A INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR DOS OCEANOS PACÍFICO E ATLÂNTICO NA VARIABILIDADE DE PRECIPITAÇÃO EM FORTALEZA

RITA VALÉRIA ANDREOLI¹, *MARY TOSHIE KAYANO¹, ROBERTO LAGE GUEDES², MARCOS DAISUKE OYAMA² E MARIA APARECIDA SENAUBAR ALVES² ¹Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos Avenida dos Astronaustas, 1758, 12227-010, Jardim da Granja, São José dos Campos - SP ²Centro Tecnológico Aeroespacial, Instituto de Aeronáutica e Espaço/Divisão de Ciências Atmosféricas, Praça Mal. do Ar Eduardo Gomes,50, 12228-904, São José dos Campos - SP *Correspondência: Tel.: (12) 3945-6658, Fax: (12) 3945-6666 E-mail: mary@cptec.inpe.br

Recebido Outubro 2003 - Aceito Julho 2004

RESUMO

Variações na precipitação em Fortaleza e Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Pacífico e Atlântico durante 1856-1991 são analisadas usando transformada wavelet e correlações parciais. Índices são obtidos para anomalias de precipitação, TSM (ATSM) nas regiões do Niño-3 (índice Niño-3) e do Atlântico Tropical (índice DTNS). Os índices de precipitação e DTNS contêm forte variabilidade na escala 11-14 anos. Máximas variâncias do índice Niño-3 ocorrem em escalas interanuais, moduladas por oscilações de 12-20 anos. Portanto as conexões entre ATSM no Pacífico Leste e precipitação em Fortaleza, na escala decadal, podem ser uma resposta a variações de TSM na escala interanual. Correlações parciais são calculadas entre as séries de ATSM no Pacífico e Atlântico entre 62,5° N e 32,5°S e índice de precipitação para a escala 11-14 anos. Máximas correlações parciais positivas ocorrem no Atlântico Tropical Sul quando se exclui a influência do índice Niño-3, para defasagens de 0 a 6 meses, e correlações negativas significativas no Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical Norte, quando se exclui a influência do índice DTNS, para defasagens de 9 a15 meses. Nos dois casos, um padrão de gradiente de ATSM relaciona-se com as anomalias de precipitação na escala decadal. A quase-periodicidade do índice de precipitação na escala decadal implica que as anomalias climáticas no norte do Nordeste podem ser previstas com antecedência de alguns anos. **Palavras-chave:** Nordeste do Brasil, anomalias de precipitação, anomalias de temperatura da superfície do mar, escala decadal, transformada wavelet.

ABSTRACT: THE INFLUENCE OF THE SEA SURFACE TEMPERATURE OF THE PACIFIC AND ATLANTIC OCEANS IN THE FORTALEZA PRECIPITATION VARIABILITY

Variations of the Fortaleza precipitation and sea surface temperature (SST) in the Pacific and Atlantic during 1856-1991 are analyzed using wavelet transform and partial correlations. Indices are obtained for precipitation anomalies and SST anomalies (SSTA) in the regions of Niño-3 (Niño-3 index) and Tropical Atlantic (DTNS index). The precipitation and DTNS indices contain strong variability at 11-14 year scale. Maximum variances for the Niño-3 index occur at interannual scales, but modulated by 12-20 year oscillations. Therefore the connections between SSTA in the Pacific east and precipitation in the NEB in the decadal scale can be a response to Niño-3 in the interannual scale. Partial correlations are calculated between the SST series in the Pacific and Atlantic from 62.5° N and 32.5°S and the precipitation index for the 11-14 year scale. Maximum positive partial correlations occur in the Tropical South Atlantic when the Niño-3 index influence is excluded, for 0 to 6 month lags, and negative significant correlations in the Equatorial Pacific and Tropical North Atlantic, when the DTNS index influence is excluded, for 9-15 month lags. In both cases, a SSTA gradient pattern relates to precipitation anomalies at decadal scale. A quasi-periodic precipitation index at decadal scale implies that the climate anomalies over northern Northeastern might be forecast few years in advance.

Key words: Northeastern Brazil, precipitation anomalies, sea surface temperature anomalies, decadal scale, wavelet transform.

1. INTRODUÇÃO

O nordeste do Brasil (NEB) é conhecido por apresentar em alguns anos secas severas ou chuvas excessivas, que têm sido relacionados aos padrões anômalos de grande escala da circulação atmosférica global associados ao fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS). A componente oceânica do ENOS caracteriza-se pela ocorrência de temperatura da superfície do mar (TSM) no Pacífico equatorial central e leste anomalamente positivas (El Niño) em uma fase e negativas (La Niña) na fase oposta. Esta componente do ENOS conectase dinamicamente à Oscilação Sul, que se manifesta como uma gangorra barométrica com centros de ação na Indonésia e no Pacífico sudeste.

As secas severas no NEB, objeto de inúmeros estudos por seus impactos sociais e econômicos, têm sido relacionadas à ocorrência do El Niño. Esta hipótese é baseada no fato de que para alguns anos de El Niño (fortes ou moderados), notavelmente, 1877-1878, 1891, 1900, 1907, 1932, 1941, 1958, 1983, Fortaleza, no NEB, sofreu secas severas (Kane, 1997). Sob condições de El Niño, a circulação de Walker é deslocada para leste, tal que seu ramo ascendente localiza-se sobre o oceano Pacífico central e leste onde a convecção é intensificada, e seu ramo descendente localiza-se sobre o NEB e Atlântico Tropical adjacente, onde a convecção é inibida (Kousky et al., 1984; Kousky e Ropelewski, 1989). Entretanto, a relação entre El Niño e as secas no NEB não é unívoca (Kane e de Souza, 1988; Kane, 1992; Kane, 1997). Kane (1997) mostrou que dos 46 El Niño (fortes e moderados) do período de 1849-1992, somente 21 (45%) estiveram associados a secas severas em Fortaleza.

Enquanto as ocorrências simultâneas de El Niño e secas no NEB restringem-se a determinados eventos, a precipitação nessa região tem sido, por outro lado, fortemente relacionada às anomalias de TSM (ATSM) no Atlântico Tropical (AT). De fato, a estrutura dipolar do padrão espacial das correlações entre ATSM no AT e anomalias de precipitação no NEB foi interpretada por vários autores como um dipolo de ATSM nesta região oceânica (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Servain, 1991; Nobre e Shukla, 1996). Estes autores sugeriram que as condições dinâmicas e termodinâmicas associadas ao dipolo interferem sensivelmente na posição e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que, por sua vez, influencia a precipitação no NEB. Na fase positiva (negativa) do dipolo caracterizado com ATSM positivas (negativas) ao norte e negativas (positivas) ao sul do equador o gradiente térmico aponta para o hemisfério norte (sul). Conseqüentemente, as anomalias positivas de precipitação associadas a ZCIT posicionam-se, predominantemente, ao norte (sul) do equador e, assim, o NEB configura-se com anomalias de precipitação negativas (positivas). Saravanan e Chang (2000), investigando as conexões entre a variabilidade de TSM no Pacífico equatorial leste e AT e a precipitação do NEB, mostraram que, na ausência do sinal do ENOS, as correlações entre ATSM e precipitação são significantemente mais fracas no Atlântico Tropical Norte (ATN) e mais fortes no Atlântico Tropical Sul (ATS). Isto implica que a variabilidade de TSM intrínseca do AT é mais provável de se caracterizar por um gradiente inter-hemisférico de ATSM do que por um forte modo de dipolo na ATSM.

Estes estudos mostram que ambos, o El Niño e gradiente inter-hemisférico de ATSM no AT são importantes fatores que modulam a precipitação do NEB. No entanto, essas relações empíricas são difíceis de serem analisadas por que as escalas temporais de variações de TSM diferem daquelas da precipitação tanto em amplitude como em fase. Análises espectrais da série de precipitação em Fortaleza mostram periodicidades nas escalas de tempo aproximadamente de 2, 3,5, 5,5, 10, 13-16, 25-26 e 61 anos (Hastenrath e Kaczmarczyk, 1981; Kane e Trivedi, 1988; Sperber e Hameed, 1993). No entanto, Jones e Kearns (1976) não consideram significativas as periodicidades de 13 e 26 anos. Por outro lado, as análises espectrais das séries de ATSM para os oceanos Atlântico e Pacífico são caracterizadas por oscilações em escalas de tempo interanual e decadal, sendo a escala interanual mais pronunciada na região do Pacífico, e a decadal no Atlântico (Hastenrath e Kaczmarczyk, 1981; Sperber e Hameed, 1993; Mehta e Delworth, 1995).

Apesar da variabilidade de TSM no Pacífico ser dominada por variabilidades na escala de tempo interanual, Zhang et al. (1997) separa a variabilidade temporal do Pacífico em duas componentes: uma relacionada à escala de variabilidade interanual do ciclo ENOS, e a outra linearmente independente incluindo toda a variabilidade interdecadal. As duas componentes exibem padrões espaciais de TSM similares, no entanto, para variabilidade interdecadal o padrão espacial para TSM estende-se para latitudes fora do equador no Pacífico leste e é relativamente mais intenso sobre latitudes extratropicais do Pacífico Norte.

Restringindo-se à variabilidade decadal no AT, alguns estudos têm sido direcionados aos mecanismos que forçam o modo de dipolo. Chang et al. (1997) atribuíram essa variabilidade a interações oceano-atmosfera com um "feedback" positivo entre os fluxos de calor induzidos pelo vento e TSM. Contudo, alguns autores têm mostrado evidências que os dois centros do dipolo não são temporalmente coerentes (Mehta, 1998; Enfield et al., 1999).

O principal interesse deste trabalho consiste em retomar a investigação da existência de relações entre TSM do AT e Pacífico Equatorial e precipitação de Fortaleza na escala de tempo decadal. A investigação em escalas de tempo mais longas complementa os estudos de Hastenrath e Kaczmarczyk (1981) e Chu (1984) para a escala de tempo decadal, e mais recentemente, os de Uvo et al. (1998) e Pezzi e Cavalcanti (2001) que focalizaram escalas temporais mais curtas.

Assim, as variações da precipitação em Fortaleza e da TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico são estudadas utilizando a transformada wavelet (p.ex., Torrence e Compo, 1998). Este método envolve transformação de uma série unidimensional em um espaço de tempo e freqüência, o que permite determinar as escalas de variabilidade dominantes e suas variações temporais. Numa segunda etapa, ferramentas estatísticas simples, como análises de correlações são usadas para se encontrar as possíveis relações entre as variabilidades da precipitação e TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico na escala de tempo decadal.

2. DADOS E METODOLOGIA

Os dados usados consistem de campos globais de ATSM mensais, com uma resolução de 5° em latitude por 5° em longitude, do período de 1856 a 1991 obtidos por Kaplan

et al. (1997), e totais mensais de precipitação observados em Fortaleza (03°47'S, 38°32'W) para o período de 1856 a 1991, obtidos de Strang (1979) para o período de 1856 a 1970 e do Comando da Aeronáutica (dados mensalmente enviados à Divisão de Ciências Atmosféricas, Instituto de Aeronáutica e Espaço, Centro Técnico Aeroespacial) de 1971 a 1991.

Índices mensais de ATSM que representam as variações de TSM no ATN e ATS são obtidas calculando a média das ATSM nos sub-setores delimitados em: 2,5°N, 17,5°N, 72,5°W e 32,5°W, para o ATN, e em 12,5°S, 2,5°N, 37,5°W e 12,5°E, para o ATS, que aproximadamente correspondem às áreas usadas por Enfield et al. (1999). A diferença entre os índices do ATN e ATS (DTNS) descreve o gradiente de ATSM inter-hemisférico. No caso do Pacífico, o índice mensal de ATSM é definido para a região do Niño-3, limitada em 5°N, 5°S, 150°W e 90°W, e descreve as variações de TSM associadas ao ENOS.

O índice de precipitação é obtido removendo o ciclo anual da série de precipitação usando a climatologia mensal do período de 1856 a 1991. O uso da série de anomalias de precipitação em Fortaleza, como um índice para a precipitação, é justificado pelo fato que a variabilidade de precipitação na região norte do nordeste do Brasil tem sinal homogêneo (Kousky e Chu, 1978; Aceituno, 1988). Em seguida, a tendência linear de longo prazo contida nos índices DTNS, Niño-3 e de precipitação é removida e finalmente, esses índices são normalizados pelo desvio padrão da série total correspondente a cada índice.

Em uma primeira etapa, as variabilidades tempofreqüência dominantes dos índices considerados são obtidas submetendo-os à transformada wavelet. A wavelet de Morlet é usada, e a transformada é representada no espaço de Fourier de acordo com o método descrito em Torrence e Compo (1998) (daqui a diante TC98). Para reduzir os "efeitos de borda" e usar transformada de Fourier rápida as séries são completadas com zeros para se obter seu comprimento total aumentado até a próxima potência de 2. A wavelet de Morlet é uma exponencial complexa modulada por uma Gaussiana, $e^{i\omega_0 t/s}e^{-t^2/(2s^2)}$, com, $\eta = t/s$, onde t é o tempo, s é a escala da wavelet e ω_0 é a freqüência não-dimensional, para a qual é adotado o valor de 6, que satisfaz a condição de admissibilidade (TC98).

O espectro de energia local da transformada de wavelet continua (EPW) é definido como o quadrado do valor absoluto do coeficiente da transformada wavelet e dá uma medida da variância da série temporal em cada escala e tempo. A média temporal do EPW em cada escala resulta no espectro de potência global (EPG). O Cone de influência (COI), a região do EPW na qual os efeitos de borda são importantes, é definido como o tempo de decaimento para a autocorrelação do EPW em cada escala (TC98). A significância estatística é obtida assumindo-se um espectro de energia de Fourier (por exemplo; ruído vermelho) em cada escala, e então se usa a distribuição chi-quadrado para encontrar os valores significativos conforme o procedimento desenvolvido por TC98. Neste trabalho são considerados os níveis de confiança de 90% e 95%.

Em uma segunda etapa, as séries de ATSM global

entre 62,5°N e 32,5°S e os índices Niño-3, DTNS e de precipitação em Fortaleza são reconstruídas (ou filtradas) para a escala decadal, conforme sugerido por TC98, calculando a média por escala dos coeficientes da parte real da wavelet. Foram consideradas as escalas da wavelet de 11-14 anos. Estas séries, referidas utilizando um prefixo DEC, são então usadas para se encontrar as relações entre ATSM global e precipitação parcial. A correlação parcial mostra a exclusiva relação entre duas variáveis (X₁ e X₃) enquanto se exclui a influência de uma terceira variável independente (X₂) e é calculada pela fórmula:

$$r_{13,2} = (r_{13} - r_{12} \times r_{23}) / \sqrt{(1 - r_{12}^2)} \sqrt{(1 - r_{23}^2)}$$

onde, r_{13} , r_{12} e r_{23} são as correlações lineares entre as variáveis $X_1 e X_3$, $X_1 e X_2 e$ entre $X_2 e X_3$, respectivamente.

As correlações parciais são obtidas para a escala de 11-14 anos, e se referem a séries de anomalias reconstruídas (ou filtradas) e, portanto, o termo 'reconstruída' é omitido. A correlação parcial entre a série de DEC ATSM e o índice de precipitação (DEC Prp), excluindo o efeito da série do DEC_Niño-3, é obtida em cada ponto de grade. Similarmente, a correlação parcial entre ATSM e índice de precipitação, excluindo o efeito do índice DEC DTNS, também é obtida em cada ponto de grade. As correlações parciais são calculadas com defasagens de até 15 meses com as séries de DEC ATSM antecedendo a série de precipitação. A significância estatística dos coeficientes de correlação parcial é determinada pelo teste t de Student, com os graus de liberdade estimados pelo tempo de decorrelação de 17,3 anos, determinado a partir do "e-folding time" da escala média de 11-14 anos da wavelet. Assim, dividindo o número total de anos (136) por 17,3 anos resulta em 7 graus de liberdade. O teste t de Stundet aplicado a este número implica que somente correlações absolutas maiores que 0,58 (0,66) são significativas no nível de confiança de 90% (95%).

3. RESULTADOS 3.1. Análises de Wavelet

As Figuras 1, 2 e 3 mostram as análises de wavelet para os índices de precipitação, DTNS e Niño-3. Nos painéis (b), são apresentados os espectros de energia local da transformada de wavelet continua. Valores significativos de EPW correspondem a variâncias significativas dos índices, para uma dada escala e tempo.

O EPG do índice de precipitação mostra picos dominantes nas escalas de 25,5 e 12,7 anos e picos secundários (não significativos) um para escala de 3,8 anos e outros para a escala interanual curta (1,1 e 2 anos) (Figura 1c). Esses picos concordam com os obtidos anteriormente através de análises espectrais da série de precipitação em Fortaleza (Markham, 1974; Chu, 1984; Hastenrath e Kaczmarczyk, 1981) e resultam de EPW significativos de 1870-1970 para a escala em torno de 25,5 anos, de 1870-1990 para a escala de 11-14

anos, nos períodos de 1870-1875, 1897-1902, 1935-1940, para a escala interanual (2-7 anos) e, em curtos intervalos de tempo espalhados dentro do período de 136 anos para a escala interanual curta (Figura 1b). Estes resultados indicam que a variabilidade de precipitação em Fortaleza é definida para multi-escalas temporais localizadas em certos intervalos de tempo.



Figura 1: a) Índice de precipitação para Fortaleza (Prp) normalizado pelo desvio padrão, b) Espectro de energia local para Prp. Contornos sombreados correspondem a valores de variâncias normalizados, variando de 5 a 60 com intervalo de 5. Contornos contínuos (tracejados) correspondem a variâncias significativas no nível de confiança de 90% (95%). A curva em forma de U representa o COI, sob o qual o efeito de borda é importante. c) Espectro global da wavelet. O contorno pontilhado (tracejado) indica que o espectro de wavelet global é significativo no nível de confiança de 90% (95%).

O EPG do índice DTNS mostra um pico dominante na escala decadal (12,7 anos) e dois picos secundários (não significativos) para as escalas de aproximadamente 4,5 e 25,5 anos (Fig. 2c). O pico decadal reflete as variâncias significativas do índice DTNS observadas durante 1870-1890, 1905-1940 e 1960-1990 e o pico interanual, durante 1858-1962, 1878-1882, 1890-1895, 1915-1920, 1930-1940 e 1958-1961. É também notável que o índice DTNS contém marcada variabilidade na escala interanual curta (1-2 anos) em certos intervalos de tempos dentro do período de 136 anos.



Figura 2: Idem a Figura 1, exceto para o índice DTNS.

O EPG do índice Niño-3 mostra picos dominantes na escala interanual (3,8 e 5,8 anos) e picos secundários (não significativos) para as escalas decadal (11,7 - 12,7) (Fig. 3c). Os picos na escala interanual resultam de forte variabilidade de 2-7 anos (escala do ENOS) do índice Niño-3 mostrada por EPW significativos e acentuados ocorrendo para quase toda a banda de 2-7 anos durante 1875-1925 e 1960-90. EPW significativos na escala do ENOS relativamente menos abrangente na banda de 2-7 anos ocorrem também em alguns intervalos do período de 1925-1960.



Figura 3: Idem a Figura 1, exceto para o índice Niño-3.

A série de variância do índice Niño-3 mediada para a escala 2-5 anos obtida pela análise de wavelet e este índice reconstruído para a escala de 11-14 anos estão dispostos num mesmo gráfico (Figura 4). É notável a consistência dos máximos e mínimos das duas séries, o que indica a modulação da variabilidade interanual pela decadal. Resultados anteriores mostram a ocorrência dessa modulação para TSM do Pacífico central no período 1949-1992 (Mak, 1995) e para o índice Niño-3 no período de 1871-1998 (Torrence e Webster, 1999).



Figura 4: Série de variância do índice Niño-3 mediada para a escala 2-5 anos (tracejada) e índice normalizado do Niño-3 reconstruído para a escala de 11-14 anos (contínua).

Comparando as análises de wavelet para os três índices é notável a dominância da escala de 11-14 anos para os índices de precipitação e DTNS, enquanto para o índice Niño-3 o pico nesta escala não é estatisticamente significativo. Em concordância, Mehta (1998) encontrou alta coerência entre a variabilidade de precipitação no NEB e o gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico, na escala decadal. A característica mais notável nos EPW para os três índices é a dependência temporal da variabilidade, com as contribuições de bandas de freqüências distintas localizadas no tempo. No caso da escala do ENOS, ocorrências simultâneas de máximas variâncias para os índices de precipitação e Niño-3 se restringem a alguns períodos, por volta de 1900, 1920 e 1940 consistente com os resultados de Kane (1992; 1997). Para esta mesma escala, a simultaneidade de máximas variâncias para os índices de precipitação e DTNS é aparente para alguns anos.

3.2. Relações entre ATSM do Pacífico e AT e precipitação em Fortaleza na escala de tempo decadal

A Figura 5 apresenta a correlação simultânea entre ATSM global entre 62,5°N e 32,5°S e o índice de precipitação para a escala decadal. O padrão de correlações positivas no ATS e negativas no ATN concorda com os resultados de Wagner (1996) que associou a elevada (reduzida) precipitação no NEB a um padrão de ATSM com anomalias positivas no ATS (ATN) e negativas no ATN (ATS). Essas características no padrão de TSM indicam que a precipitação em Fortaleza é modulada pela posição e deslocamento da ZCIT, e que pode ser influenciada por uma circulação meridional termicamente direta, com movimentos ascendentes sobre o ATN e, descendentes sobre Fortaleza e Atlântico equatorial adjacente, como sugerido por Chu (1984). Por outro lado, o padrão com correlações negativas no Pacífico tropical e leste e positivas no Pacífico



Figura 5: Padrão de correlação entre ATSM global entre 62,5°N e 32,5°S e precipitação em Fortaleza na escala de 11-14 anos. Contornos contínuos (tracejados) correspondem a valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é de 0,2. O contorno zero foi omitido. Sombreados claros (escuros) indicam valores significativos nos níveis de confiança de 90% e 95%.

central e norte é similar ao padrão de TSM para escala de tempo decadal mostrado por Zhang et al. (1997). Uma possível explicação da relação entre o padrão de TSM no Pacífico e a precipitação em Fortaleza resulta de alterações da circulação de Walker em escala de tempo decadal.

Os mapas de correlações parciais entre a DEC_ATSM global e o índice de precipitação, excluindo a influência do índice DEC_Niño-3 mostram claramente a importância do ATS nas anomalias de precipitação em Fortaleza (Figura 6). Correlações parciais positivas significativas manifestam-se próximas à costa da África, com 15 meses de antecedência,



Figura 6: Evolução dos padrões de correlação parcial entre ATSM global entre 62,5°N e 32,5°S e precipitação em Fortaleza, quando os efeitos do Niño-3 são excluídos. Contornos contínuos (tracejados) correspondem a valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é de 0,2. O contorno zero foi omitido. Sombreados claros (escuros) indicam valores significativos nos níveis de confiança de 90% e 95%.

que gradualmente intensificam-se e expandem-se em direção ao equador e para oeste, atingindo máximas amplitudes para defasagem zero. A evolução dos padrões de correlação parciais no ATS é similar à encontrada por Markham e McLain (1977) que associaram as ATSM no ATS a mudanças na corrente equatorial sul. Além disso, esses resultados concordam com o encontrado por Saravanan e Chang (2000) para a escala de tempo interanual. Eles mostraram que na ausência do sinal do ENOS a precipitação no NEB é fortemente correlacionada com ATSM no ATS. Por outro lado, ocorrência de correlações parciais negativas no ATN implica que os padrões de correlações parciais representam um gradiente interhemisférico de ATSM no AT, ao invés de uma configuração dipolar. Como conseqüência desse gradiente inter-hemisférico de TSM a posição da ZCIT é deslocada para sul aumentando a precipitação em Fortaleza.

Mapas da correlação parcial entre DEC_ATSM e índice de precipitação eliminando a influência do índice DEC_DTNS mostram as maiores correlações para defasagens maiores que 6 meses (Fig. 7). Correlações parciais negativas significativas são observadas na região do Pacífico equatorial central e ATN com uma antecedência de 15 a 9 meses. Esses resultados mostram que as ATSM do Pacífico Central e do ATN conjuntamente afetam a precipitação do nordeste. Possivelmente, a relação entre as ATSM do Pacífico e AT se processa através de alterações da circulação atmosférica. Mo e Hakkinen (2001) mostraram que a resposta atmosférica do padrão de TSM decadal no Pacífico é caracterizada por um padrão de onda Pacífico/América do Norte e pelo fortalecimento da Oscilação do Atlântico Norte. Desta forma, padrões de teleconexões atmosféricos associados a variabilidade decadal do Pacífico podem influenciar, via Atlântico Norte, a formação de um gradiente inter-hemisférico de TSM no AT, que por sua vez modulam a posição e intensidade da ZCIT a qual afeta a precipitação do NEB.

4. CONCLUSÕES

Transformada de wavelet é usada para identificar as escalas dominantes de variabilidade da precipitação em Fortaleza e das TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico durante 1856 a 1991. Para este fim são obtidos índices de anomalias de precipitação, ATSM nas regiões do Niño-3 e do AT. O índice de ATSM no AT é referido como DTNS e descreve o comportamento do gradiente meridional de ATSM. O índice de precipitação contém forte variabilidade na escala de 11-14 anos, sendo o índice reconstruído para esta escala quase periódico durante 1870-1990. Em concordância, análises espectrais da série de precipitação em Fortaleza mostram um pico dominante em 12,7 anos (Markham, 1974; Chu, 1984; Hastenrath e Kaczmarczyk, 1981). Variâncias significativas na escala decadal são também dominantes para o índice DTNS. O fato de os índices de precipitação e DTNS apresentarem máximas variâncias na escala de 11-14 anos confirma a alta coerência entre a variabilidade de precipitação no norte do NEB e o gradiente inter-hemisférico de ATSM no Atlântico na



Figura 7: Evolução dos padrões de correlação parcial entre ATSM global entre 62,5°N e 32,5°S e precipitação em Fortaleza, quando os efeitos do DTNS são excluídos. Contornos contínuos (tracejados) correspondem a valores positivos (negativos). Intervalo de contorno é de 0,2. O contorno zero foi omitido. Sombreados claros (escuros) indicam valores significativos nos níveis de confiança de 90% e 95%.

escala decadal encontrada por Mehta (1998).

No caso do índice Niño-3, as máximas variâncias ocorrem para escala interanual. A simultaneidade de máximas variâncias nesta escala entre os índices de precipitação e Niño-3 se restringe a alguns períodos, bem como entre os índices de precipitação e DTNS. Portanto, a variabilidade interanual de precipitação no NEB em alguns anos pode ser mais fortemente relacionada ao ENOS enquanto em outros ao gradiente meridional de ATSM no AT. Um outro aspecto notável é que a máxima variância interanual do índice Niño-3 é modulada por oscilações na escala de 12-20 anos. Portanto as conexões entre ATSM no Pacífico Leste e precipitação no NEB na escala decadal podem ser uma resposta à variabilidade interanual das variações de TSM na região do Niño-3. Este é um aspecto novo não discutido anteriormente.

Os padrões de correlações parciais entre DEC_ATSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico e índice DEC_Prp excluindo a influência do índice DEC_Niño-3 com máximos positivos no ATS e fracos valores negativos no ATN para as defasagens de 15 a zero meses são similares ao encontrado por Saravanan e Chang (2000) para a escala de tempo interanual. Além disso, a evolução dos padrões de correlação parciais no ATS é similar à encontrada por Markham e McLain (1977), e descrevem um padrão de gradiente inter-hemisférico de ATSM no AT, ao invés de dipolar. Este gradiente de ATSM no AT pode ocasionar deslocamentos norte-sul da ZCIT que por sua vez afeta a precipitação em Fortaleza.

Os mapas de correlações parciais entre DEC_ATSM no Pacífico e Atlântico e índice DEC_Prp excluindo a influência do índice DEC_DTNS exibem valores negativos significativos na região do Pacífico equatorial central e ATN com uma antecedência de 15 a 9 meses, e indicam que as ATSM do Pacífico central e do ATN conjuntamente afetam a precipitação do Nordeste. Uma possível explicação é que padrões de teleconexões atmosféricos associados a variabilidade decadal do Pacífico influenciam, via Atlântico Norte, a formação de um gradiente inter-hemisférico de TSM no AT, que por sua vez modulam a posição e intensidade da ZCIT a qual afeta a precipitação do NEB.

Finalmente, nas duas seqüências de mapas de correlações parciais um padrão de gradiente de ATSM relaciona-se com as anomalias de precipitação em Fortaleza na escala decadal. Estas anomalias resultam de uma seqüência de fenômenos da escala decadal que se manifestam durante alguns meses e envolvem ambos os oceanos Pacífico e Atlântico. Em adição, a quase-periodicidade do índice de precipitação na escala decadal sugere que as anomalias climáticas no norte do NEB podem ser previstas com alguns anos de antecedência. Este resultado tem implicações práticas para o monitoramento das anomalias de precipitação no norte do NEB.

5. AGRADECIMENTOS

Os dois primeiros autores agradecem ao CNPq pelo suporte financeiro. Os códigos usados para a análise de wavelet foram cedidos por C. Torrence e G. Compo e estão disponíveis no endereço "http://paos.colorado.edu/research/wavelets/".

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part 1: surface climate, **Mon. Wea. Rev.**, v. 116, p. 505-524, 1988.

CHANG, P.; JI, L.; LI, H. A decadal climate variation in the tropical Atlantic ocean from thermodynamic air-sea interactions. **Nature**, v.385, n.6, p.516-518, 1997.

CHU, P. S. Time and space variability of rainfall and surface circulation in the northeast Brazil – Tropical Atlantic sector, **J. Meteor. Soc. Japan**, v.26, n.2, p.363-369, 1984.

ENFIELD, D.B.; MESTAS-NUÑEZ, A.M.; MAYER, D.A.; CID-SERRANO, L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperature?, **J. Geophys. Res.**, v.104, n.C4, p.7841-7848, 1999.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climate hazards in northeast Brazil, Quart. J. R. Met. Soc., v.103, n.435, p.77-92, 1977.

HASTENRATH, S., KACZMARCZYK, E. B. On spectra and coherence of tropical climate anomalies, **Tellus**, v.33, n.5, p.453-462, 1981.

JONES, R. H., KEARNS, J. P. Fortaleza, Ceará, Brazil Rainfall, J. Appl. Meteor., v.15, p.307-308, 1976.

KANE, R. P. El Niño and La Niña events and rainfall in NE and South Brazil, **Rev. Bras. Geofís.**, v.10, n.2, p.49-59, 1992.

KANE, R. P. Prediction of droughts in North-east Brazil: Role of ENSO and use of periodicities, **Inter. J. Climatol.**, v.17, p.655-665, 1997.

KANE, R.P.; DE PAULA, E. R. Rainfall characteristics in different parts of northeast Brazil, **Rev. Bras. Geofís.**, v.11, n.1, p.7-22, 1993.

KANE, R. P.; TRIVEDI, N. B. Spectral characteristics of the annual rainfall series for northeast Brazil, **Clim. Change**, v.13, p.317-336, 1988.

KAPLAN, A.; CANE, M. A.; KUSHNIR, Y.; CLEMENT, A. C.; BLUMENTHAL, M.B.; RAJAGOPALAN, D. B. Analysis of global sea surface temperature 1856-1991, J. Geophys. Res., v.102, n.C13, p.27.835-27.860, 1997.

KOUSKY, V.E.; CHU, P. S., Fluctuations in annual rainfall for northeast Brazil, **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 56, p. 457-466, 1978.

KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. Extremes in the Southern oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the south American region, **Rev. Bras. Meteoro.**, v.4, n.2, p.351-363, 1989.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies, **Tellus**, v.36A, p.490-504, 1984.

MAK, M. Orthogonal wavelet analysis: Interannual variability in the sea surface temperature, **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.76, n.11, p.2179-2186, 1995.

MARKHAM, C. G. Apparent periodicities in rainfall at Fortaleza, Ceará, Brazil, J. App. Meteor., v.13, p.176-179, 1974.

MARKHAM, C. G.; MCLAIN, D. R. Sea surface temperature related to rain in Ceará, north-eastern Brazil, **Nature**, v.265, n.5592, p.320-323, 1977.

MEHTA, V. Variability of the ocean surface temperatures at decadal - multidecadal timescales. Part I: The Atlantic ocean, **J. Clim.**, v.11, n.17, p.2351-2375, 1998.

MEHTA,V.; DELWORTH, T. Decadal variability of the Tropical Atlantic ocean surface temperature in shipboard measurements and in a global ocean-atmosphere model, **J. Clim.**, v.8, n.3, p.172-190, 1995.

MO, K. C.; HAKKINEN, S. Decadal variations in the Tropical South Atlantic and linkages to the Pacific, **Geophys. Res.** Lett., v.28, n.10, p.2065-2068, 2001.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory, and numerical experiments with a general circulation model, **J. Atmos. Sci.**, v.38, n.12, p.2653-2675, 1981.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America, J. Clim., v.9, n.19, p.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, **Clim. Dyn.**, v.17, p.205-212, 2001.

SAVARANAN, R.; CHANG, P. Interaction between Tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation, **J. Clim.**, v.13, n.13, p.2177-2194, 2000.

SERVAIN, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications, **J. Geophys. Res.**, v.96, n.C8, p.15,137-15,146, 1991.

SPERBER, K. R.; HAMEED, S. Phase Locking of Nordeste precipitation with sea surface temperatures, **Geophys. Res.** Lett., v.20, n.2, p.113-116, 1993.

STRANG, D. M. Utilização dos Dados Pluviométricos de Fortaleza, CE, Visando Determinar Probabilidades de Anos Secos e Chuvosos. São José dos Campos, CTA, Relatório Técnico ECA - M 03/79, 1979.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis, **Bull. Am. Meteor. Soc.**, v.79, n.1, p.61-78, 1998.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. J. Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System, **J. Clim.**, v.12, n.8, p.2679-2690, 1999.

UVO, C. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S. E.; KUSHNIR, Y. The relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation, **J. Clim.**, v.11, n.7, p. 551-562, 1998.

WAGNER, R. G. Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in tropical Atlantic. J. Geophys. Res., v.101, n.C7, p.16,683-16,694, 1996.

ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; BATTISTI, D. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93, **J. Clim.**, v.10, p.1004-1020, 1997.