

UMA REVISÃO SOBRE O PADRÃO DE DIPOLO NO ATLÂNTICO TROPICAL

EVERALDO B. DE SOUZA¹ E PAULO NOBRE²

¹ Departamento de Meteorologia - Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME
Av. Bezerra de Menezes, 1900, São Gerardo - Fortaleza-CE - CEP-60325-002

² Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC/INPE
Rod. Pte. Dutra, Km 40, Cachoeira Paulista-SP - CEP-12630-000

RESUMO

Neste trabalho, apresenta-se uma revisão das características atmosféricas e oceânicas na superfície e da circulação de ar superior, associadas ao modo de variabilidade climática conhecido como Padrão de Dipolo que se manifesta sobre a Bacia do Atlântico Tropical. Os eventos do Dipolo foram selecionados pelos anos que apresentaram o sinal contrário entre os índices normalizados de TSM, computados nas Bacias Norte e Sul do Atlântico Tropical (Servain, 1991). Os resultados mais importantes das análises dos compostos sazonais, calculados para um total de 11 casos para cada fase positiva e negativa do Dipolo, foram os seguintes: As relações entre as variáveis oceânicas e atmosféricas na superfície concordaram com os estudos anteriores (Hastenrath e Heller, 1977; Nobre, 1993; Nobre e Shukla, 1996) e o gradiente térmico meridional e inter-hemisférico modulou o posicionamento da banda de nebulosidade e precipitação associado a ZCIT. As análises observacionais da circulação de ar superior evidenciaram a manifestação da circulação meridional anômala e termicamente direta (Moura e Shukla, 1981; Hastenrath e Greischar, 1993). Os fluxos das radiações de onda curta e onda longa e o fluxo de calor latente (associado ao processo de evaporação da água oceânica) agem cooperativamente para a gênese e manutenção do padrão inverso de anomalias de TSM e do gradiente térmico meridional associados ao modo do Dipolo.

ABSTRACT

This work presents an review of the atmospheric and oceanic characteristics at surface and tropospheric circulation, associated with climate variability mode known Dipole Pattern observed over Tropical Atlantic. The Dipole events were selected looking SST standardized indices calculated to the North and South Basins (Servain, 1991). The analysis of the seasonal composites, computed for eleven cases of both positive and negative phases of the Dipole, reveal the following results: The relationship between atmospheric and oceanic variables over Atlantic agree with previous works (Hastenrath and Heller, 1977; Nobre, 1993; Nobre and Shukla, 1996) and the meridional SST gradient modulated the positioning of the anomalous cloudness and precipitation band associated with ITCZ. The anomalous meridional circulation (Moura e Shukla, 1981; Hastenrath e Greischar, 1993) was evidenced by observational analysis of the tropospheric circulation over Atlantic Basin. The short and long wave fluxes and latent heat flux (associated with evaporative process of the ocean waters) act together to the genesis and maintenance of the inverse SST anomalies pattern and meridional SST gradient related with Dipole mode.

1. INTRODUÇÃO

Um grande número de trabalhos científicos utilizando análises observacionais e estatísticas (Lough, 1986; Servain, 1991; Ward e Folland, 1991; Nobre, 1993; Hastenrath e Greischar, 1993; Uvo et al., 1994;

Nobre e Shukla, 1996; Wagner, 1996; Souza, 1997), bem como simulações numéricas obtidas com modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) (Moura e Shukla, 1981; Carton et al., 1995; Huang e Shukla, 1996), reportaram evidências de que o Padrão de Dipolo é o modo de variabilidade oceano-atmosfera

de grande escala mais importante sobre a Bacia do Atlântico Tropical, durante os meses do outono austral.

As análises observacionais conduzidas por Hastenrath (1976); Hastenrath e Heller (1977) e Hastenrath (1978), como uma das primeiras tentativas de se investigar as configurações da circulação atmosférica sobre o Atlântico Tropical, concomitante com os eventos climáticos regionais extremos (secas e enchen-tes) observados sobre as regiões da América Central, Caribe e Nordeste Brasileiro (NEB), resultaram na descoberta do importante modo de variabilidade oceano-atmosfera dominante no Atlântico Tropical, o qual é conhecido na literatura atual como Padrão de Dipolo. Este modo de variabilidade caracteriza-se pelo aparecimento de um padrão de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM), configurando-se espacialmente com sinais opostos sobre as Bacias Norte e Sul do Atlântico Tropical.

Moura e Shukla (1981), utilizando um MCGA (com resolução espacial de $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ de latitude-longitude e 9 níveis na vertical) integrado por 3 meses com a condição de contorno inferior dada pelo campo de TSM em configuração de Dipolo, encontraram resultados que levaram os autores a postularem a existência de uma circulação anômala termicamente direta, no sentido meridional, com movimento anômalo ascendente sobre a região, contendo TSM anormalmente positiva (fonte de calor) e em contra-partida, movimento anômalo descendente sobre a região, contendo TSM anormalmente negativa (sumidouro de calor).

O padrão inverso de anomalias de TSM característico do Dipolo gera a manifestação de um gradiente térmico meridional e inter-hemisférico nos baixos níveis troposféricos sobre o Atlântico equatorial (Wagner, 1996). Esse gradiente térmico, agindo em conjunto com os padrões anômalos de vento e pressão à superfície, influenciam a intensidade e migração norte-sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico Tropical (Nobre, 1993; Nobre e Shukla, 1996) e, portanto, influenciam o clima e a distribuição espacial e temporal da precipitação de algumas áreas continentais adjacentes, tais como: as regi-

ões do Sahel (Parker et al., 1988) e Ghana (Ankomah e Cordery, 1994) localizadas na África e, ainda, o Leste da Amazônia (Alves e Repelli, 1994; Nobre e Shukla, 1996) e a região do NEB (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Hastenrath e Greischar, 1993; Nobre, 1993; Nobre e Shukla, 1996; Souza, 1997) situadas na América do Sul.

A maioria dos estudos que abordaram os aspectos observacionais referentes ao Padrão de Dipolo, fizeram-nos analisando-se, basicamente, as relações entre as anomalias de TSM, pressão ao nível do mar (PNM) e ventos superficiais e a influência do gradiente térmico meridional como controlador do posicionamento da ZCIT sobre o Atlântico equatorial. Excetuando-se os trabalhos de Nobre (1993), Nobre e Shukla (1996) e Wagner (1996), poucos estudos fizeram abordagens sobre a gênese, desenvolvimento e manutenção do padrão inverso de anomalias de TSM associado ao Dipolo.

Neste trabalho, objetiva-se estender as análises observacionais das características atmosféricas e oceânicas (ênfatisando as inter-relações existentes entre essas variáveis) associadas aos eventos do Padrão de Dipolo observados sobre o Atlântico Tropical. Nessas análises, dar-se-á ênfase na verificação das contribuições dos fluxos radiativos de onda curta e onda longa e do fluxo de calor latente na formação e desenvolvimento do Padrão de Dipolo sobre o Atlântico Tropical.

2. DADOS E METODOLOGIA

As variáveis atmosféricas e oceânicas (TSM, PNM, cobertura fracional de nuvens, precipitação, componentes zonal e meridional do vento, fluxo de calor latente e saldo das radiações de onda curta e onda longa), observadas sobre o Atlântico Tropical, foram extraídas da mais nova versão do *Comprehensive Atmospheric-Ocean Data Set* (COADS), compilada por Da Silva et al. (1994), que contém campos globais médios mensais em ponto de grade $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de latitude-longitude para o período de 1945 a 1993. Utilizaram-se, também, as componentes zonal e meridional do vento observada nos baixos, médios e altos níveis

troposféricos (1000, 850, 700, 500, 300, e 200 hPa) sobre o Atlântico Tropical, originadas da coleção de análises produzidas no *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), cuja resolução espacial é de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ de latitude-longitude para o período de 1979 a 1989 (Janowiak et al., 1987).

A técnica estatística conhecida como análise de casos compostos é utilizada para se fazer uma revisão das características atmosféricas e oceânicas observadas durante a manifestação dos eventos do Padrão de Dipolo sobre o Atlântico Tropical. Esta técnica constitui-se numa ferramenta bastante usada nas análises e identificação dos padrões médios e variações associadas a um determinado fenômeno climático. Entretanto,

a validação desta técnica depende, fundamentalmente, do critério de seleção dos eventos a serem estudados.

O critério de seleção dos eventos do Padrão de Dipolo, adotado neste trabalho, baseou-se na metodologia descrita em Servain (1991), ou seja, a partir das séries temporais dos índices médios mensais dos desvios normalizados de TSM (Figura 1), calculados particularmente para cada Bacia Norte (50°W - 20°W / 5°N - 25°N) e Sul (30°W - 0° / 5°S - 25°S) do Atlântico Tropical, foram selecionados os eventos de Dipolo, caracterizados pelos anos que apresentaram, simultaneamente, nos meses de março a maio, consecutivamente, o sinal contrário entre os índices de TSM ao Norte e ao Sul do Atlântico Tropical.

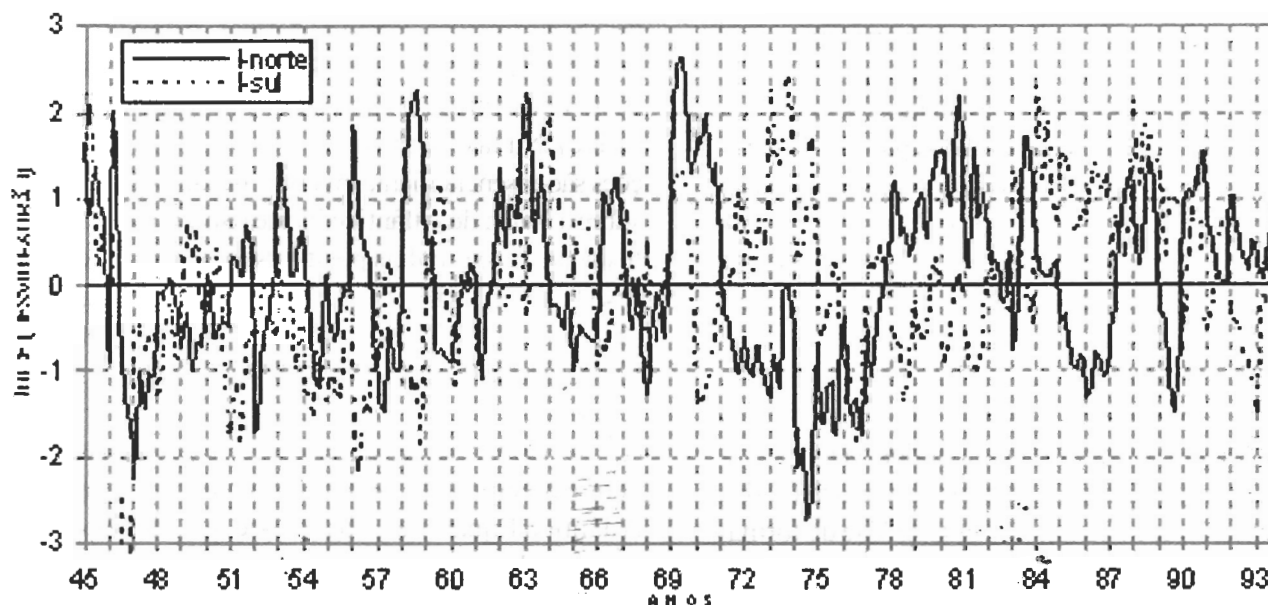


Figura 1 - Série temporal dos índices normalizados médios mensais (janeiro a maio) de TSM representativos às Bacias Norte (linha sólida) e Sul (linha pontilhada) observado sobre o Atlântico Tropical.

De posse dos anos selecionados, foi feita, ainda, uma verificação visual, isto é, foram analisados visualmente cada mês, a fim de verificar se os mesmos realmente apresentaram a configuração espacial de anomalias de TSM associada ao Padrão de Dipolo (nessa inspeção visual, em todos os casos selecionados através da Figura 1, observou-se o padrão espacial inverso de anomalias de TSM). Os índices apresentados na Figura 1 foram muito similares aos encontrados por Servain (1991) e Nobre (1993), isto é, a partir da década de 1970, aparece a variabilidade decadal (va-

riação de aproximadamente 10 anos) associada ao modo do Dipolo no Atlântico. Nota-se, ainda, que, nos anos de 1945 até o final da década de 1960, os índices apresentaram-se com fortes oscilações (descaracterizando a oscilação decadal). Na Tabela 1, relacionam-se os anos em que se observaram os eventos do Dipolo no Atlântico, os quais foram divididos em duas fases (contendo cada fase um total de 11 casos).

TABELA 1

Relação dos anos em que se observaram os eventos do Padrão de Dipolo de anomalias de TSM sobre a Bacia do Atlântico Tropical.

Fase Positiva do Dipolo (anomalias de TSM positivas na Bacia Norte e negativas na Bacia Sul do Atlântico):	Fase Negativa do Dipolo (anomalias de TSM negativas na Bacia Norte e positivas na Bacia Sul do Atlântico):
1951, 1953, 1956, 1958, 1966, 1970, 1978, 1979, 1980, 1981 e 1992	1949, 1964, 1965, 1971, 1972, 1973, 1974, 1977, 1985, 1986 e 1989

Finalmente, objetivando-se fazer a análise da variabilidade espacial e temporal dos padrões oceânicos e atmosféricos observados durante a manifestação dos eventos do Padrão de Dipolo, foram gerados os compostos sazonais para os anos correspondentes às fases positiva e negativa do Dipolo (ver Tabela 1) para todas as variáveis descritas anteriormente. Essas análises foram conduzidas para o período em que o Dipolo apresenta sua máxima configuração, isto é, março-abril-maio (MAM) e também foram incluídos na investigação os meses de dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), com o objetivo de se estudar a possível fase de formação do Dipolo sobre o Atlântico.

3. RESULTADOS

3.1. Configurações na superfície do Atlântico Tropical

Em ambas as fases do Dipolo evidenciou-se o acoplamento entre os campos de TSM, PNM e vento, de maneira que o aquecimento acima (abaixo) do normal das águas oceânicas superficiais, em ambos os hemisférios, está associado com a presença simultânea de pressões mais baixas (altas) do que o normal e, também, ao enfraquecimento (fortalecimento) relativo dos centros de alta pressão climatológicos (altas subtropicais). A intensidade das altas subtropicais, por

sua vez, influenciam na intensidade dos ventos alísios que sopram na superfície oceânica, ou seja, a manifestação da alta subtropical mais forte (fraca) do que o normal relaciona-se com a presença de alísios também mais intensos (fracos) do que o normal. Nas Figuras 2 a 5, observam-se exatamente essas relações, ou seja, durante a fase negativa do Dipolo, desde os meses de DJF até MAM, observa-se sobre a Bacia do Atlântico Norte a presença de anomalias negativas de TSM (Figuras 2a e 3a), as quais estão associadas ao relativo fortalecimento da Alta Subtropical do Atlântico Norte (AAN), em virtude das anomalias positivas de PNM e, por consequência, os alísios de Nordeste manifestam-se mais intensos do que o normal (Figuras 2b e 3b). Por outro lado, sobre a Bacia do Atlântico Sul, observa-se a configuração inversa, isto é, anomalias de TSM positivas, PNM negativas, Alta Subtropical do Atlântico Sul (AAS) enfraquecida e alísios de Sudeste mais fracos do que o normal (Figuras 2a,b,c e 3a,b,c). Na fase positiva do Dipolo, essas configurações são essencialmente inversas: desde DJF até MAM, sobre a Bacia do Atlântico Norte (Sul) nota-se a manifestação de anomalias positivas (negativas) de TSM, PNM negativa (positiva), AAN (AAS) enfraquecida (fortalecida) e alísios de Nordeste (Sudeste) mais fracos (intensos) do que o normal (Figuras 4a,b,c e 5a,b,c).

Com relação aos campos de cobertura de nuvens e precipitação, particularmente para a região do Atlântico Equatorial, observa-se que, durante a fase negativa do Dipolo, os padrões de TSM anormalmente quente e pressões mais baixas do que o normal sobre a Bacia do Atlântico Sul, aliados à ocorrência de intensos alísios de Nordeste e confluência-convergência do vento posicionado ao Sul do equador (Figuras 2c e 3c), são condições favoráveis ao posicionamento e manutenção da ZCIT também ao Sul do Atlântico Equatorial (note a presença das anomalias positivas de nebulosidade e precipitação nas Figuras 2e,f e 3e,f ao Sul do equador, principalmente em MAM). Em decorrência disso, sobre o setor Norte do Atlântico Equatorial nota-se a presença de anomalias negativas de nebulosidade e precipitação (atingindo o litoral Leste da Amazônia).

Na fase positiva do Dipolo, novamente tem-se

o padrão oposto: anomalias positivas de cobertura de nuvens e precipitação (Figuras 4e,f e 5e,f) associados à atuação da ZCIT, atuando sobre o Atlântico Equatorial Norte, atingindo principalmente o litoral da África. Enquanto que, ao Sul do equador, verifica-se a presença de anomalias negativas de nebulosidade e precipitação cobrindo grande parte do Atlântico Equatorial Sul. Esses resultados são consistentes com os achados de Nobre (1993) e Nobre e Shukla (1996).

Outro resultado interessante, identificado através da análise conjunta dos campos compostos de ambas as fases do Dipolo, foram as configurações dos processos radiativos e evaporativos no desenvolvimento, intensificação e manutenção do padrão inverso de anomalias de TSM, associado ao Padrão de Dipolo sobre o Atlântico Tropical. Na sua fase negativa, durante DJF e MAM, associado à atuação de alísios de Nordeste mais intensos do que o normal, observou-se sobre o Atlântico Norte (principalmente nas áreas extra-equatoriais, acima de 10° de latitude) a intensificação do processo de evaporação da água oceânica na maior parte da bacia (anomalias positivas do fluxo de calor latente nas Figuras 2d e 3d). A evaporação intensificada, instabilizou a atmosfera e originou o aparecimento de nuvens (anomalias positivas de cobertura de nuvens nas Figuras 2e e 3e). Essa nebulosidade acima do normal bloqueou a passagem da radiação solar, diminuindo a quantidade de radiação de onda curta incidente na superfície do oceano (anomalias negativas de radiação de onda curta nas Figuras 2g e 3g). Ao mesmo tempo, verificou-se a emissão radiativa de onda longa da superfície para a atmosfera além do normal (anomalias positivas de radiação de onda longa nas Figuras 2h e 3h). Por outro lado, sobre a Bacia do Atlântico Sul, associado ao relaxamento dos alísios de Sudeste, observou-se a inibição dos processos evaporativos e também da formação de nuvens. Conseqüentemente, maiores quantidades de radiação de onda curta atingiram a superfície, sendo que a emissão radiativa de onda longa da superfície em direção à atmosfera diminuiu (Figuras 2d,e,f,g e 3d,e,f,g).

Durante a fase positiva do Dipolo, as configurações dos fluxos de calor latente e dos processos radiativos inverteram-se, ou seja, o que se observou

no Atlântico Norte na fase negativa, verificou-se no Atlântico Sul na fase positiva e vice-versa (Figuras 4 e 5).

Portanto, através desses resultados, encontrou-se a evidência observacional de dois processos físicos que contribuem diretamente para a intensificação e manutenção do padrão inverso de anomalias de TSM e do gradiente térmico meridional característico do Padrão de Dipolo:

- O processo de evaporação da água oceânica, regulado pela intensidade dos alísios;
- Os fluxos radiativos, regulados pela cobertura de nuvens.

A evaporação intensificada contribui para o resfriamento observado nas águas oceânicas superficiais, uma vez que é retirada energia (calor latente) do próprio oceano para o estabelecimento do processo de evaporação. De maneira contrária, a inibição do processo evaporativo contribuiu para o aquecimento verificado nas águas oceânicas. Esses resultados são consistentes com os achados de Wagner (1996).

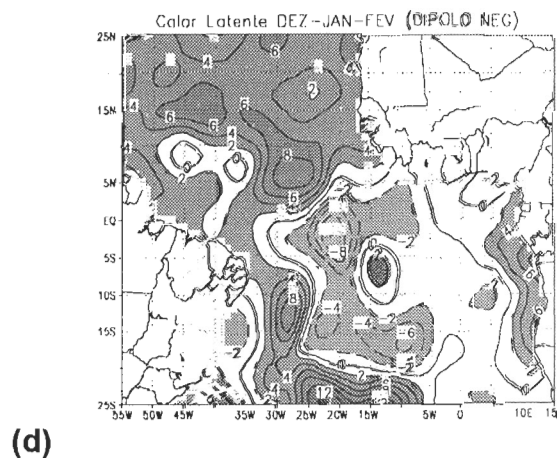
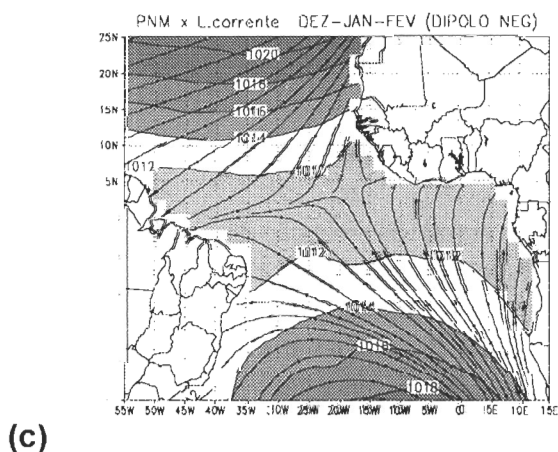
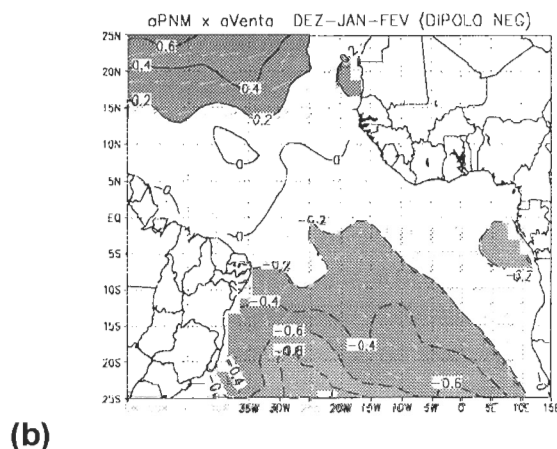
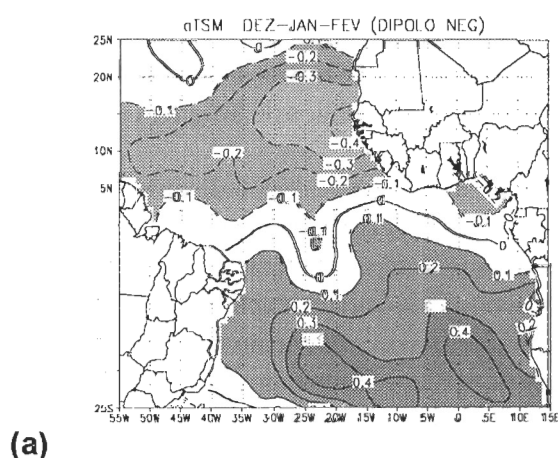
A presença de nebulosidade diminuiu a incidência de radiação de onda curta na superfície do oceano e, ao mesmo tempo, aumentou a emissão da radiação infravermelha do oceano para a atmosfera. Este fato contribuiu para o resfriamento verificado nas águas oceânicas superficiais. Enquanto que a falta de nebulosidade favoreceu a incidência direta da radiação de onda curta na superfície e ao mesmo tempo diminuiu a radiação de onda longa emitida em direção à atmosfera, contribuindo, portanto, para o aquecimento das águas do oceano.

3.2. A circulação atmosférica em altitude

Em virtude da limitação dos dados disponíveis, foram gerados os compostos sazonais das fases negativa e positiva do Dipolo, considerando-se somente os anos de 1979-1980-1981 e 1985-1986-1989, respectivamente, sendo que as análises foram feitas apenas para o período de MAM (meses de máxima configuração do Dipolo).

Na Figura 6, ilustram-se as secções verticais das anomalias de divergência horizontal e vorticidade relativa (ambas calculadas com as componentes zonal e meridional do vento) e das anomalias de omega, para ambas as fases do Dipolo. Na fase negativa (Figura 6 à esquerda), observou-se, nas regiões localizadas ao Sul do equador (entre 0° - 20° S), a manifestação de convergência (isolinhas negativas) do vento desde a superfície até em torno de 600 hPa, acompanhada de vorticidade negativa sobre a troposfera inferior (entre 1000 e 700 hPa) e movimento ascendente (omega negativo) na camada atmosférica da Bacia do Atlântico Sul. Por outro lado, nas regiões localizadas ao Norte do equador (entre 2° N- 12° N), verificou-se divergência (isolinhas positivas), vorticidade positiva e movimento descendente do ar sobre a coluna atmosférica desde os baixos até os altos níveis da atmosfera sobre o Atlântico Equatorial Norte.

Durante a fase positiva do Dipolo (Figura 6 à direita), observou-se um padrão essencialmente oposto: na coluna atmosférica, desde os baixos até os médios níveis, observou-se a manifestação de divergência do vento, vorticidade positiva e movimento descendente em praticamente toda a região do Atlântico Equatorial Sul. Enquanto que na camada atmosférica do Atlântico Equatorial Norte, predominou convergência, vorticidade negativa e movimento ascendente do ar. Esses resultados observacionais concordaram com as simulações numéricas de Moura e Shukla (1981) e com as análises de Hastenrath e Greischar (1993), ou seja, evidenciou-se a circulação meridional anômala com ramo ascendente sobre a Bacia do Atlântico, contendo TSM anormalmente positiva (fonte de calor) e ramo descendente sobre a outra bacia, contendo TSM anormalmente negativa (sumidouro de calor).



Uma revisão sobre o Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical

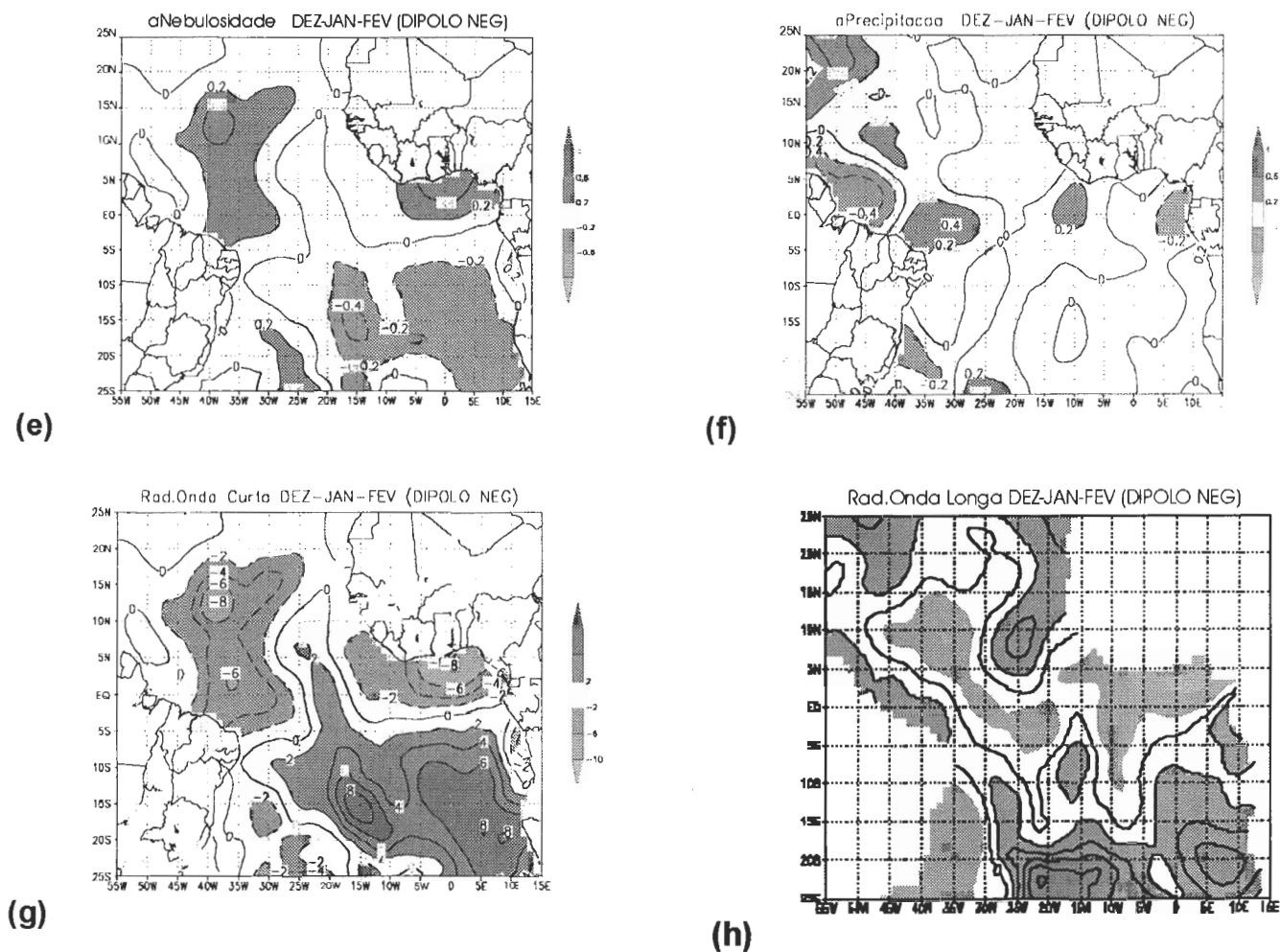
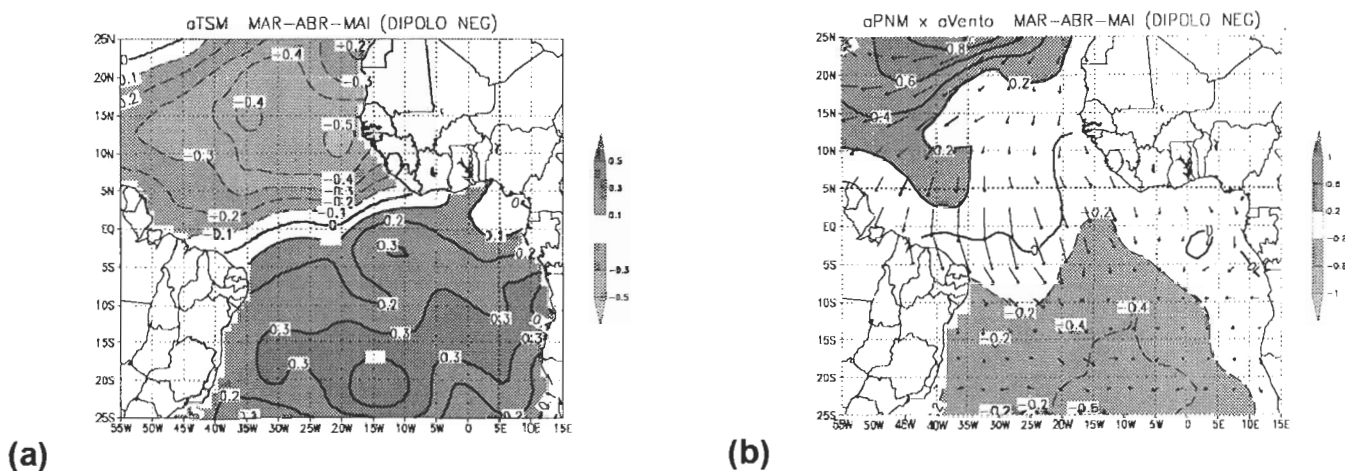


Figura 2 - Compostos sazonais das anomalias de: (a) TSM ($^{\circ}\text{C}$), (b) PNM (hPa) e vento (m/s), (c) campo de PNM e de linhas de corrente (m/s), (d) fluxo de calor latente (W/m^2), (e) cobertura de nuvens (%), (f) precipitação (mm), (g) radiação de onda curta (W/m^2), (h) radiação de onda longa (W/m^2), durante o período DJF, nos anos da **fase negativa** do Padrão de Dipolo observados sobre o Atlântico Tropical.



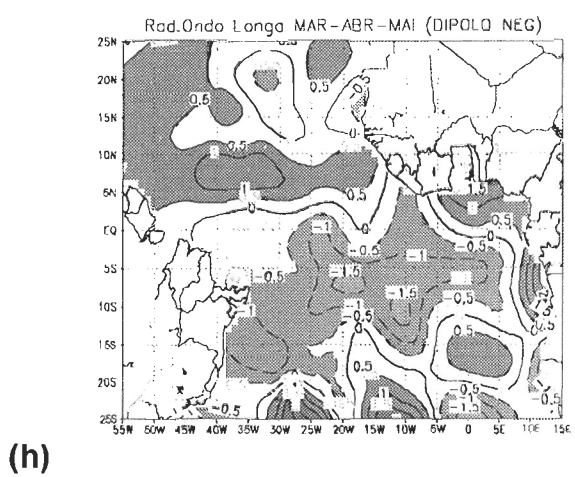
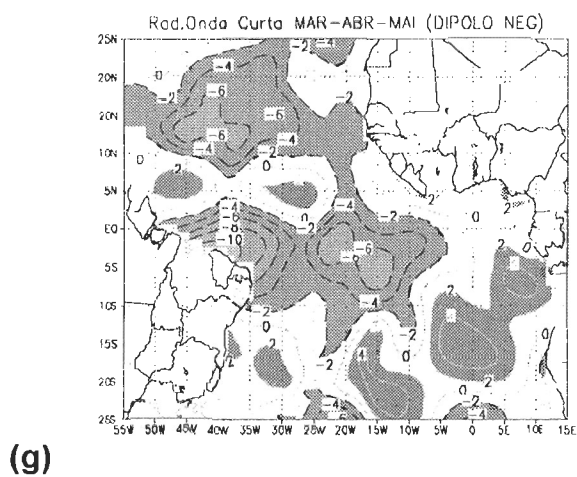
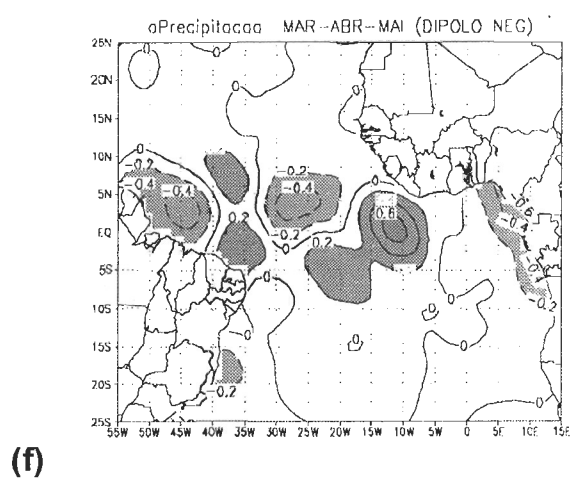
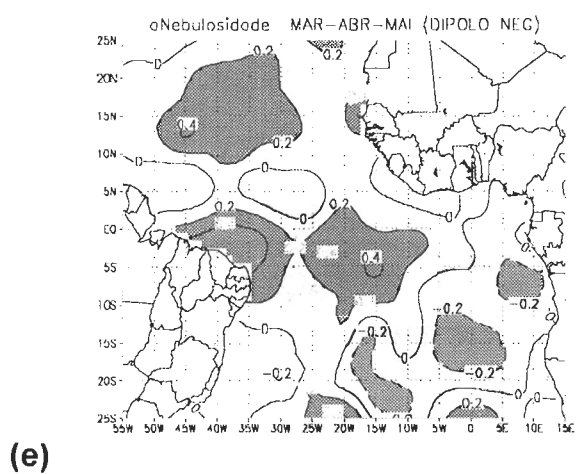
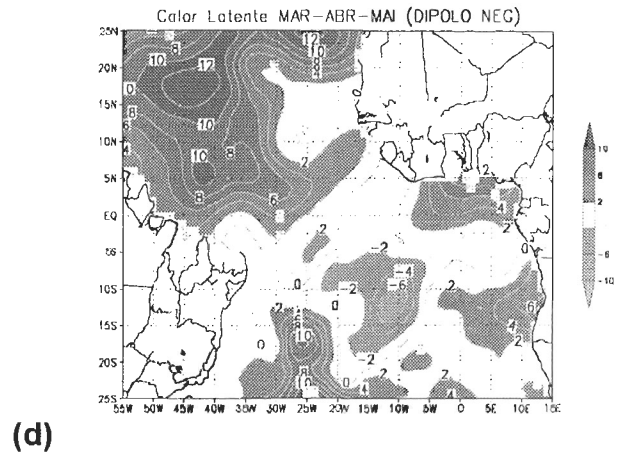
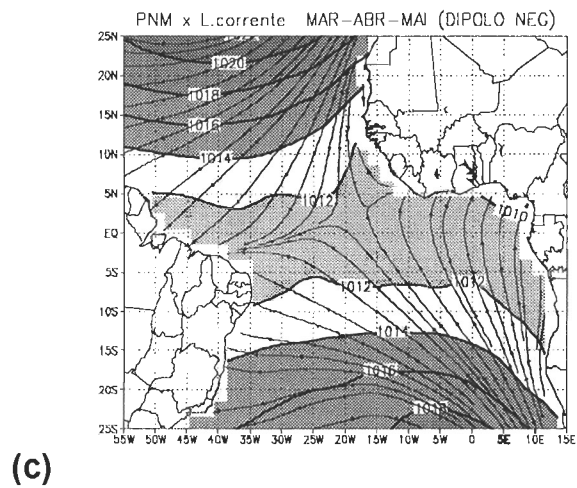
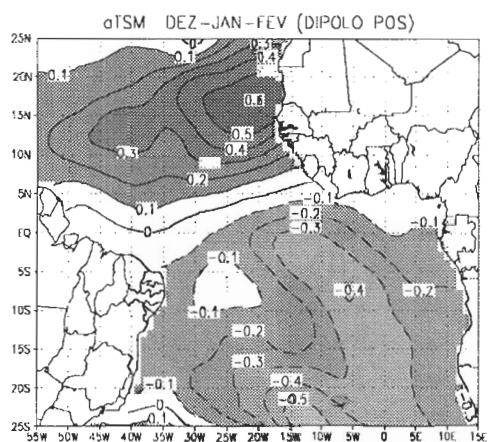
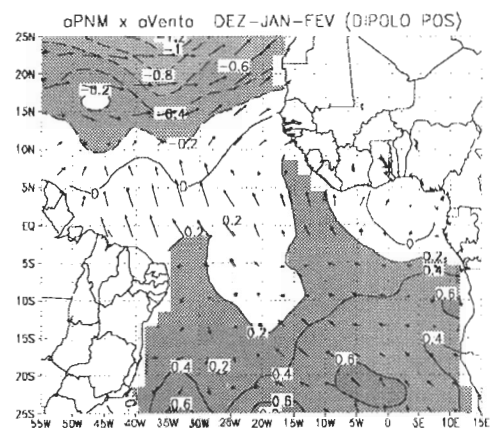


Figura 3 - O mesmo que a Figura 2, porém para o período MAM.

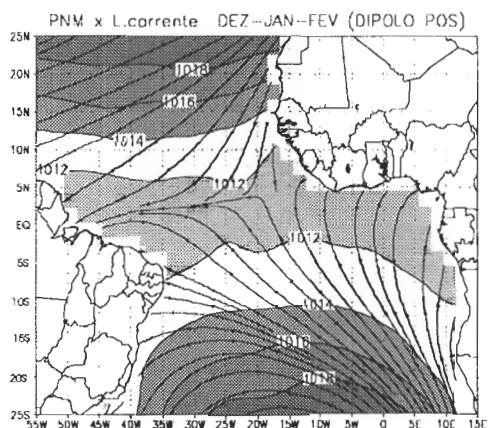
Uma revisão sobre o Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical



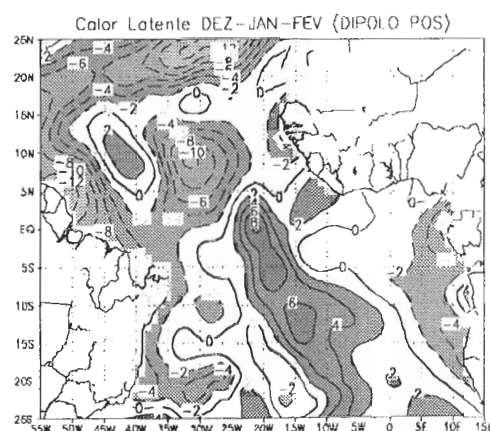
(a)



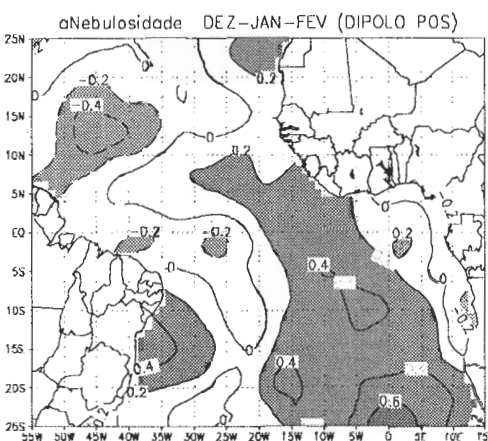
(b)



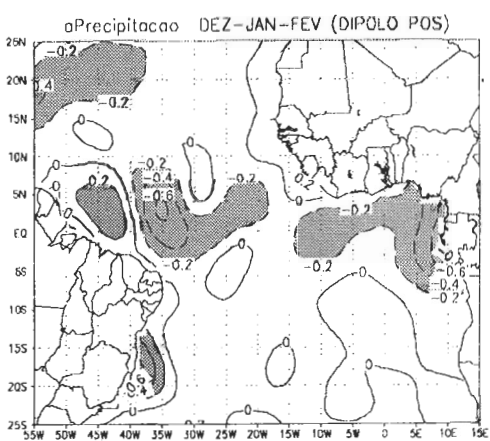
(c)



(d)



(e)



(f)

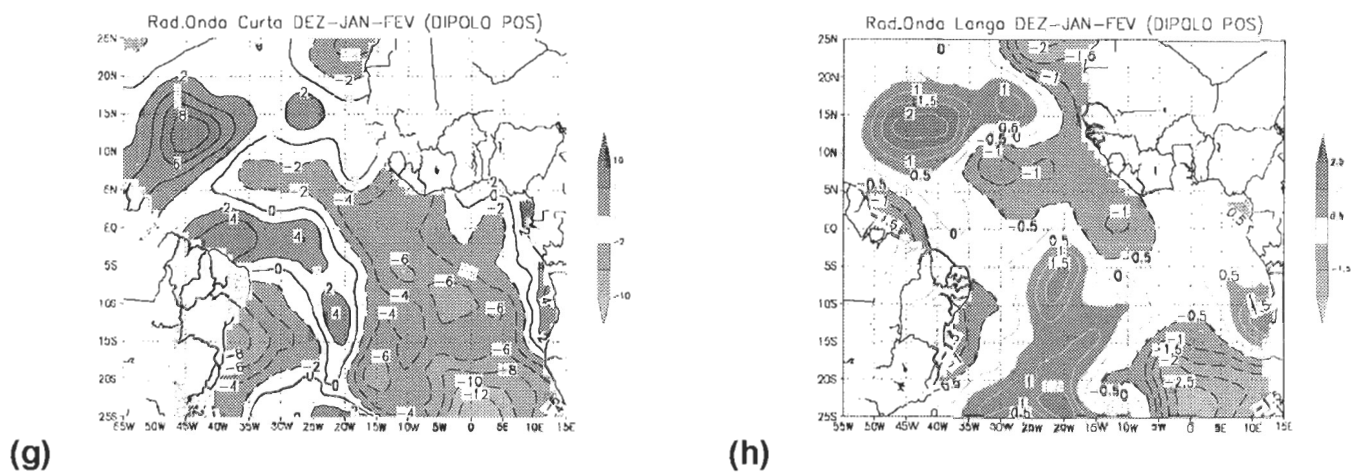
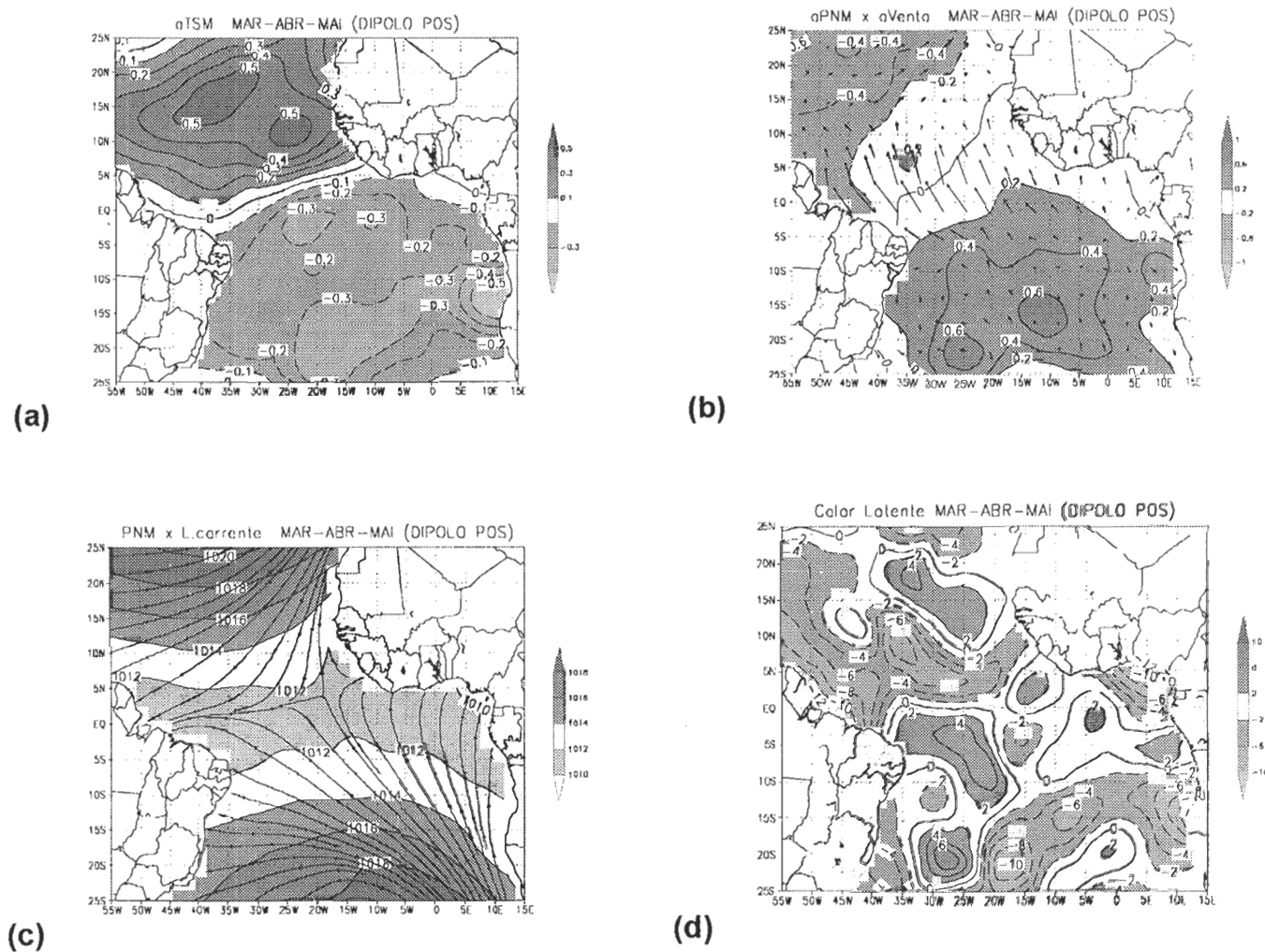


Figura 4 - O mesmo que a Figura 2, porém para o período DJF, nos anos da fase positiva do Padrão de Dipolo observados sobre o Atlântico Tropical.



Uma revisão sobre o Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical

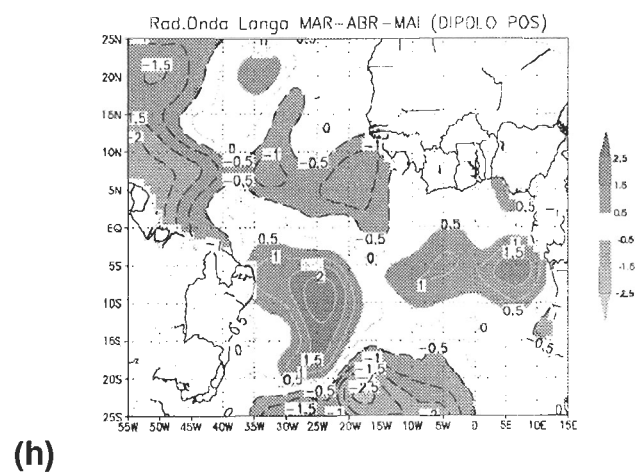
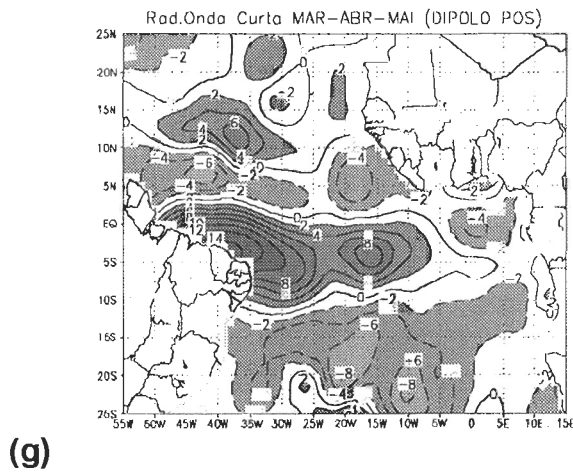
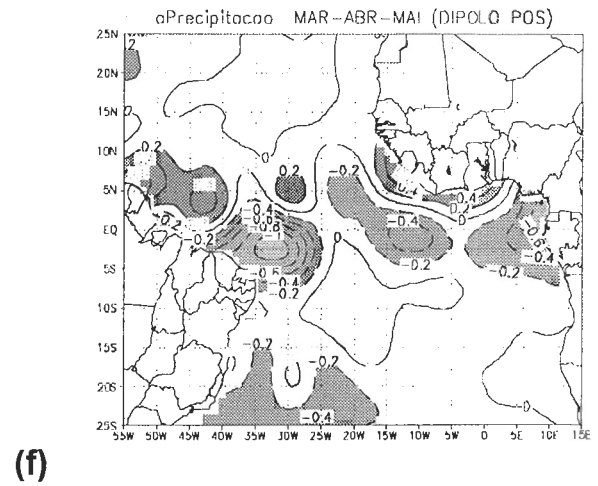
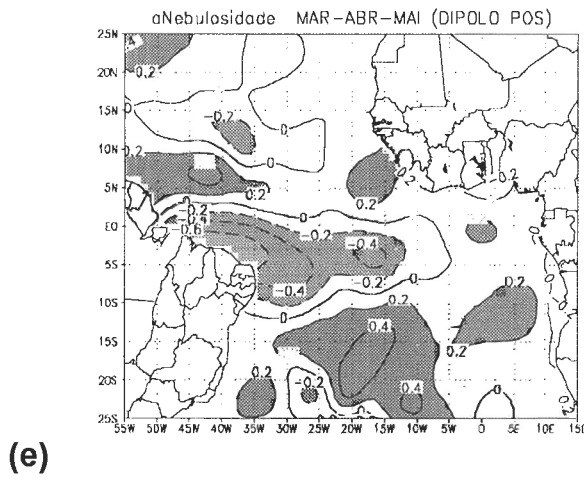
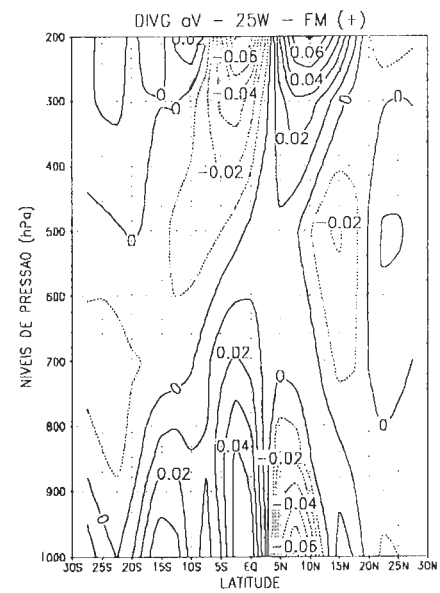
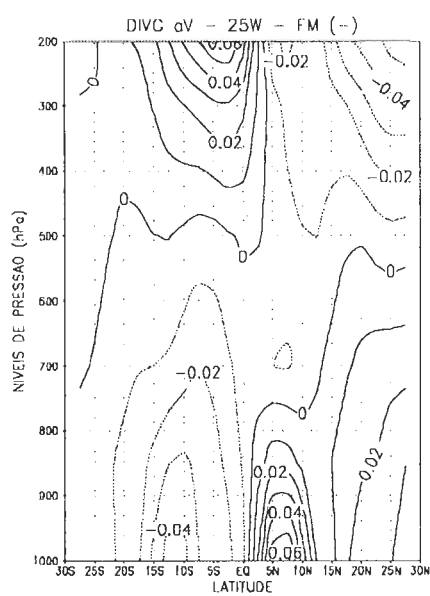


Figura 5 - O mesmo que a Figura 4, porém para o período MAM.



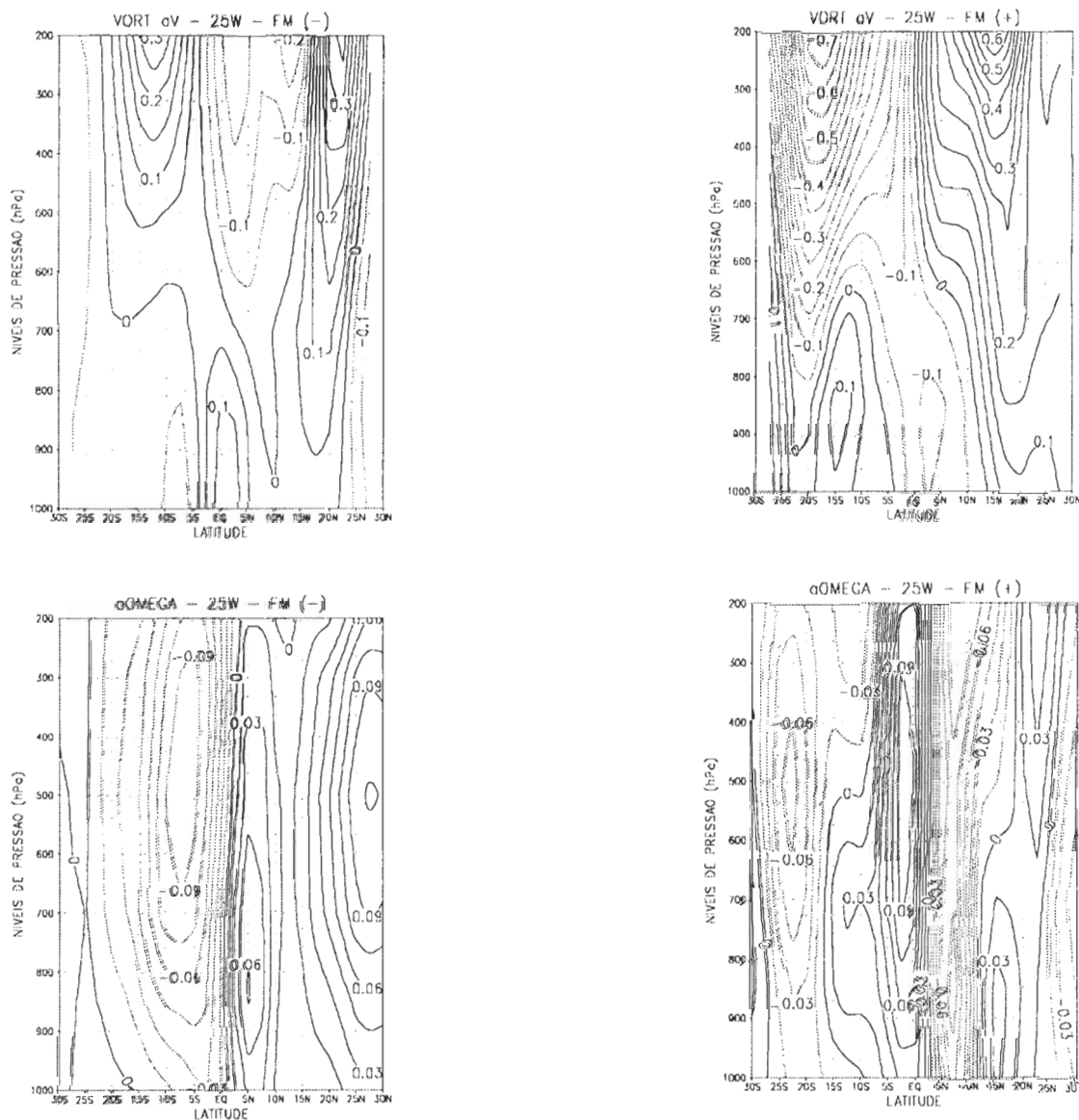


Figura 6 - Secções verticais da divergência horizontal ($\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$), vorticidade relativa ($\times 10^{-6} \text{s}^{-1}$) e omega ($\times 10 \text{hPa/s}$) mediadas entre 20°W - 30°W sobre o Atlântico, para o período MAM, nos anos de ocorrência da **fase negativa** (figuras à esquerda) e **fase positiva** (figuras à direita) do Padrão de Dipolo.

4. DISCUSSÕES FINAIS

Neste trabalho, investigaram-se, sob o ponto de vista observacional, as características atmosféricas e oceânicas de grande escala na superfície e a circulação de ar superior, associadas aos eventos do Padrão de Dipolo, criteriosamente selecionados sobre a Bacia do Atlântico Tropical. As análises dos campos compostos, considerando-se um total de 11 casos para cada fase do Dipolo, permitiram identificar a existência de diversas interações entre as variáveis oceânicas e at-

mosféricas durante a manifestação dos eventos do Dipolo.

Em ambas as fases do Dipolo, o resfriamento anômalo das águas superficiais associa-se com a manifestação de PNM, anormalmente alta, e a Alta Subtropical intensificada, a qual ocasiona a impulsão dos alísios na superfície do oceano. De maneira inversa, o aparecimento das águas superficiais mais aquecidas do que o normal relaciona-se com a ocorrência de PNM, irregularmente baixa, e o enfraquecimento da

Alta Subtropical, a qual resulta no relaxamento dos alísios na superfície oceânica. Estas relações concordaram com os achados de Hastenrath e Heller (1977); Nobre (1993) e Nobre e Shukla (1996).

As análises observacionais da circulação de ar superior evidenciaram as simulações numéricas obtidas por Moura e Shukla (1981) e as análises de Hastenrath e Greischar (1993), ou seja, observou-se a manifestação da circulação meridional anômala, com ramo ascendente sobre a Bacia do Atlântico, contendo anomalias positivas de TSM (fonte de calor) e ramo subsidente sobre a outra Bacia do Atlântico, contendo anomalias negativas de TSM (sumidouro de calor).

Outro resultado interessante, detectado através das análises dos campos compostos, sobre as regiões extra-equatoriais do Atlântico (acima de 10° de latitude de ambos os hemisférios), foram as contribuições do fluxo de calor latente (relacionado com o processo de evaporação da água oceânica) e também dos fluxos radiativos de onda curta e onda longa na gênese e desenvolvimento do padrão de anomalias de TSM característico do Dipolo. A intensificação dos processos evaporativos da água oceânica (associados à intensificação dos alísios) instabilizou a atmosfera e originou a formação de nuvens, que, por sua vez, diminuíram a incidência da radiação de onda curta na superfície e, ao mesmo tempo, aumentaram a emissão de onda longa da superfície em direção à atmosfera. Esses resultados colaboraram para a manutenção das anomalias negativas de TSM, uma vez que a ocorrência do processo de evaporação das águas superficiais necessita da retirada de energia (calor latente) do próprio oceano. E, ao mesmo tempo, a cobertura de nuvens resultou no saldo negativo do balanço radiativo na superfície, contribuindo também para o resfriamento das águas.

Por outro lado, a inibição da evaporação das águas oceânicas (associada ao relaxamento dos alísios) e também a falta de nebulosidade relacionaram-se com o aumento da incidência da radiação de onda curta na superfície e diminuição da radiação de onda longa da superfície para a atmosfera. Esses resultados colaboraram para a manutenção das anomalias positivas de

TSM.

Em suma, apesar da variação de TSM por processos evaporativos ser mais importante do que por processos radiativos sobre o Atlântico Tropical, o balanço de radiação de onda curta e onda longa age cooperativamente com o fluxo de calor latente para gerar e manter o padrão inverso de anomalias de TSM e do gradiente térmico meridional associados ao Padrão de Dipolo sobre o Atlântico Tropical.

5. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos revisores da **RBMet**, em particular, ao Dr. Adilson Gandú, pelas sugestões que muito melhoraram o conteúdo deste trabalho.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, J.M.B., REPELLI, C.A. As chuvas na Bacia Amazônica e a temperatura dos oceanos adjacentes. In: VIII CBMet e II CONGRESSO LATINO-AMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA. Belo Horizonte, 1994. *Anais*. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1994. p-114-118, v. 2.
- ANKOMAH, O.Y., CORDERY, I. Atlantic sea surface temperatures and rainfall variability in Ghana. *J. Atmos. Sci.*, v. 7, p. 551-558, 1994.
- CARTON, J.A., CAO, X., GIESE, B.S.; DA SILVA, A.M. Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic. Accepted to *J. Phys. Ocean.*, 1995 (in press).
- DA SILVA, A.M., YOUNG, C.C., LEVITUS, S. *Atlas surface marine data 1994. Vol.1: Algorithms and procedures*. NOAA-ATLAS-NESDIS 6, 1994.
- HASTENRATH, S., GREISCHAR, L. Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. *J. Geophys. Res.*, v.98, n. D3, p. 5093-5102, 1993.

- HASTENRATH, S., HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, v. 107, p. 77-92, 1977.
- HASTENRATH, S. On modes of tropical circulation climate anomalies. *J. Atmos. Sci.*, v.35, p.2222-2231, 1978.
- HASTENRATH, S. Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the tropical Americas. *J. Atmos. Sci.*, v. 33, p. 202-215, 1976.
- HUANG, B., SHUKLA, J. *Characteristics of the interannual and decadal variability in a general circulation model of the tropical Atlantic Ocean*. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies-COLA. Report No. 30. Maryland, 1996. 57p.
- JANOWIAK, J.E., KOUSKY, V.E.; ARKIN, P.A. The effects of changes in observation and data assimilation systems on CAC climate data sets. *Proceedings of 12th Annual Climate Diagnostics Workshop*, Salt Lake City, UT, 1987. p.292-298.
- LOUGH, J.M. Tropical Atlantic sea surface temperature and rainfall variations in Subsaharan Africa. *Mon. Wea. Rev.*, v. 114, p.561-570, 1986.
- MOURA, A.D., SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a GCM. *J. Atmos. Sci.*, v. 38, p.2653-2675, 1981.
- NOBRE, P. *On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the tropical Atlantic Basin*. Ph.D. Thesis, University of Maryland at College Park, 1993.
- NOBRE, P., SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J. Climate*, v. 9, p. 2464-2479, 1996.
- PARKER, D.E., FOLLAND, C.K., WARD, M.N. Sea surface temperature anomaly patterns and prediction of seasonal rainfall in the Sahel region of Africa. *Nature*, v.310, p. 483-485, 1988.
- 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.
- SOUZA, E.B. *Um estudo observacional sobre o Padrão de Dipolo de anomalias de TSM no Oceano Atlântico Tropical*. São José dos Campos, 1997. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), INPE.
- UVO, C.R.B., REPELLI, C.A., ZEBIAK, S.E.; KUSHNIR, Y. The influence of tropical pacific and atlantic sst on northeast Brazil monthly precipitation. Accepted to *J. Climate*, 1994 (In press).
- WAGNER, R.G. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. *J. Climate*, v. 9, p. 2010-2019, 1996.
- WARD, M.N., FOLLAND, C.K. Prediction of seasonal rainfall in the north nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. *Int. J. Climat.*, v.11, p.711-743, 1991.