, Climate And Health. Wmo, 1999
- Pan, W.H.; Li, L.A.; Tsai, M.J. (1995); “Temperature Extremes And Mortality From Coronary Heart Disease And Cerebral Infarction In Elderly Chinese.” *Lancet* 345:353-355.
- Restoring Regional And Global Environmental And Human Health. Dordrecht, Kluwer Academic Publish, 2000. P. 217 - 231.
- Rouquayrol, M. Z. Epidemiologia E Saúde. 4º Ed. Rio De Janeiro: Medse, 1994. 540p.
- Sales, J. A., 1978. Meteorologia e Poluição do ar. Rio De Janeiro: Feema.
- Sousa, Nadja Maria Do Nascimento. “Influência Das Variáveis Meteorológicas Sobre A Incidência De Dengue, Meningite E Pneumonia Em Campina Grande E João Pessoa”. Universidade Federal De Campina Grande - Ufcg, 65 P: Il. Dissertação (Metrado). Ufcg/Cct/Dca. Cdu: 551.586. Março De 2003.





# ANNEXES

- Agenda Réunion CATIN-2 (juin 2006)
- Agenda Réunion CATIN-3 (septembre 2007)
- Agenda Réunion CATIN-4 (juin 2009)
- Liste de Laboratoires et Institutions Participants à CATIN
- Liste de Collaborateurs Brésiliens à CATIN
- Liste de Collaborateurs Français (et autres nationalités) à CATIN
- Thèses de Doctorat Effectuées dans le Cadre de CATIN
- Articles de Rang a dans le Cadre de CATIN (à la date de juillet 2009)
- Autres Articles et Travaux (à la date de juillet 2009)
- Communications (Orales et Posters) dans le Cadre de CATIN
- Remerciements

## Reunião CATIN-2

Local : Auditório da FUNCEME, Fortaleza, CE

Data : 5-6-7 de junho 2006

### **Segunda Feira, Dia 05 de Junho** (Chair : Jacques Servain)

- 14:00 - 14:20 : Abertura e objetivos da reunião (J. Nilson Bessera Campos)
- 14:20 - 14:50 : “Avanços em modelagem climatica regional” (Alexandre Araujo Costa)
- 14:50 - 15:20 : “Experimento de modelagem numerica mesoscala em alta resolução” (Alexandre Araujo Costa)
- 15:20 - 15:50 : “Variabilidade climatica sobre o ecossistema do semi-arido da regio Nordeste associada as anomalias de TSM nos oceanos Atlantico e Pacifico” (Humberto Alves Barbosa)
- 15:50 - 16:10 : *Coffee Break*
- 16:10 - 16:30 : “A importância diferenciada entre o Pacífico e o Atlântico sobre a estação das chuvas ao Nordeste” (Daisy Lucena, Jacques Servain & Manoel F. Gomes Filho )
- 16:30 - 17:00 : “O aumento observado do nível do mar nas proximidades da costa do Nordeste do Brasil” (Manoel F. Gomes Filho & Jacques Servain)

### **Terça Feira, Dia 06 de Junho** (Chair : Alexandre Araujo Costa)

- 09:00 - 09:20 : Modelo de Sistema de Informações Georeferenciadas como Suporte para Tomada de Decisões em Recursos Hídricos: Projeto São Francisco (José Pedro Rebés Lima)
- 09:20 - 09:40 : “Previsão de afluências com uso de modelos climáticos e hidrológicos” (Dirceu Silveira Reis)
- 09:40 - 10:00 : “Estimativa de ganho potencial com a previsão climática nos plantios de feijão e de milho no Estado do Ceará” (Fernando C. Moura de Andrade & F. de Assis de Souza Filho)
- 10:00 - 10:20 : “O sistema MUSAG” (Fernando C. Moura de Andrade)
- 10:20 - 10:40 : *Coffee Break*
- 10:40 - 11:10 : “O sistema SEBAL: Surface Energy Balance Algorithm for Land” (Bernardo Barbosa da Silva)

- 11:10 - 11:30 : “Estimativa da evapotranspiração a partir de satélite” (*Jaidete Monteiro de Souza*)
- 11:30 - 12:00 : Impactos da Variabilidade Climática na Agricultura de Subsistência do Ceará” (*J. M. Brabo Alves & J. Nilson Beserra Campos*)
- 12:00 - 14:00 : Almoço

**Terça Feira, Dia 06 de Junho** (Chair : *Moacyr Cunha de Araújo Filho*)

- 14:00 - 14:30 : “A dengue no Ceara esses ultimos anos” (*Nélio Baptista de Moreis et al.*)
- 14:30 - 15:00 : “O estatuto da parte Clima-Dengue de CATIN” (*Jacques Servain*)
- 15:00 - 15:30 : “Relações entre temperatura, umidade relativa e sobrevivência de *Aedes aegypti* em Fortaleza, CE” (*Nicolas Degallier, Charly Favier, Jacques Servain, Bruno Durand, e coll.*)
- 15:30 - 16:00 : Coffee Break
- 16:00 - 16:20 : “Estimativa de umidade do solo no Nordeste por satellite NOAA” (*Raul Fritz Bechtel Teixeira*)
- 16:20 - 16:40 : “Impactos de mudanças climaticas no Nordeste - Utilização do modelo acoplado GEMRAMS” (*Bruno Durand*)
- 16:40 - 17:00 : “O Projeto ExiMia: Experimento de Interação Meio-Ambiente / Atmosfera no Nordeste do Brasil” (*Vicente de Paula Silva Filho*)

**Quarta Feira, Dia 07 de Junho** (Chair : *Manoel F. GomesFilho*)

- 09:00 - 09:20 : “On the oceanic components for causes of SST seasonal variability in the tropical Atlantic” (*Jacques Servain & Alban Lazar*)
- 09:20 - 09:50 : “Propagation of upper ocean heat anomalies in the Tropical Atlantic” (*Wilton Z. Arruda & Carlos A. D. Lentini*)
- 09:50 - 10:10 : “VAIVAE Project: Impacto de variações nas características de aguas do Indico nos modos de variabilidade do Atlantico Equatorial” (Edmo Campos, Reindert Haarsma & Wilco Hazeleger, apresentado por *Carlos A. D. Lentini*)
- 10:10 - 10:40 : “Simulação da divergência do SEC com o

- ROMS” (*Moacyr Cunha de Araújo Filho & Marcus A. Silva*)
- 10:40 - 11:00 : Coffee Break
  - 11:00 - 11:20 : “Simulação da bacia do Atlantico tropical com o ROMS” (*Sergio Sombra*)
  - 11:20 - 11:30 : “Para um acoplamento ROMS-RAMS” (*Sergio Sombra & Alexandre Araujo Costa*)
  - 11:30 - 11:50 : Discussão Geral
  - 11:50 - 12:00 : Programação Futura do Projeto e Enceramento do Evento (*Jacques Servain*)

# Workshop CATIN-3

17-18-19 September 2007

FUNCEME - Fortaleza, CE

Monday, **17 September** [Chairman: Moacyr Araújo]

- 10:00-10:15: Opening Workshop [Jacques Servain & Nilson Campos] and Agenda Presentation [Jacques Servain]

## **1) Session "Tropical Atlantic Variability"**

- 10:15-10:45 + 5': Ocean Dynamics Contribution to Seasonal Mixed Layer Heat Budget in the Tropical Atlantic [Jacques Servain, IRD]

- 10:50-11:20 + 5': Spectral Shallow Water Model to Simulate the Unstable Atlantic ITCZ [Humberto Barbosa, UFAL]

- 11:25-11:55 + 5': High-Resolution Regional Ocean Dynamics Simulation in the South-Western Tropical Atlantic [Moacyr Araújo & Marcus Silva, UFPE]

- 14:00-14:30 + 5': Oceanografia da UFBA no Âmbito do Projeto CATIN [Carlos Lentini, UFBA]

## **2) Session "Climate Variability of Nordeste"**

- 14:35-15:05 + 5': Impacto dos Oceanos Tropicais Sobre a Estação da Chuva no Nordeste [Daisy Lucena, UFCG]

- 15:10-15:40 + 5': O Sistema de Previsão Climática da FUNCEME: Perspectivas Futuras [Alexandre Costa, FUNCEME/UECE]

- 15:45-16:15: Coffee break

- 16:15-16:45 + 5': Estudo da Sensibilidade do Modelo Regional (RAMS) à Variação dos Parâmetros de Superfície [Sergio Sombra, FUNCEME]

Tuesday, **18 September** [Chairman: Alexandre Costa]

- 09:00-09:30 + 5': African Convective Systems, Easterly Waves, Atlantic Cyclogenesis and Nordeste Precipitation [Yves Kouadio, Univ. Abidjan-IRD]

- 09:35-10:05 + 5': Variabilidade Climática e Potencial Eólico

no Ceará [Juliana Oliveira, FUNCEME/UECE]

- 10:10-10:40: Coffee break

### **3) Session “Climate-Hydrous Resources & Climate-Agriculture”**

- 10:40-11:10 + 5’: Trend Analyses of Annual and Monthly Rainfall Series for Fortaleza and Quixeramobim [Raul Fritz, FUNCEME/UFC]

- 11:15-11:45 + 5’: The Rainfall Trend Over Ceará and its Implications [David Ferran Moncunill]

- 14:00-14:30 + 5’: Aplicação do SEBAL no Ceará [Bruno Durand, UFC/FUNCEME]

- 14:35-15:05 + 5’: Indicadores por Gerenciamento das Secas [Nilson Campos, UFC/FUNCEME]

- 15:10-15:40 + 5’: Resultados Preliminares do Acoplament Modelagem Atmosférica-Hidrológica com Ênfase na Escala Intrazonal [Brabo Alves, FUNCEME/UFC]

### **- 16:00: Comemoração dos 35 anos da FUNCEME**

Wednesday, **19 September** [Chairman: Nicolas Degallier]

- 08:45-09:15 + 5’: Ocean Climatic Variability and Rainfed Agriculture in Northeast of Brazil [Jacques Servain, IRD-FUNCEME]

- 09:20-09:50 + 5’: Chuva e Produção da Mamona no Ceará [Gerardo Majela, UECE]

- 09:50-10:20: Coffee break

### **4) Session “Climate-Health”**

- 10:20-10:50 + 5’: Séries históricas da dengue no Ceará [Lindembergh Caranha, SESACE]

- 10:55-11:25 + 5’: (Climate & Dengue in Fortaleza) [Walter Ramalho, Brasilia]

- 11:30-12:00 + 5’: (Climate & *Aedes aegypti*) [Nicolas Degallier, IRD]

- 12:05-12:20: Closing Workshop [Jacques Servain & Nilson Campos]

# Reunião CATIN-4

04-05 de junho de 2009

Auditório da FUNCEME

Fortaleza, CE

## Quinta-feira 04 de junho de 2009

- 08:45-09:15: **Sessão de Abertura:** Apresentação do Agenda e Resumo de Quatro Anos de Pesquisas no Âmbito de CATIN [Jacques Servain, IRD & José Nilson Beserra Campos, UFC]

### **1) Sessão “Variabilidade do Atlântico Tropical” [Moderator: Manoel F. Gomes Filho]**

- 09:15-09:45: Is the Decadal Variability in the Tropical Atlantic a Precursor to the NAO? [Ilana Wainer, USP & Jacques Servain, IRD]

- 09:45-10:15: Propagation of Upper Ocean Heat Anomalies along the South Atlantic: Influence in the Brazil Malvinas Confluence [Wilton Arruda, UFRJ & Carlos Lentini, UFBA]

- 10:15-10:45: Estimates of Satellite-Derived Upper Layer Heat Content in the Tropical Atlantic: Comparison with PIRATA Buoys From 1999 to 2006 [Wilton Arruda, UFRJ & Carlos Lentini, UFBA]

- 10:45-11:00: Pausa Café

- 11:00-11:30: High Seasonal Variability of the Heat and Mass Transport Along the Western Boundary of tropical Atlantic [Marcus A. Silva, UFPE & Moacyr Araújo, UFPE]

- 11:30-12:00: Salinity-Induced Mixed and Barrier Layers in the Southwestern Tropical Atlantic Ocean off the Northeast of Brazil [Moacyr Araújo, UFPE]

### **2) Sessão “Variabilidade do Clima do Nordeste” [Moderator: Moacyr Araújo, UFPE]**

- 14:00-14:30: Monitoramento do Nível do Oceano Atlântico Tropical nas Proximidades da Costa do Nordeste do Brasil: Projeto proMarés [Manoel F. Gomes Filho, UFCG]

- 14:30-15:00: Impacto dos Oceanos Tropicais Sobre a Estação da Chuva no Nordeste [Daisy Lucena, UFCG & Jacques Servain, IRD]

- 15:00-15:30: Mechanisms Influencing the Strong Rainfall



Episodes on the Eastern Nordeste of Brazil [*Yves Kouadio, Univ. Abidjan & Jacques Servain, IRD*]

- 15:30-16:00: Pausa Café + Surpresa

- 16:00-16:30: Estudo da Sensibilidade do Modelo Regional GEMBRAMS à Parametrização da Superfície Para a Região Nordeste [*Bruno J. Durand, UFC/FUNCEME*]

- 16:30-17:00: Estimativas Preliminares da Umidade Superficial do Solo em Área Envolvendo a Bacia Experimental de Aiuaba, Ceará, por Meio de Satélite NOAA [*Raul Fritz Bechtel Teixeira, UFC/FUNCEME*]

### **Sexta-feira 05 de junho de 2009**

#### **3) Sessão “Relações Clima-Recursos Hídricos & Clima-Agricultura” [Moderator: Carlos Lentini, UFBA]**

- 09:00-09:30: Configurando a Microfísica de Nuvens do Modelo RAMS a Partir dos Dados Coletados in situ Pelo Avião Laboratório ALPA [*Antônio Carlos Santana dos Santos, UECE*]

- 09:30-10:00: Uso da Informação Climática na Operação de Reservatório [*Dirceu Silveira Reis Jr. & Eduardo Sávio P. R. Martins, FUNCEME*]

- 10:00-10:30: Mudanças Climáticas e Disponibilidades Hídricas no Estado do Ceará [*José Nilson Beserra Campos, UFC*]

- 10:30-10:45: Pausa Café

- 10:45-11:15: Sobre o Potencial do Acoplamento Dinâmico Intrasazonal de Precipitação-Vazão-Operação de Reservatório no Nordeste do Brasil [*José M. Brabo Alves, FUNCEME & José Nilson B. Campos, UFC*]

- 11:15-11:45: Relationship Between Ocean Climatic Variability and Rainfed Agriculture in Northsat Brazil [*José M. Brabo Alves, FUNCEME & Jacques Servain, IRD*]

#### **4) Sessão “Relações Clima-Saúde” [Moderator: Jacques Servain, IRD]**

- 14:00-14:30: Aspectos Epidemiológicos do Dengue no Ceará, 1986 a 2009 [*Luciano Pamplona, SESACE*]

- 14:30-15:00: Dengue no Brasil, Avanços e Desafios [*Nélio Batista de Moraes, PND/Ministério da Saúde*]

- 15:00-15:30: Influence of Climatic and Age Conditions on Mosquito Mortality: Experiments on *Aedes aegypti* (L) in Fortaleza, Ceará, Brazil [*Nicolas Degallier, IRD*]
- 15:30-16:00: Morbidades em Função de Variáveis Meteorológicas em Campina Grande, PB [*Roberto Alan Ferreira Araújo, UFCG*]
- 16:00-16:30: Encerramento da Reunião e Recomendações [*Jacques Servain, IRD & José Nilson Beserra Campos, UFC*]

**LISTA DE LABORATORIOS E INSTITUÇÕES  
PARTICIPANTES A CATIN**

**LISTE DE LABORATOIRES ET INSTITUTIONS  
PARTICIPANTS A CATIN**

- Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME
- Institut de Recherche pour le Développement - IRD / Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentation et Approches Numériques (LOCEAN)
- Institut français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer - Ifremer / Département d'Océanographie Physique et Spatiale - DOPS
- Universidade Federal do Ceará - UFC
- Universidade Federal de Pernambuco - UFPE
- Universidade Federal da Bahia - UFBA
- Universidade Federal Rural de Pernambuco - UFRPE
- Universidade Federal de Campina Grande - UFCG
- Universidade de São Paulo - USP
- Secretaria da Saúde do Estado do Ceará - SESA
- Secretaria Municipal de Saúde de Fortaleza - SMS
- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
- Instituto Nacional de Meteorologia - INMET
- Université de Cocody, Abidjan, Côte d'Ivoire

## LISTA DE COLABORADORES BRASILEIROS A CATIN

### LISTE DE COLLABORATEURS BRESILIENS A CATIN

(les auteurs de cet ouvrage sont en gras)

- **José Nilson Beserra Campos** - FUNCEME (nilson@funceme.br)
- Francisco de Assis de Souza Filho - FUNCEME (assisf@funceme.br)
- **Eduardo Sávio Passos Rodrigues Martins** - FUNCEME (martins@funceme.br)
- **Bruno Durand** - FUNCEME (bruno@funceme.br)
- **Raul Fritz Bechtel** Teixeira - FUNCEME (fritz@funceme.br)
- Flaviano Fernandes Ferreira - FUNCEME (flaviano@funceme.br)
- Antonio Geraldo Ferreira - FUNCEME (geraldo@funceme.br)
- **José Maria Brabo Alves** - FUNCEME (brabo@funceme.br)
- **Antonio Carlos Santana dos Santos** - UFC/FUNCEME (santana@funceme.br)
- David Ferran Moncunill - FUNCEME (david@funceme.br)
- Meiry Sayuri Sakamoto - FUNCEME (meiry@funceme.br)
- Fernando César Moura de Andrade - FUNCEME (andrade@funceme.br)
- **José Pedro Rebés Lima** - FUNCEME (rebes@funceme.br)
- **Alexandre Araujo Costa** - Yale Univ./FUNCEME (alexandre.costa@yale.edu)
- Edmo José Dias Campos - IO/USP (edmo@io.usp.br)
- **Ilana Elazari Klein Coaracy Wainer** - IO/USP (ilana.wainer@usp.br)
- **Moacyr Cunha de Araújo Filho** - LOFEC/DOCEAN/UFPE (moa@ufpe.br)
- Enio Pereira de Souza - DCA/CCT/UFCEG (esouza@dca.ufcg.edu.br / s\_enio@yahoo.com.br)
- Bernardo Barbosa da Silva - DCA/CCT/UFCEG (bernardo@dca.ufcg.edu.br)
- Francisco de Assis Salviano de Souza - DCA/CCT/UFCEG (fassis@dca.ufcg.edu.br)
- Manoel Francisco Gomes Filho - DCA/CCT/UFCEG (mano@dca.ufcg.edu.br / mano2442@yahoo.com.br)
- Paulo Eurico Pires Ferreira Travassos - LEMAR/UFRPE (paulo.travassos@uol.com.br)

- **Luiz Augusto Toledo Machado** - CPTEC/INPE  
(machado@cptec.inpe.br)
- Antônio Divino Moura - INMET (diretor@inmet.gov.br)
- **José Rubens Costa Lima** - SMS-Fortaleza (cevepi@saudefortaleza.ce.gov.br)
- **Nélio Batista de** Moraes - SESA-Ceará (neliom@saude.ce.gov.br / neliom@ig.com.br)
- Lindembergh Caranha de Souza - SESA-Ceará (bergh.fns@zipmail.com.br / insect.berg@sobral.org)
- Gilberto Costa Bastos - SESA-Ceará (gillbertocbastos@hotmail.com)
- Joana Guimarães da Luz - UFBA (jgluz@ufba.br)
- Lafayette Dantas da Luz - UFBA (jgluz@ufba.br)
- Jaidete Monteiro de Souza - FUNCEME, Fortaleza, CE (jaidete@funceme.br)
- **Sergio Sombra** - FUNCEME, Fortaleza, CE (sergiossombra@yahoo.com.br)
- **Dirceu Silveira Reis** - FUNCEME, Fortaleza, CE (dirceu@funceme.br)
- **Carlos A. D. Lentini** - FUNCEME, Fortaleza, CE (lentini@funceme.br)
- Humberto Alves Barbosa - UFAL, Maceio, AL (barbosa@funceme.br)
- **Daisy Beserra Lucena** - UFCG, Campina Grande, PB (daisylucena@yahoo.com.br)
- **Marcus Silva** - UFPE, Recife, PE (marcus@ufpe.br)

## LISTA DE COLABORADORES FRANCESES (et outros) A CATIN

## LISTE DE COLLABORATEURS FRANCAIS (et autres) A CATIN

*(les auteurs de cet ouvrage sont en gras)*

- **Jacques Servain** - LODYC/IPSL/IRD/FUNCEME (Jacques.Servain@ird.fr / servain@funceme.br / Jacques.Servain@gmail.com)
- **Bruno Durand** - FUNCEME (bruno@funceme.br)
- **Alban Lazar** - LODYC/Univ. Pierre & Marie Curie (alban.lazar@lodyc.jussieu.fr)
- **Nicolas Degallier** - LODYC/IRD (Nicolas.Degallier@ird.fr)
- Charly Favier - LODYC/CNRS (charly.favier@lodyc.jussieu.fr)
- Abderrahim Bentamy - DOPS/IFREMER (abderrahim.bentamy@ifremer.fr)
- Ludos-Hervé Ayina - DOPS/IFREMER (lhayina@ifremer.fr)
- Josyane Ronchail - LODYC/Univ. Denis Diderot (josyane.ronchail@lodyc.jussieu.fr)
- Henri Laurent - DME/IRD (Henri.Laurent@ird.fr)
- Nadine Dessay - DME/IRD (Nadine.Dessay@ird.fr)
- **Pierrick Penven** - DRV/IRD (Pierrick.Penven@ird.fr)
- Christophe Cassou - CERFACS/CNRS (cassou@cerfacs.fr)
- Eric Cadier - DME/IRD (cadier@ird.fr)
- Serge Janicot - LODYC/IPSL/IRD (serge.janicot@lodyc.jussieu.fr)
- Jan Polcher - LODYC/CNRS (polcher@lmd.jussieu.fr)
- Patrick Marchesiello - DME/IRD (Patrick.Marchesiello@ird.fr)
- Benjamin Sultan - LODYC/IRD (benjamin.sultan@lodyc.jussieu.fr)
- Jean-Philippe Boulanger - LODYC/CNRS (jpb@lodyc.jussieu.fr)
- Daniele Iudicone - Stazione Zoologia 'A. Dohrn' (Italie) (iudicone@szn.it)
- **Yves Kouadio** - Université de Cocody, Abidjan, Côte d'Ivoire.

## THESES DE DOCTORAT Effectuées dans le Cadre de CATIN

- **José Maria Brabo Alves** : Estudo do Regime Hidrológico no Semi-Árido Brasileiro por Modelagem Dinâmica Acoplada: Aplicação em Gerenciamento de Reservatórios, *Universidade Federal do Ceará (UFCE)*, Fortaleza, CE, Brasil (soutenance juin 2008)
- **Daisy Beserra Lucena** : Impacto dos Oceanos Pacífico e Atlântico no Clima do Nordeste do Brasil, *Universidade Federal de Campina Grande (UFCG)*, Campina Grande, PB, Brasil (soutenance juin 2008)
- **Marcus André Silva** : Seasonal Variability of the Heat and Mass Transport Along the Western Boundary of tropical Atlantic, *Universidade Federal de Pernambuco (UFPE)*, Recife, PE, Brasil (soutenance mai 2009)
- **Raul Fritz Bechtel Teixeira** : Estimativa da Umidade Superficial do Solo na Região da Bacia Experimental de Aiuaba, Ceará, por Meio de Satélite NOAA, *Universidade Federal do Ceará (UFCE)*, Fortaleza, CE, Brasil (soutenance prévue fin 2009)
- **Bruno Jacques Durand** : Estudo da Sensibilidade do Modelo Regional GEMBRAMS: À Parametrização da Superfície Para a Região Nordeste, *Universidade Federal do Ceará (UFCE)*, Fortaleza, CE, Brasil (soutenance prévue début 2010)

**ARTICLES DE RANG A (avec peer-review) 2006-2009  
se rapportant à CATIN (ou PIRATA)  
avec Jacques Servain comme co-auteur**

- GOMES FILHO M. F., Servain J., Beserra de Lucena D., Kehrlé De Paula R., E Barbosa Silva A., 2006 : Evidências observacionais de aumento no nível do Atlântico tropical próximo à costa do Nordeste do Brasil. *B. da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, 30, 1, 39-45.
- ALVES, J. M. B., Campos, J. N. B., Durand, B.J., Servain, J., & Studart, T. M. C., 2006 : Mecanismos atmosféricos associados à ocorrência de precipitação intensa sobre o Nordeste do Brasil durante janeiro de 2004. *Revista Brasileira de Meteorologia*, Vol. 21, 1-21.
- BOURLES B., Lumpkin R., McPhaden M. J., Campos E., Hernandez F., Nobre P., Planton S., Yu L., Busalacchi A. J., Moura A. D., Servain J., and TROTTE J., 2008 : The PIRATA Program: History, Accomplishments, and Future Directions. *Bulletin of the American Meteorological Society (BAMS)*, Vol. 89, N° 8, 1111-1125.
- WAINER I., Servain J., and Clauzet G., 2008 : Is the decadal variability in the tropical Atlantic a precursor to the NAO? *Ann. Geophys.*, 26, 4075-4080.
- BACELLAR S., de OLIVEIRA A., SOARES J., and SERVAIN J., 2008: Assessing the diurnal evolution of surface radiation balance over the tropical Atlantic Ocean using in-situ measurements carried out during the FluTua Project. *Meteorol. Appl.*, Wiley InterScience, ([www.interscience.wiley.com](http://www.interscience.wiley.com)) doi: 10.1002/met.111.
- ALVES J. M. B., Servain J., and Campos J. N. B., 2009 : Relationship between ocean climatic variability and rainfed agriculture in Brazilian Nordeste. *Climate Research*, 38, 225-236.
- ROUAULT M., Servain J., Reason C., Bourles B., Rouault M., and Fauchereau N., 2009 : The Extension of PIRATA in the Tropical South East Atlantic: An Initial One-Year Experiment. *African Journal of Marine Science*, 31 (1), 63-71.
- SILVA, M., Araujo M., Servain J., and Penven P., 2009 : Circulation and heat budget in a regional climatological simulation of the South-Western tropical Atlantic. Sous presse dans *Tropical*



*Oceanography.*

- SILVA, M., Araujo M., Servain J., Penven P., and Lentini C., 2009 : High-resolution regional ocean dynamics simulation in the South-Western tropical Atlantic. Accepté dans *Ocean Modelling*.
- ARAUJO M., Medeiros C., Servain J., Silva M., And Lentini C.A.D., 2009 : Salinity-induced mixed and barrier layers in the Southwestern tropical Atlantic Ocean off the Northeast Brazil. Version révisée soumise à *Ocean Science*.
- LUCENA, D. B., Servain J., et Gomes Filho M. F., 2009 : Analyse da variabilidade da precipitação sobre o Nordeste do Brasil simulada por um modelo de circulação geral da atmosfera. Version révisée soumise à *Revista Brasileira de Meteorologia*.
- LUCENA, D. B., Gomes Filho M. F., et Servain J., 2009 : Avaliação do impacto de eventos extremos no Pacífico e Atlântico sobre a precipitação na estação chuvosa do Nordeste do Brasil. Version révisée soumise à *Revista Brasileira de Meteorologia*.
- KOUADIO, Y.K., Machado L. A. T., J. Servain J., 2009 : Relationship between tropical Atlantic hurricanes, easterly waves and West African mesoscale convective systems. Soumis à *International Journal of Climatology*.
- KOUADIO, Y., K., Servain J., Kouadio K., and Assamoi P., 2009 : Recent Trends of SST and Pseudo-Wind Stress in the Tropical Atlantic Depicted by Twenty-Seven Years of DATA. En preparation pour *Geophysical Research Letter*.
- KOUADIO, Y. K., SERVAIN J., MACHADO L. A. T., and SOMBRA S., 2009 : Ocean-Atmosphere Mechanisms Influencing Rainfall on the Northeast of Brazil. *En préparation*.
- DEGALLIER N., Servain J., Hannart A., Durand B., de SOUZA R. N., and RIBEIRO M. Z., 2009 : Influence of Climatic and Age Conditions on Mosquito Mortality: Experiments on *Aedes aegypti* (L.) in Fortaleza, CE, Brazil. *En préparation*.

**AUTRES ARTICLES et « Extended Proceedings» 2006-2009  
se rapportant directement ou indirectement à CATIN  
avec Jacques Servain comme co-auteur**

- ARAUJO M., Veleda D., Silva M., Servain J., and Penven P. : A simulation of the divergence of the south equatorial current near Brazilian edge. *Extended Proceeding XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza, Brésil, 30 août - 3 septembre 2004.*
- BACELLAR S., Oliveira A.P., Soares J., e Servain J. : Preliminary results of the surface radiation balance over the tropical Atlantic Ocean. *Extended Proceeding XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza, Brésil, 30 août - 3 septembre 2004.*
- SERVAIN J., Durand B, Ayina L.-H. and Bentamy A. : High resolution satellite and PIRATA derived surface turbulent fluxes over the Atlantic Ocean. *Extended Proceeding XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza, Brésil, 30 août - 3 septembre 2004 (CD-Rom).*
- DURAND B., Servain J., Laurent H., e Machado L. A. : Fluxo de calor latente no Atlântico tropical, convecção sobre o Nordeste e a rede PIRATA. *Extended Proceeding XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza, Brésil, 30 août - 3 septembre 2004.*
- SOARES J., Oliveira A.P., Servain J., e Bacellar S: Resultados preliminares do balanço de energia sobre o oceano Atlântico tropical observado em 2002 durante a campanha de medidas do Projeto FluTua. *Extended Proceeding XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza, Brésil, 30 août - 3 septembre 2004.*
- SERVAIN J. : O Programa Pirata: Camisa-Pirata, O programa PIRATA : Objetivos, Realisações, Perspectivas. *Extended Proceeding XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza, Brésil, 30 août - 3 septembre 2004.*
- BUSALACCHI A. J., Boscolo R., Dickson B., Piola A., Servain J., and Zeng N. : Climate observing system for the Atlantic sector. *CLIVAR Exchanges, Vol. 9, N° 3, pp 8-11 +p16, October 2004.*
- DEGALLIER N., C. Favier, C. Menkes, J.-P. Boulanger, J. Servain,

- W. Massa Ramalho, and M. Lengaigne: Dengue transmission modelling and risk assessment under climatic changes. ICEID, *International Conference on Emerging Infectious Diseases*, 2006. March 19-22, 2006, Atlanta Marriott Marquis, Atlanta, Georgia, USA. Program and Abstracts Book, American Society for Microbiology, 236 p, Poster # 90, Abstract # 192 p. 112.
- BESERRA LUCENA D., J. Servain, M. F. Gomes Filho, e R. Santos Araujo: Simulação numérica da influência dos oceanos tropicais sobre a precipitação no Nordeste do Brasil. *Extended Proceeding XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis, Brasil, 27 novembre - 1er décembre 2006 (CD-Rom)*.
- SERVAIN J., A. Lazar, e C. A. D. Lentini : Investigação das componentes oceânicas responsáveis pela variabilidade do padrão sazonal de TSM no Atlântico tropical. *Extended Proceeding XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis, Brasil, 27 novembre - 1er décembre 2006 (CD-Rom)*.
- KOUADIO Y. K., L. A. T. Machado and J. Servain : The relationship between West Africa mesoscale convective systems and hurricanes in the tropical Atlantic during 2004. *Extended Proceeding XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis, Brasil, 27 novembre - 1er décembre 2006 (CD-Rom)*.
- Da SILVA, M., A. P. de Oliveira, J. Soares, M. J. Ferreira, and J. Servain: Estimativa do balanço de radiação na superfície do oceano Atlântico entre as observações do Projeto FLUTUA e as estimativas de satélite. *Extended Proceeding XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo, SP, Brasil, 24-29 août 2008*.
- SKIELKA, U. T., J. Soares, A. P. de Oliveira, and J. Servain : Study of the equatorial Atlantic oceanic mixing layer using a one dimensional turbulence model. *Extended Proceeding XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo, SP, Brasil, 24-29 août 2008*.
- ALVES, J. M. B., P. R. B. Barbieri, G. M. Lopes, A. Costa, J. N. B. Campos, J. Servain, and Z. F. Lopes: Sobre o início, duração e o fim da estação chuvosa no setor norte do Nordeste do Brasil. *Extended Proceeding XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo, SP, Brasil, 24-29 août 2008*.
- ALVES, J. M. B., A. Costa, G. M. Lopes, P. R. B. Barbieri, Z. F.

Lopes, J. N. B. Campos, and J. SERVAIN : A sensibilidade de um downscaling dinâmico de precipitação as oscilações intrazonais no setor norte do Nordeste do Brasil. *Extended Proceeding XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo, SP, Brasil, 24-29 août 2008.*

ALVES, J. M. B., J. N. B. Campos, G. M. Lopes, A. Costa, J. Servain, Z. F. Lopes, and P. R. B. Barbieri: Um estudo preliminar da contribuição das componentes de grande escala e local na estação chuvosa no setor norte do Nordeste do Brasil. *Extended Proceeding XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo, SP, Brasil, 24-29 août 2008.*

ARAÚJO M., Medeiros C., Servain J., Silva M., and Lentini C.A.D., 2009: Salinity-induced mixed and barrier layers in the Southwestern tropical Atlantic Ocean off the Northeast Brazil. *Ocean Sci. Discuss.*, 6, 557–579, [www.ocean-sci-discuss.net/6/557/2009/](http://www.ocean-sci-discuss.net/6/557/2009/)

**COMMUNICATIONS (Orales ou Posters) dans des  
Conférences Internationales  
se rapportant directement ou indirectement à CATIN  
avec Jacques Servain comme co-auteur (2006-2009)**  
(l'astérisque, \*, désigne le nom du présentateur)

- SERVAIN J. (\*) : O Projeto Clima do Atlantico Tropical e os Impactos sobre o Nordeste (CATIN) : "Do mar olhando por o Nordeste". Invited Speaker at *57a Reunião anual da Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência (SBPC), Fortaleza, CE, Brésil, 17-22 août 2005.*
- SERVAIN J. (\*) : The CATIN Project. *11th Meeting PIRATA. Toulouse, France, 14-16 octobre, 2005.*
- ARAÚJO M., Nobre P., Silva M. and Servain J. (\*) : Numerical experiments involving SEC bifurcation off-Brazil. *11th Meeting PIRATA. Toulouse, France, 14-16 octobre, 2005.*
- KONARE A., SERVAIN J. (\*), and KOUADIO Y. : Surface heat components vs. Aerosols over the Tropical Atlantic. *11th Meeting PIRATA. Toulouse, France, 14-16 octobre, 2005.*
- SERVAIN J. e J. N. Beserra Campos (\*) : O Projeto CATIN. Invited Speaker at *Simposio Internacional de Climatologia : « A Hidro-Climatologia e Impactos ambientais em Regiões Semi-Aridas », Fortaleza, CE, Brasil, 23-27 octobre 2005.*
- SERVAIN J. (\*) and Durand B. : Does the PIRATA original array allow to describe the tropical Atlantic climatic modes? *First 10-year Evaluation PIRATA Meeting, Natal, RG, Brazil, 5-7 February 2006.*
- DEGALLIER N (\*), C. Favier, C. Menkes, J.-P. Boulanger, J. Servain, W. Massa Ramalho, and M. Lengaigne : Dengue transmission modelling and risk assessment under climatic changes. *ICEID, International Conference on Emerging Infectious Diseases, 2006. March 19-22, 2006, Atlanta Marriott Marquis, Atlanta, Georgia, USA. Program and Abstracts Book, American Society for Microbiology, 236 p, Poster # 90, Abstract # 192 p. 112.*
- BESERRA LUCENA D. (\*), J. Servain, M. F. Gomes Filho, e R. Santos Araujo : Simulação numérica da influência dos oceanos tropicais sobre a precipitação no Nordeste do Brasil.

- XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis, Brésil, 27 novembre - 1er décembre 2006.
- SERVAIN J. (\*), A. Lazar, et C. A. D. Lentini: Investigação das componentes oceânicas responsaveis pela variabilidade do padrão sazonal de TSM no Atlântico tropical. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis, Brésil, 27 novembre - 1er décembre 2006.
- KOUADIO Y. K., L. A. T. Machado and J. Servain (\*): The relationship between West Africa mesoscale convective systems and hurricanes in the tropical Atlantic during 2004. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis, Brésil, 27 novembre - 1er décembre 2006.
- LENTINI C. A. D. (\*) et J. Servain: Anlise diagnostica das condi es oceanograficas em 2006. IX Workshop Internacional de Avalia o Climática para o Semi- rido Nordeste - II Encontro Internacional de Estudos Climáticos: Aplicados ao Nordeste Brasileiro, Fortaleza, Brasil, 9-12 janvier 2007.
- KOUADIO Y. K. (\*), L. Machado, and J. Servain: West Africa mesoscale convective systems and tropical Atlantic cyclogenesis. AGU Joint Assembly, Acapulco, Mexico, 22-25 May 2007.
- ALVES J. M. B. (\*), J. N. B. Campos & J. Servain: A agricultura de subsist ncia e o clima no Estado Ceará. XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 2-5 juillet 2007, Aracaju, SE, Brésil.
- BOURLES B. (\*), A.J. Busulacchi, E. Campos, F. Hernandez, R. Lumpkin, M. Mcphaden, A.D. Moura, P. Nobre, S. Planton, J. Servain, J. Trotte, L. Yu, and M. Araujo: The PIRATA Program: History, Accomplishments, and Future Directions. Second International AMMA Conference, Karlsruhe, Germany, 26-30 November 2007.
- ROUAULT M. (\*), J. Servain, C. Reason, B. Bourles, A. Lazar, and N. Fauchereau: The extension of PIRATA in the Tropical South East Atlantic: A first one-year successful experiment. Second International AMMA Conference, Karlsruhe, Germany, 26-30 November 2007.
- KOUADIO Y. K. (\*), J. Servain, and L. A. T. Machado: On West African mesoscale convective systems (MCSs), easterly waves and Atlantic cyclogenesis. Second International AMMA Conference, Karlsruhe, Germany, 26-30 November 2007.

- MELLO N. (\*), B. Durand, et J. Servain: As condições dos campos de TSM e de vento no Atlântico tropical em 2007: Estimativa da qualidade da estação chuvosa de 2008 ... e de 2009 sobre o Nordeste. *X Workshop Internacional de Avaliação Climática para o Semi-Árido Nordestino - III Encontro Internacional de Estudos Climáticos: Aplicados ao Nordeste Brasileiro, Fortaleza, Brasil, 17-18 janvier 2008.*
- KOUADIO, Y, J. Servain (\*), and L.A.T. Machado: West African mesoscale convective systems, Atlantic cyclogenesis and SST anomaly dipole in the tropical Atlantic. *13th Meeting PIRATA. Natal, Brésil, 18-22 février, 2008.*
- SOARES, J., A. P. de Oliveira and J. Servain (\*) : O Projeto FluTua: Turbulent fluxes over the tropical Atlantic Ocean. *13th Meeting PIRATA. Natal, Brésil, 18-22 février, 2008.*
- ROUAULT, M., J. Servain, M. Rouault, C. Reason (\*), B. Bourles, A. Lazar, and N. Fauchereau: The Extension of PIRATA in the Tropical South East Atlantic: A First One-Year Successful Experiment. *13th Meeting PIRATA. Natal, Brésil, 18-22 février, 2008.*
- SILVA, M. (\*), M. Araújo and J. Servain : High-resolution regional ocean dynamics simulation in the South-Western tropical Atlantic. *13th Meeting PIRATA. Natal, Brésil, 18-22 février, 2008.*
- Da SILVA, M. (\*), A. P. de Oliveira, J. Soares, M. J. Ferreira, and J. Servain: Estimativa do balanço de radiação na superfície do oceano Atlantico entre as observações do Projeto FLUTUA e as estimativas de satelite. *XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo, SP, Brésil, 24-29 août 2008.*
- SKIELKA, U. T. (\*), J. Soares, A. P. de Oliveira, and J. Servain: Study of the equatorial Atlantic oceanic mixing layer using a one dimensional turbulence model. *XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo, SP, Brésil, 24-29 août 2008.*
- ALVES, J. M. B. (\*), P. R. B. Barbieri, G. M. Lopes, A. Costa, J. N. B. Campos, J. Servain, and Z. F. Lopes: Sobre o inicio, duração e o fim da estação chuvosa no setor norte do Nordeste do Brasil. *XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo, SP, Brésil, 24-29 août 2008.*
- ALVES, J. M. B. (\*), A. Costa, G. M. Lopes, P. R. B. Barbieri, Z. F. Lopes, J. N. B. Campos, and J. Servain: A sensibilidade de um downscaling dinamico de precipitação as oscillações intrazonais

- no setor norte do Nordeste do Brasil. *XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo, SP, Brésil, 24-29 août 2008.*
- ALVES, J. M. B. (\*), J. N. B. Campos, G. M. Lopes, A. Costa, J. Servain, Z. F. Lopes, and P. R. B. Barbieri: Um estudo preliminar da contribuição das componentes de grande escala e local na estação chuvosa no setor norte do Nordeste do Brasil. *XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo, SP, Brésil, 24-29 août 2008.*
- ARAÚJO M. (\*), J. Servain, M. Silva, C. Lentini, M. Cintra and W. Arruda: Project TransAt - Preliminary validation analysis of the Mercator products. *GMMC-2008, Toulouse, 13-15 octobre 2008.*
- DURAND B., N. MELLO (\*), et J. Servain: As condições recentes e atuais dos campos de TSM e de vento no Atlântico Tropical. *XI Workshop Internacional de Avaliação Climática para o Semi-Árido Nordestino, Fortaleza, Brasil, 19-20 janvier 2009.*
- KOUADIO Y., J. Servain (\*), L.A.T. Machado, and S. Sombra: Deep rainfall episodes over the eastern Nordeste and atmospheric and oceanic conditions in the south tropical Atlantic: Some case studies in 2004-2006. *Tropical Atlantic Meeting & 14th SSC-PRB PIRATA Meeting, Toulouse, France, 02-06 février, 2009.*
- de OLIVEIRA A., J. Soares and J. Servain (\*) : Preliminary results from the FluTuA Project: Micrometeorology in-situ measurements at St Peter & St Paul Archipelago (01°N-29°W). *Tropical Atlantic Meeting & 14th SSC-PRB PIRATA Meeting, Toulouse, France, 02-06 février, 2009.*
- LUCENA D. B., J. Servain (\*), and Gomes Filho M. F. : Impact Evaluation of the Extreme Climatic Events in the Pacific and Atlantic Oceans over the Northeast Brazil's Rainy Season. *Tropical Atlantic Meeting & 14th SSC-PRB PIRATA Meeting, Toulouse, France, 02-06 février, 2009.*
- SERVAIN J. (\*), I. Wainer and G. Clauzet: Is the decadal variability in the tropical Atlantic a precursor to the NAO? *Tropical Atlantic Meeting & 14th SSC-PRB PIRATA Meeting, Toulouse, France, 02-06 février, 2009.*
- KOUADIO Y., J. Servain (\*), and K. Kouadio : Recent SST trends in the tropical Atlantic. *Tropical Atlantic Meeting & 14th SSC-PRB PIRATA Meeting, Toulouse, France, 02-06 février, 2009.*
- ARAÚJO M., J. Servain (\*), M. Silva, C. Lentini, M. Cintra and



- W. Arruda : Project TransAt – Preliminary validation analysis of the Mercator products. *Tropical Atlantic Meeting & 14th SSC-PRB PIRATA Meeting, Toulouse, France, 02-06 février, 2009.*
- ARAÚJO M., Medeiros C., Servain J. (\*), Silva M., and Lentini C.A.D. : Salinity-induced mixed and barrier layers in the Southwestern tropical Atlantic Ocean off the Northeast Brazil. *Tropical Atlantic Meeting & 14th SSC-PRB PIRATA Meeting, Toulouse, France, 02-06 février, 2009.*
- ROUAULT, M. (\*), J. Servain, M. Rouault, C. Reason, B. Bourles, A. Lazar, and N. Fauchereau: The Extension of PIRATA in the Tropical South East Atlantic: A First One-Year Successful Experiment. *Tropical Atlantic Meeting & 14th SSC-PRB PIRATA Meeting, Toulouse, France, 02-06 février, 2009.*
- SERVAIN J. (\*) : De la variabilité climatique des océans tropicaux au Programme PIRATA. *França-Brasil : Uma colaboração científica. Clima e consequências sócio-econômicas. Conférence organisée dans le cadre de l'Année de la France au Brésil. Fortaleza, CE, 08-09 juin 2009.*
- KOUADIO Y. (\*), J. Servain, L.A.T. Machado, and S. Sombra : Deep rainfall episodes over the eastern Nordeste and atmospheric and oceanic conditions in the south tropical Atlantic: Some case studies in 2004-2006. *3ième Conférence Internationale AMMA Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine (AMMA) Ouagadougou 20-24 Juillet 2009.*

## REMERCIEMENTS

Jacques Servain remercie la FUNCEME (Fortaleza, CE) pour son chaleureux accueil dans ses locaux durant ces dernières années (2002-2004 dans le cadre de PIRATA, et 2004-2009 dans le cadre de CATIN), et tout particulièrement Francisco Assis de Souza Filho (précédent Président de la FUNCEME) et Eduardo Sávio P. R. Savins (actuel Président de la FUNCEME) pour l'excellence de leurs collaborations.



ISBN 978-85-62406-07-



Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico



Instituto de Referência para o Desenvolvimento