



MECANISMO DE INTENSIFICAÇÃO DA BAROCLINIA ATMOSFÉRICA EM FUNÇÃO
DOS GRADIENTES DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

Ricardo Marcelo da Silva

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil.

Orientador(es): Luiz Landau

Rio de Janeiro
Novembro de 2010

MECANISMO DE INTENSIFICAÇÃO DA BAROCLÍNIA ATMOSFÉRICA EM FUNÇÃO
DOS GRADIENTES DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

Ricardo Marcelo da Silva

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ COIMBRA
DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA UNIVERSIDADE
FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS
PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

Prof. Luiz Landau, D. Sc.

Prof. Audálio Rebelo Torres Jr., D. Sc.

Prof. Elson Magalhães Toledo, D. Sc.

Prof. José Luis Drummond Alves, D. Sc.

Prof. Affonso da Silveira Mascarenhas Jr., Ph. D.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

NOVEMBRO DE 2010

Silva, Ricardo Marcelo da

Mecanismo de Intensificação da Baroclinia Atmosférica em Função dos Gradientes de Temperatura da Superfície do Mar / Ricardo Marcelo da Silva. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2010.

VIII, 88 p.: il.; 29,7 cm.

Orientador: Luiz Landau

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2010.

Referências Bibliográficas: p.82 a 88.

1. Baroclinia Atmosférica. 2. Temperatura da Superfície do Mar. 3. Circulação Oceânica do Atlântico Sul. 4. Acoplamento de Modelos I. Landau, Luiz. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

In an old joke about an applied mathematician advising a group of bookies at a horse race, the mathematician begins his presentation, "Consider a spherical horse. . . ."

"Stand on the shoulders of giants"

<http://scholar.google.com>

"O dia que os modelos acertarem teremos que mudar o mundo"

Ex LAMMA in chaos

AGRADECIMENTOS

Hora de me despir dos orgulhos e reconhecer que ninguém veio a esse mundo para viver só, que dependemos de outros e que estes, quando amigos são, não nos faltam ou nos deixam a sós.

Hora também de esquecer as formatações impostas, as canetas corretoras, e escrever para aqueles que no coração habitam.

Muitos são, e dou graças por isto. Nomes não vou citar, pois a eles agradeço todos os dias e lembro a estes a importância que têm em minha vida. **Façam isto, pratiquem isto, não esqueçam parentes distantes, e verão que esta folha será reduzida a uma frase.**

Ocorre-me agora, que desde os primórdios, dos primeiros contatos com a informática, sempre me resenti por não ter usado o tão falado sistema CP/M 2.1... nunca desisti, e neste momento, em que escrevo um trabalho que dependeu fundamentalmente de máquinas, com seus diversos sistemas operacionais, me veio a cabeça que não tendo um CP/M a disposição, fiz um para mim, versão S. Nome completo: CPMS. Desde então minhas noites não tem sido solitárias, pois o sistema está em fase de ajustes, e faz uso indiscriminado de I/O, na verdade, mais I, do que O, pois o HD não pára de crescer.

A programadora que me ajudou de maneira extremamente efetiva, guardando e cuidando do original (é... não existe cópia deste sistema!), se dedica de forma extraordinária na vã tentativa de corrigir os bugs. Tento convencer inutilmente que estes bugs é que nos fazem viver a vida, vou continuar insistindo...

Cá estou agora, terminando de escrever e o CPMS já anuncia que vai entrar em modo de hibernar, e a programadora respira aliviada.

Agradeço a ele por existir, àquela que me ajudou a desenvolver, e a todos que o amam, e que me ajudaram nesta fase da vida.

Dedico este trabalho à minha Mãe, *in memoriam*, que sempre esteve, incondicionalmente, ao meu lado, em todos estes momentos, sempre confiando, sem questionar minhas opções.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau Doutor em Ciências (D.Sc.)

MECANISMO DE INTENSIFICAÇÃO DA BAROCLINIA ATMOSFÉRICA EM FUNÇÃO DOS GRADIENTES DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

Ricardo Marcelo da Silva

Novembro/2010

Orientador: Luiz Landau

Programa: Engenharia Civil

Neste trabalho são utilizados conjuntos de resultados de modelos atmosféricos e de modelos acoplados oceano-atmosfera, para investigar a existência de um mecanismo de intensificação da baroclinia atmosférica, que possa ocorrer, em função de anomalias positivas de gradientes da temperatura da superfície do mar, observadas na região do sul do Atlântico Sul.

A tese apresentada é de que a anomalia positiva do gradiente latitudinal de TSM possa ser responsável pelo aumento da baroclinia próximo a superfície, levando a um aumento da vortacidade local, que por sua vez venha a contribuir com o processo de bombeamento de águas mais profundas (frias) para a superfície (bombeamento de Ekman) modificando (aumentando) assim o gradiente de TSM.

As análises foram concentradas na região sul do Atlântico Sul, em região conhecida por serem observados gradientes de temperatura da superfície do mar com, relativa alta intensidade, e persistência.

O resultados obtidos com os dados utilizados, apontaram para a existência do mecanismo de intensificação proposto na tese, no entanto, ainda serão necessárias avaliações quantitativas para estabelecer situações e limites em que ocorre o mecanismo, bem como seus impactos na gênese de ciclones extratropicais.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

BAROCLINIC INTENSIFICATION MECHANISM ASSOCIATED TO SEA SURFACE
TEMPERATURE GRADIENTS

Ricardo Marcelo da Silva

November/2010

Advisor: Luiz Landau

Department: Civil Engineering

This work used sets of model results atmospheric and ocean-atmosphere coupled models to investigate the existence of a mechanism of intensification of Baroclinic atmosphere, which may occur, due to positive anomaly gradients sea surface temperature, observed in the Southern South Atlantic region.

The thesis is that the positive anomaly of SST latitudinal gradient may be responsible for increasing Baroclinic near the surface, leading to an increase in the local vorticity, which in turn will contribute to the process of pumping from deeper waters (cold) to the surface (Ekman pumping) changing (increasing) so the SST gradient.

Analyses were concentrated in the southern region of South Atlantic, in a region known to be observed sea surface temperature gradients with high intensity, and persistence.

The results obtained with the data used, pointed to the existence of the intensification mechanism proposed in the thesis, however, will still be necessary to establish quantitative assessments of situations and limits within which the mechanism occurs, as well as its impact on the genesis of extratropical cyclones.

ÍNDICE

1	INTRODUÇÃO.....	1
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
2.1	TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR	15
2.2	INSTABILIDADE BAROCLÍNICA.....	27
2.3	INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA	32
3	OBJETIVOS.....	40
4	METODOLOGIA	41
4.1	GRADIENTES LATITUDINAIS DE TSM NO ATLÂNTICO SUL.....	41
4.2	ANÁLISE DE ESCALA DA EQUAÇÃO DA VORTICIDADE.....	52
5	RESULTADOS	56
5.1	MECANISMO DE INTENSIFICAÇÃO DA BAROCLINIA - DADOS HISTÓRICOS	56
5.2	MECANISMO DE INTENSIFICAÇÃO DA BAROCLINIA – MODELO ACOPLADO OCEANO-ATMOSFERA.....	69
6	CONCLUSÕES.....	80
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	82

1 INTRODUÇÃO

A região compreendida pela bacia do Atlântico Sul, em especial a costa brasileira, reserva fenômenos oceanográficos de extremo interesse científico. Possui em sua extensão regiões com intensos gradientes térmicos na superfície do mar, associados a feições oceanográficas importantes para determinação das condições ambientais na região, podendo-se destacar a corrente do Brasil, o fenômeno da ressurgência em Arraial do Cabo – Rio de Janeiro, a penetração da corrente das Falklands encontrando-se ao sul com a corrente do Brasil, assim como o vórtice de São Tomé e os vórtices observados no entorno da cadeia submarina de Vitória-Trindade.

A interação destes gradientes térmicos com a atmosfera tem sido alvo de estudos, que em sua maioria ressaltam a ausência de observações *in situ* simultâneas, da atmosfera e do oceano, nas regiões de interesse (Fragoso, 2004). Acredita-se que as interações entre estes dois sistemas possam explicar diversos efeitos e mecanismos observados na Natureza, mas que, no entanto, não são bem simulados pelos modelos atmosféricos atuais.

As parametrizações incluídas nestes modelos são obtidas a partir de bases de dados observacionais que, em geral, possuem como características a alta densidade espacial e longos períodos de amostragem, ou experimentos controlados e muito bem instrumentados. A baixa frequência de coleta de dados, com estas características, no Atlântico Sul dificulta os esforços no desenvolvimento de parametrizações específicas para a região.

Em muitas das situações em que os modelos são aplicados, os dados de contorno não são adequados para representar de maneira satisfatória os processos de interação oceano-atmosfera que ocorrem em escalas menores (ex.: mesoescala - 2 a 20 km). Pode-se citar como exemplo, o uso de campos de médias semanais de temperatura da superfície do mar (TSM), obtidos por satélite, como condição de contorno à superfície em modelos atmosféricos. A presença de nuvens sobre uma região dificulta o cálculo da TSM, levando, por vezes, a necessidade de desconsiderar o valor estimado. A dificuldade é advém dos efeitos atmosféricos na janela espectral dos sensores a bordo dos satélites, ou outros fatores. Neste caso torna-se necessário submeter estes pixels à técnicas de

filtragem, como por exemplo, média espacial, na tentativa de criar um campo contínuo no espaço-tempo.

Com a utilização destes filtros, flutuações atmosféricas e oceânicas de mais alta frequência (horas a dias) e alta resolução espacial (1 a 50 km), acabam não sendo bem representadas pelos modelos, mesmo que a formulação imposta na parametrização seja robusta. Neste contexto, informações rotineiras, de qualidade, com boa taxa amostral, são essenciais para construção de condições de contorno com representação adequada dos processos de interação oceano-atmosfera em escalas menores.

Como exemplo de um sistema de aquisição de dados observacionais temos, na região tropical, abrangendo a parte nordeste da costa brasileira, cita-se o projeto PIRATA (Pilot Research Array Moored Array in the Tropical Atlantic – Bourlès et al, 2008) como exemplo de observações rotineiras e simultâneas da atmosfera e do oceano, com dados disponíveis à comunidade científica. O projeto PIRATA mantém bóias oceanográficas ao longo do atlântico tropical, realizando medidas de diversos parâmetros, como temperatura, salinidade, precipitação e fluxos de calor; algumas destas bóias medindo simultaneamente temperatura e salinidade em diversas profundidades.

No ano de 2004 foi realizado um experimento a bordo do Navio de Pesquisa Ary Rongel, aproveitando sua rota anual do Brasil para Antártica, cruzando a região da confluência Brasil-Falklands, exatamente na região de máximo gradiente de TSM (Pezzi, 2005). Neste experimento foram realizadas medidas simultâneas da atmosfera e do oceano, do dia 2 a 3 de novembro de 2004 (Figura 1), não sendo observado neste período nenhum sistema de escala sinótica ou convecção profunda.

Durante o experimento foram obtidos perfis de temperatura da água em função da profundidade através de lançamentos de XBTs (Expendable Bathythermograph), perfis de pressão, temperatura, umidade e vento ao longo da altitude, obtidos com o lançamento seqüencial de cinco radiossondas, além de observações com instrumentos a bordo do navio e dados de sensores orbitais (satélite).

Os resultados obtidos a partir deste experimento, mesmo não possuindo caráter rotineiro, demonstra a riqueza de informações sobre os processos de interação oceano-atmosfera, que podem ser obtidos em situações em que ocorra o monitoramento conjunto dos dois sistemas, e em alta frequência temporal.

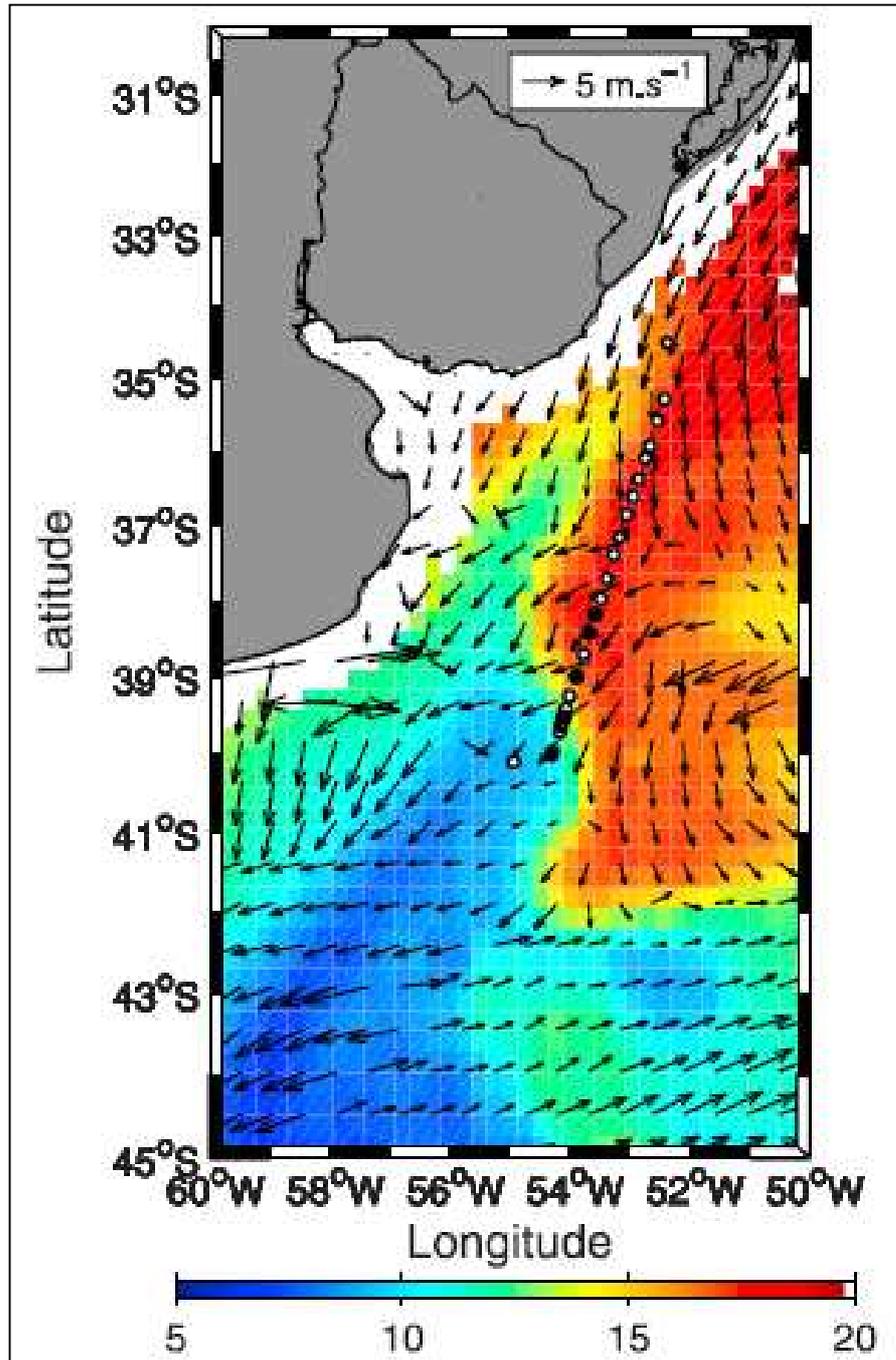


Figura 1 – Campo de vento (m/s) obtido com satélite Quikscat em 2 de novembro de 2004, sobreposto sobre imagem de TSM obtida com sensor microondas AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer) a bordo do satélite AQUA, sobre a região da confluência Brasil-Falklands. A escala de cores é representativa dos valores de TSM em °C. Indicação da posição de lançamento dos perfis XBT (círculos brancos) e radiossondas (círculos pretos) – Fonte: Pezzi et al.,2005.

Dados obtidos a partir de sensores orbitais são extremamente úteis neste contexto, com características sinóticas, e possibilidade de obter simultaneamente informações da atmosfera e do oceano com resoluções quilométricas, e até mesmo sub-quilométricas, somando-se a isso, o fato de na última década, com o lançamento de novos satélites, um aumento considerável nas taxas de amostragem temporal.

No entanto, as características de interferência da atmosfera nos espectros radiométricos acarretam a necessidade do uso de técnicas de correção e mascaramento dos dados obtidos, que acabam por suavizar os gradientes térmicos observados, assim como a caracterização de feições oceanográficas. Outro fator, é a baixa densidade de observações oceanográficas e meteorológicas na região oceânica, que sejam realizadas simultaneamente, que sirvam para calibrar os dados obtidos por satélite e torná-los mais próximos do observado na Natureza.

Atualmente a densidade de observações ao longo do globo é extremamente variável. O centro americano National Data Buoy Center do National Oceanic Atmospheric Administration's (NDBC/NOAA) mantém uma estrutura de recepção e tratamento de dados oriundos de bóias oceanográficas de todo o mundo (Figura 2), em regime *near-realtime* (NRT), que aqui poderia ser definido como próximo ao tempo de uso operacional. Ao analisar a distribuição espacial da posição destas bóias no globo, percebe-se que as regiões que mais possuem investimento em observação meteorológica e oceanográfica, sobre os oceanos, são a região tropical dos oceanos Atlântico e Pacífico, a região costeira dos Estados Unidos e do Canadá, o Golfo do México, e Europa. Pode-se neste caso considerar a região sul do Atlântico Sul como um grande vazio, em termos de observações oceanográficas operacionais (NRT).

O National Centers for Environmental Prediction (NCEP), em conjunto com National Center for Atmospheric Research (NCAR), desenvolveu uma metodologia para criação de uma base homogênea de dados, a partir de diversas fontes de informações meteorológicas, variando desde estações terrestres até satélites ambientais, passando por navios e bóias. A metodologia resultou na criação das Reanálises do NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996), um conjunto de dados baseado em métodos de assimilação de dados desenvolvido pelos centros, e aplicado a base de dados observacionais desde 1948, até os dias atuais, arranjados em uma grade computacional de resolução espacial de 2,5° latitude por 2,5° longitude.

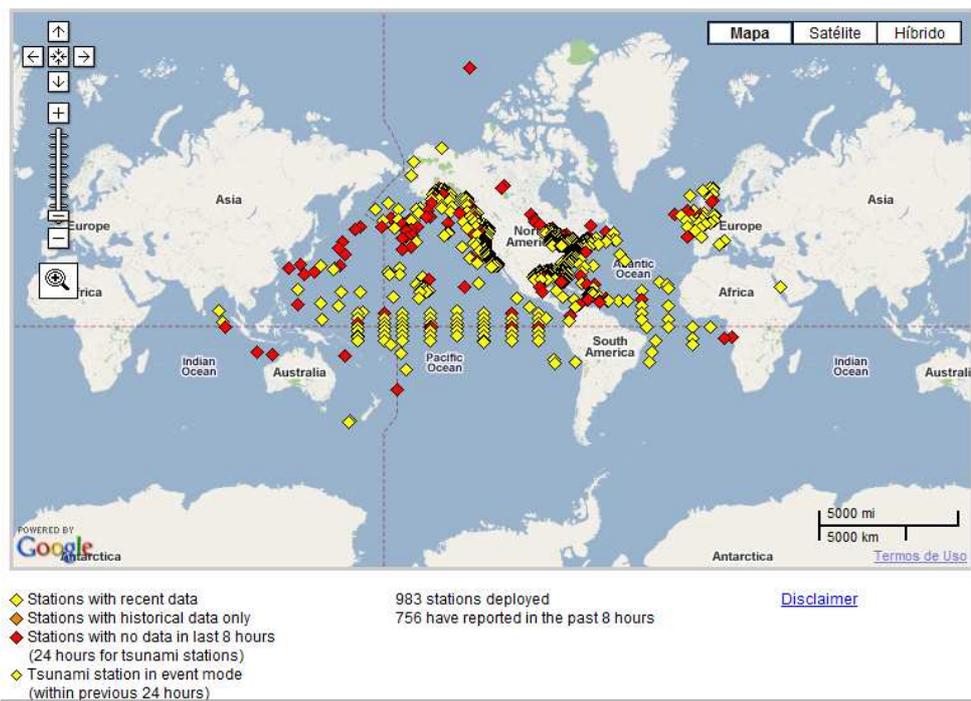


Figura 2 - Posição das bóias oceanográficas mantidas em regime operacional que enviam dados para o National Data Buoy Center do National Oceanic Atmospheric Administration's (NDBC/NOAA). (Fonte: NDBC/NOAA - <http://www.ndbc.noaa.gov/obs.shtml>)

Na Figura 3 são apresentadas médias trimestrais da temperatura da superfície do mar (*skin layer temperature*), usadas pelo Projeto Reanálise NCEP/NCAR, como condição de contorno ao modelo utilizado. As médias foram calculadas para o período de 1948 a 2009.

Analisando os campos apresentados na Figura 3 é possível perceber a confluência das águas oriundas da corrente Brasil-Falklands na costa brasileira, e sua variação ao longo dos meses do ano. Tomando a isoterma de 10°C como referência nota-se que esta fica entre as latitudes de 45°S e 50°S nos trimestres de DJF e MAM, enquanto nos trimestres JJA e SON ela se desloca para norte, atingindo latitudes já próximas a 40°S na região costeira da Argentina.

Outro aspecto a ser notado é o gradiente da temperatura da superfície do mar, que varia ao longo das latitudes, se tornando mais intenso a medida que se aproxima das latitudes mais a sul, região conhecida por ser favorável a formação de ciclones e outros distúrbios atmosféricos, muito em função desta variação servir de fonte de energia potencial na atmosfera.

Reanálise NCEP/NCAR | Temp Superf Mar (oC) | Média 1948–2009

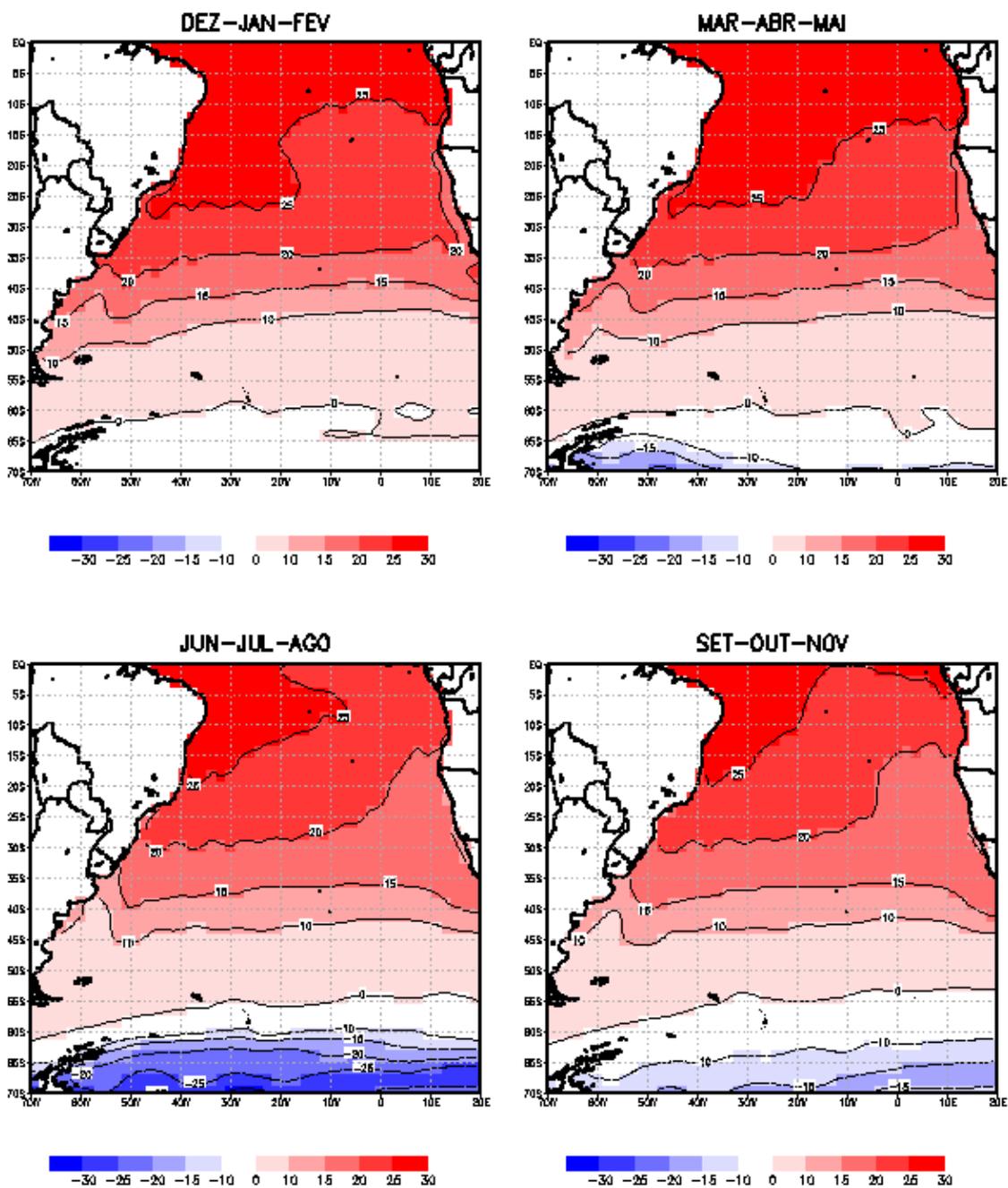


Figura 3 - Média Trimestral da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no período de 1948 a 2009 para o Atlântico Sul com base na Reanálise do NCEP/NCAR. (Fonte: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>)

Pode-se chegar a esta afirmação de maneira formal seguindo a teoria do vento térmico (*Thermal Wind*), descrita de forma clara e objetiva por James Reed Holton (1992), reproduzida de forma resumida abaixo, que parte da teoria do vento geostrófico (resultante do balanço entre a força de Coriolis e a força do gradiente de pressão), donde se pressupõe a existência de um cisalhamento vertical quando na presença de um gradiente horizontal de temperatura.

Supondo o vento geostrófico proporcional ao gradiente do geopotencial, numa superfície de igual pressão (isobárica), um vetor vento geostrófico que esteja alinhado à direção y (Figura 4), que aumenta em magnitude com a altura, requer uma inclinação da superfície isobárica com relação à direção x , que também deve aumentar com a altura. De acordo com a equação hipsométrica (Holton, 1992), a espessura δz que corresponde ao intervalo de pressão δp é: $\delta z \approx -g^{-1}RT\delta \ln(p)$. Onde R é a constante universal dos gases, T a temperatura e g a gravidade.

A partir desta expressão deduz-se que a espessura da camada entre duas superfícies isobáricas é proporcional a temperatura na camada (Figura 4), sendo a temperatura no ponto x_1 menor do que a temperatura no ponto x_2 . Com isso um aumento no gradiente de pressão com a altura ao longo do eixo x , deve estar associado a um gradiente de temperatura positivo no eixo x .

As componentes do vento geostrófico, com relação a uma superfície isobárica, são apresentadas na equação a seguir:

Equação 1
$$\mathbf{v}_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \mathbf{e}_y \quad \mathbf{u}_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \mathbf{e}_x$$

E, partindo da Lei dos Gases Ideais pode se re-escrever a equação hidrostática como:

Equação 2
$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\alpha = -\frac{RT}{p}$$

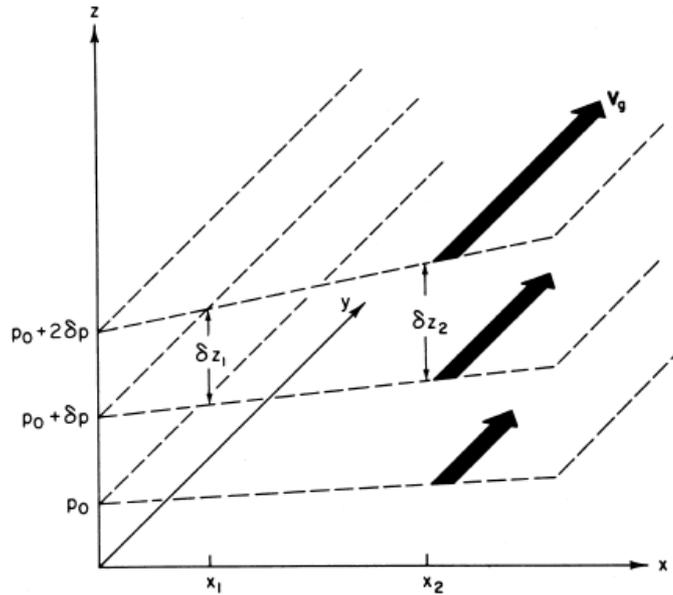


Figura 4 – Relação entre o cisalhamento vertical do vento geostrófico (V_g) e o gradiente da espessura horizontal (δz), ao longo de superfícies isobáricas. Considerando a temperatura em x_1 menor que em x_2 . Fonte: Holton, 1992.

Aplicando a derivada com relação a pressão na Equação 1 e usando a Equação 2, obtém-se:

$$p \frac{\partial v_g}{\partial p} \equiv \frac{\partial v_g}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_p$$

$$p \frac{\partial u_g}{\partial p} \equiv \frac{\partial u_g}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_p$$

Onde v_g é definida como a componente meridional do vento térmico, e u_g a componente zonal; e pode ser resumida em sua forma vetorial como:

Equação 3
$$\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} \mathbf{k} \times \nabla_p \mathbf{T}$$

A Equação 3 é conhecida como a equação do vento térmico, que expressa a relação do cisalhamento do vento, ou seja, a taxa de variação do vento geostrófico com relação a $\ln p$ (vertical).

Definindo-se atmosfera barotrópica como a atmosfera onde a densidade depende somente da pressão, $\rho = \rho(p)$, define-se, por conseqüência, que as superfícies isobáricas

são também superfícies de densidade constante. Para um gás ideal, as superfícies isobáricas são também isotérmicas, se a atmosfera for barotrópica.

Com isso $\nabla_p T = 0$ para uma atmosfera barotrópica, e a equação do vento térmico se torna $\frac{\partial V_g}{\partial \ln p} = 0$, que define o vento geostrófico como independente da altura em uma atmosfera barotrópica.

Para o caso onde a atmosfera depende tanto da temperatura quanto da pressão, $\rho = \rho(p, T)$, define-se a atmosfera como sendo baroclínica, onde, em geral, há cisalhamento vertical, e este está relacionado ao gradiente horizontal de temperatura, pela equação do vento térmico.

Retornando a análise da Figura 3, onde se destacou a característica de variação da temperatura com a latitude, e tomando-se agora como base o fato do decréscimo de irradiação solar, na direção dos pólos levar, também, a um decréscimo de temperatura, tem-se por consequência um aumento da densidade. Ao analisar o caso para o hemisfério norte (Figura 5), têm-se a densidade aumentando na direção norte, devido às baixas temperaturas na direção do pólo, e um decréscimo com a altura, por conta da estabilidade estática. Então, de acordo com a equação do vento térmico, um fluxo para leste, em consonância com a estrutura de densidade, deve ter a velocidade aumentando com a altura.

Deduz-se que um sistema com superfícies de densidade inclinadas (Figura 5), possui mais energia potencial do que um sistema com superfícies de densidade horizontais (planas), um análogo a um sistema com superfície livre inclinada possuir mais energia potencial do que um sistema com uma superfície livre horizontal. Entretanto, esta situação é considerada potencialmente instável, uma vez que, pode ser liberada a energia potencial armazenada, por meio de uma instabilidade, que levaria a superfície de densidade a tornar-se plana. Neste processo, o cisalhamento vertical do fluxo médio $U(z)$ decresceria, e a perturbação ganharia energia cinética.

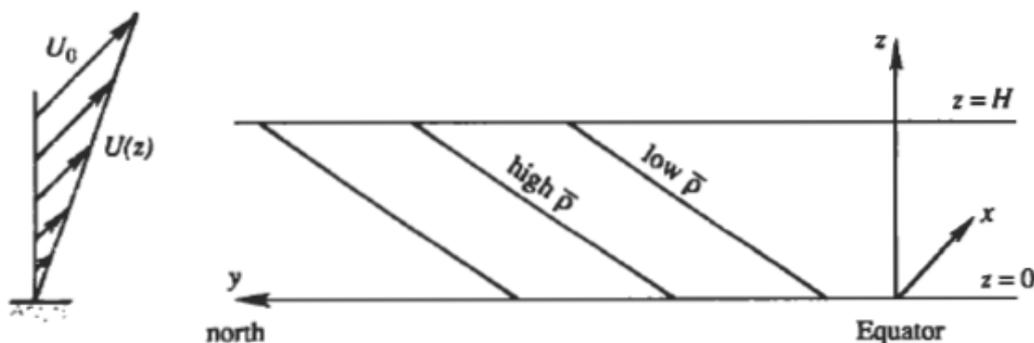


Figura 5 - Linhas de densidade constante em uma atmosfera no hemisfério norte. As linhas estão próximas a horizontal e a inclinação está razoavelmente exagerada na figura. A velocidade $U(z)$ esta no plano do papel (Fonte: Kundu e Cohen, 2002).

A instabilidade que libera energia potencial, tornando planas as superfícies de densidade, é chamada instabilidade baroclínica, e os estudos sobre este tema foram inicialmente desenvolvidos por Jacob Aall Bonnevie Bjerknes (1919), culminando na publicação formal de sua teoria por volta de 1940 (Bjerknes e Holmboe, 1944).

Segundo Lesieur et al. (2000), quando o gradiente de temperatura ao longo dos meridianos é muito intenso, células atmosféricas se transformam em perturbações ciclônicas e anti-ciclônicas, e a esta transformação pode-se denominar instabilidade baroclínica, que é caracterizada pela ascensão de ar mais quente, e descida de ar mais frio.

Em latitudes médias é comum que, em zonas baroclínicas, sejam gerados espontaneamente sistemas atmosféricos, como depressões e tempestades (Sanders e Hoffman, 2002). Estes são conhecidos como distúrbios baroclínicos, que são caracterizados em cartas sinóticas através da presença de forte gradiente meridional de pressão e cisalhamento vertical do vento.

Arya e Wyngaard (1975) ressaltam que cisalhamentos geostróficos intensos, crescem a partir de intensos gradientes horizontais de temperatura, típicos de sistemas de mesoescala como frentes, brisas marítimas, brisas vale-montanha, etc. Porém, mesmo em camadas limites idealizadas, sobre terrenos homogêneos e sem grandes acidentes topográficos, é esperada a existência de baroclinicidade em função do gradiente de temperatura norte-sul climatológico. Por exemplo, um gradiente de $1^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$, que não é incomum de ocorrer, leva a um incremento do cisalhamento geostrófico da ordem de $3,5\text{ ms}^{-1}\text{ km}^{-1}$, em latitudes médias (Arya e Wyngaard, 1975).

Antes de evoluir por estudos a despeito da baroclinia na atmosfera, vale elucidar que a baroclinicidade, em dinâmica dos fluidos, é definida como a medida da estratificação em um fluido, e uma atmosfera baroclínica é definida como a atmosfera na qual a densidade depende da temperatura e da pressão, diferentemente de uma atmosfera barotrópica na qual a densidade é considerada como função apenas da pressão. Aproximações barotrópicas são válidas em regiões tropicais (latitudes baixas), enquanto as baroclínicas em regiões polares e latitudes médias. Regiões de elevada baroclinicidade são conhecidas pela freqüente formação de ciclones.

O termo baroclinicidade é aplicado em seções da atmosfera onde superfícies de pressão formam ângulos com superfícies de temperatura (a definição refere-se a interseção de isóbaras com isopicnais, de igual densidade, porém para maioria dos propósitos, isotermas podem substituir isopicnais). O número de isóbaras interceptando isopicnais é uma medida de baroclinicidade (Nakamura, 1992). Em algum ponto onde as isotermas interceptam-se com as isóbaras, forma-se uma zona baroclínica.

A American Meteorological Society define em seu glossário baroclinicidade como: “O estado de estratificação de um fluido no qual superfícies de pressão constante (isobáricas) interceptem superfícies de densidade constante (isostéricas). O número, por unidade de área, de sonelóides isobárico-isostéricos interceptando uma dada superfície é uma medida da baroclinicidade. Se a superfície é horizontal, este número N é dado por:

$$\text{Equação 4} \quad N = \frac{\partial \alpha}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial \alpha}{\partial y}$$

Onde α é o volume específico e p a pressão. Barotropia é o estado de baroclinicidade zero.” (Fonte: Glossário da American Meteorological Society - <http://amsglossary.allenpress.com/glossary/search?id=baroclinity1> – Tradução livre do autor)

A Equação 4 é obtida a partir de um termo da equação da vorticidade.

Vorticidade pode ser definida como a medida da rotação local em um fluido, no entanto é útil também definir a componente da vorticidade, normal a um elemento do plano, como o limite da circulação por unidade de área do elemento, quando este se aproxima de zero (Teorema de Stokes’). Na meteorologia o termo vorticidade geralmente se refere apenas a componente vertical da vorticidade, tendo como significado físico o giro do campo de velocidade.

Na equação abaixo é apresentada a equação completa da vorticidade, que define a taxa de variação da vorticidade absoluta.

$$\text{Equação 5} \quad \frac{D}{Dt} (\zeta + f) = -(\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right)$$

Sendo f o parâmetro de Coriolis, ou vorticidade planetária, e ζ a componente vertical da vorticidade relativa (vorticidade local).

Os termos à direita contribuem de maneiras diferentes para o movimento, sendo o primeiro chamado de termo divergente, responsável pela concentração ou diluição de vorticidade pelo processo de divergência do fluido. O segundo termo chamado de termo de inclinação ou torção, que quantifica a vorticidade gerada pela inclinação das componentes da vorticidade, orientadas horizontalmente na vertical por um campo de movimento vertical não uniforme. O último termo é conhecido como termo solenoidal (equivalente ao teorema da circulação), que ocorre quando há gradiente de densidade ao longo da superfície de pressão constante.

Aplicando o Teorema de Stokes' ao termo solenoidal, e usando de identidades vetoriais, pode-se chegar a forma vetorial do termo, apresentada na equação abaixo.

$$\text{Equação 6} \quad - \left(\frac{\partial \alpha}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \alpha}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) = -(\nabla \alpha \times \nabla p) \cdot \mathbf{k}$$

Referenciando desta forma o termo solenoidal, na equação da vorticidade, como o limite do termo solenoidal (teorema da circulação) dividido pela área, quando a área vai à zero.

O termo solenoidal é por vezes citado como a contribuição baroclínica para o movimento, ou também, como vetor baroclinicidade (\vec{B}). Dentro da visão da Dinâmica, ele é considerado como a taxa de geração de vorticidade devido a baroclinia no fluido.

A baroclinicidade é definida, portanto, como sendo proporcional a $\nabla p \times \nabla \rho$, onde p é a pressão atmosférica, ρ a densidade do ar, que por consequência leva a definição de que a baroclinicidade também é proporcional ao ângulo formado entre linhas de densidade constante (isopicnais) e linhas de pressão constante (isóbaras), o que é coerente com o fato de que regiões barotrópicas são regiões sem baroclinicidade, ou seja,

estas linhas são paralelas. Sendo o termo baroclínico referente ao mecanismo pelo qual a vortacidade é gerada.

Para determinadas escalas, principalmente aquelas que se aproximam de uma atmosfera barotrópica, alguns termos da Equação 5 podem ser desprezados, sendo a equação reduzida apenas ao primeiro termo da direita, o termo de divergência de vortacidade. No entanto, mesmo em escala sinótica (20 a 200 km), quando em regiões de intenso gradiente térmico, como, por exemplo, em frentes frias, os demais termos tornam-se igualmente importantes.

Em função de valores elevados de densidade e capacidade de armazenamento de calor do oceano, em comparação com a atmosfera, o oceano pode ser considerado como um sistema de variação lenta, enquanto a atmosfera de variação bem mais rápida. Embora a escala tempo-espaço de separação venha sendo estudada de forma sistemática, a ausência de informações contínuas no tempo tanto de variáveis atmosféricas, quanto oceânicas, ocorrendo em um mesmo local é freqüente, inviabilizando conclusões sobre os efeitos de retro-alimentação em escalas menores. Esta pode ser considerada uma necessidade premente no estudo de interações oceano-atmosfera em determinadas regiões, e uma das dificuldades para a estimativa de gradientes térmicos de maneira acurada, e em decorrência disto, de valores de baroclinicidade, principalmente em escalas menores.

Small et. al. (2008) realizaram um vasto levantamento de estudos sobre processos de interação ar-mar, incluindo frentes oceânicas e vórtices, e sugerem que a melhor alternativa para estudos futuros seria contemplar o uso de modelos acoplados.

Em função deste cenário, e do interesse em avaliar a influência que a anomalia dos gradientes de TSM poderia gerar na baroclinicidade atmosférica, considerada aqui, fundamental para análise da energia disponível para ciclogênese, optou-se neste trabalho por utilizar resultados obtidos com um modelo numérico acoplado oceano-atmosfera, onde as informações dos fluxos de superfície sejam trocadas entre os dois sistemas, à taxas amostrais compatíveis com escalas menores (meso-escala e sinótica), permitindo assim uma visão (simulada) integrada dos sistemas e dos seus mecanismos de retro-alimentação.

Supõem-se neste trabalho que modelos acoplados possam reproduzir de maneira adequada os principais sistemas meteorológicos e oceanográficos, e sejam adequados para o estudo, por incluírem os processos de retro-alimentação, gerados pelos processos de interação oceano-atmosfera, em escalas de tempo e espaço adequadas.

Desta forma, a tese apresentada é de que:

"A anomalia positiva do gradiente latitudinal de TSM possa ser responsável por um aumento da baroclinia próximo à superfície, levando a um aumento da vorticidade local, que por sua vez contribui com o processo de bombeamento de águas mais profundas (frias) para a superfície (bombeamento de Ekman) modificando (aumentando) assim o gradiente de TSM."

A tese é ilustrada através do diagrama esquemático apresentado na Figura 6.

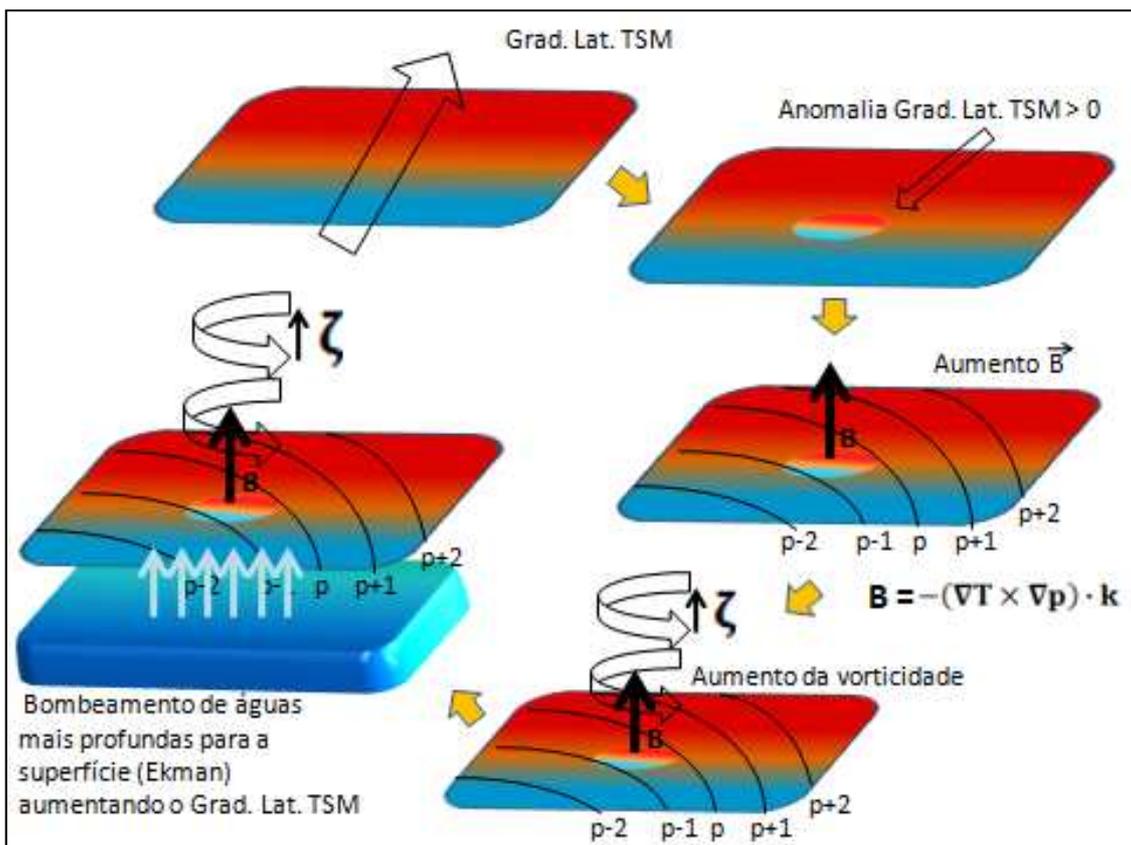


Figura 6 - Diagrama esquemático da tese do mecanismo de intensificação da baroclinia atmosférica em função dos gradientes de temperatura da superfície do mar.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

A circulação atmosférica é influenciada pelas variações da temperatura da superfície do mar (TSM). Em muitas partes do oceano, a TSM pode ser aproximada por um balanço local unidimensional, em que (no mínimo uma média de longo prazo) a TSM se ajusta localmente à perda devido ao calor sensível e latente, e ao balanço entre a radiação de onda longa e a radiação de ondas curtas. Entretanto existem algumas partes do oceano, onde o transporte de calor pelas correntes oceânicas afeta a TSM local de maneira mais intensa.

Correntes oceânicas conectam regiões de ganho de calor para regiões de perda de calor; o calor ganho da atmosfera pode ser armazenado por muitos anos e transportado por milhares de quilômetros antes de retornar a atmosfera. Estas correntes são influenciadas pela atmosfera, através dos ventos à superfície ou pelo efeito de fluatibilidade. Contudo, a atmosfera e o oceano interagem diretamente um sobre o outro, e “o sistema acoplado” não pode ser entendido considerando os sistemas de maneira isolada (Stuart e Rintoul, 1998).

A temperatura da superfície do mar é modulada por uma inter-relação de vários fatores. Entre os mais importantes estão a radiação de ondas curtas e longas, os fluxos de calor sensível e latente, a entrada de água doce, a convecção, e a mistura através do vento e das ondas. Sendo as variações de TSM determinadas, tanto por processos atmosféricos, quanto oceânicos (Katsaros e Soloviev, 2004). A TSM pode ser considerada como uma fonte de controle (junto com a convecção adiabática associada a precipitação) para convecção tropical e a liberação de calor latente, e associada com a convecção pode gerar células de circulação na atmosfera.

Embora sua importância para modelagem seja reconhecida, principalmente quando no interesse pelas regiões de interface entre o oceano e a atmosfera, muito ainda se discute em função da forma de obtenção deste parâmetro. O projeto denominado Group for High-Resolution Sea Surface Temperature (<http://www.ghrsst-pp.org/>) após algumas discussões, define alguns tipos de TSM, e embora o princípio possa ser diferente, todos são conhecidos por estimar a TSM. Na Figura 7 é apresentado um

diagrama esquemático onde podem ser vistos os diferentes produtos que podem ser obtidos, sendo eles:

Temperatura da interface: temperatura hipotética chamada de SST_{int} estimada exatamente na interface ar-mar;

Temperatura da película: temperatura definida como a medida pelo sensor infravermelho radiométrico (SST_{skin}), operando tipicamente entre os comprimentos de onda 3,7-12 μm . Extremamente sensível a variações do ciclo diurno e do vento;

Temperatura da sub-película: temperatura que representa a medida na base da sub-camada condutiva laminar (SST_{subskin}) da superfície do oceano. Pode ser aproximada a temperatura obtida com radiômetros na faixa microondas;

Temperatura em profundidade: temperatura medida em diferentes profundidades (SST_{xm} ou SST_{depth}, ex: SST_{5m}, temperatura a 5 metros), geralmente através de bóias de deriva, perfiladores verticais flutuantes, ou cadeias de termistores em profundidade variando de 1 a 10 metros;

Temperatura base: temperatura medida na coluna d'água livre da influência da variabilidade associada ao ciclo diurno (SST_{ind}). Obtida com termometria de contato. Serve de elo ao conceito histórico de TSM "bulk" considerada por ser representativa da camada de mistura do oceano.

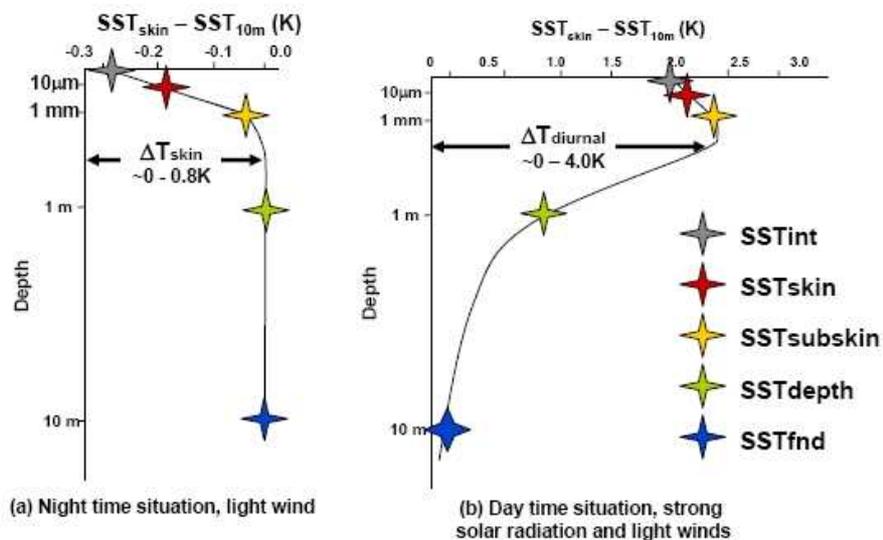


Figura 7 - Diagrama esquemático que resume a definição de temperatura da superfície do mar em uma camada de 10 metros de profundidade do oceano, fornecendo uma idéia dos diferentes processos de medida (Fonte: Adaptado de Group for High-Resolution Sea Surface Temperature - <http://www.ghrs-pp.org/>).

O Jet Propulsion Laboratory do California Institute of Technology mantém um portal na Internet (http://podaac.jpl.nasa.gov/sst/sst_links.html) com indicações das fontes conhecidas de TSM.

Dourado (2002) e Dourado e Caniaux (2004) ressaltam que as diferenças entre a temperatura da película e a temperatura “bulk”, se amplificam quando em condições de calmaria dos ventos. Estas diferenças podem ser estimadas pela equação:

$$T_{skin} = T_{bulk} - \Delta T_c + \Delta T_w \quad (\text{Equação 7})$$

Onde (T_{bulk}) é a temperatura “bulk”, ΔT_c é a correção para a *cool skin* e ΔT_w para a *warm layer*.

Situações diferentes podem levar a considerações diferentes na relação entre estas duas temperaturas, em função dos processos que podem estar ocorrendo na camada superficial, na Figura 8 são expostos alguns destes processos.

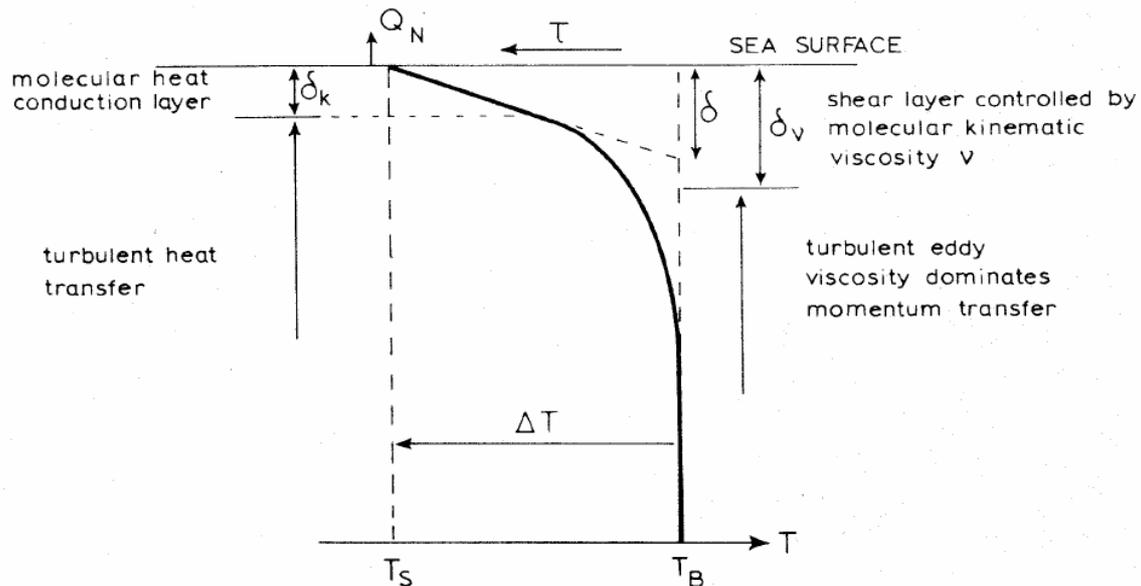


Figura 8 - Processos moleculares e turbulentos que podem ocorrer nas camadas superficiais do oceano (Fonte: Dourado, 2002).

Percebe-se processos moleculares, como a condução de calor, a transferência de calor por processos turbulentos, e a camada cisalhante (controlada pela viscosidade cinemática molecular), são alguns dos processos dinâmicos que influenciam de maneira significativa no cálculo do valor de ΔT , e por conseqüência no cálculo do fluxo de calor líquido (Q_n) e na tensão do vento (τ). A diferença entre estes parâmetros é importante,

pois para o cálculo da TSM, em alguns casos, esta diferença é usada diretamente para o cálculo dos fluxos turbulentos.

A ordem de grandeza da diferença ao se considerar diferentes tipos de TSM pode ser analisada a partir da Figura 9. Observa-se na figura que, por exemplo, entre o dia juliano 507 e 509 surgem diferenças de mais de 2°C entre a temperatura da película (geralmente obtida por sensores infravermelhos em satélites) e a temperatura a 5 metros de profundidade (geralmente obtida por bóias). Cálculos com base na energia potencial na forma de energia termal (calor sensível) podem levar a resultados díspares na injeção de calor de um sistema climático para outro, amplificando-se ainda mais dependendo da escala temporal em consideração.

Emery et al. (2001) também ressaltam a diferença existente entre a temperatura da película e a “bulk”. Colocam a questão enfatizando a forma como é calculada a TSM através de sensores a bordo de satélites. Os satélites conseguem obter a temperatura da película, mas os valores de TSM obtidos são, geralmente, aferidos por valores de bóias oceânicas, que medem na verdade a temperatura “bulk”. Em geral, o procedimento adotado é uma regressão para se atingir valores mais próximos do observado pelas bóias, desconsiderando os efeitos físicos e dinâmicos que existem. Uma vez estabelecida a regressão as diferenças podem aumentar em módulo, em função destes efeitos.

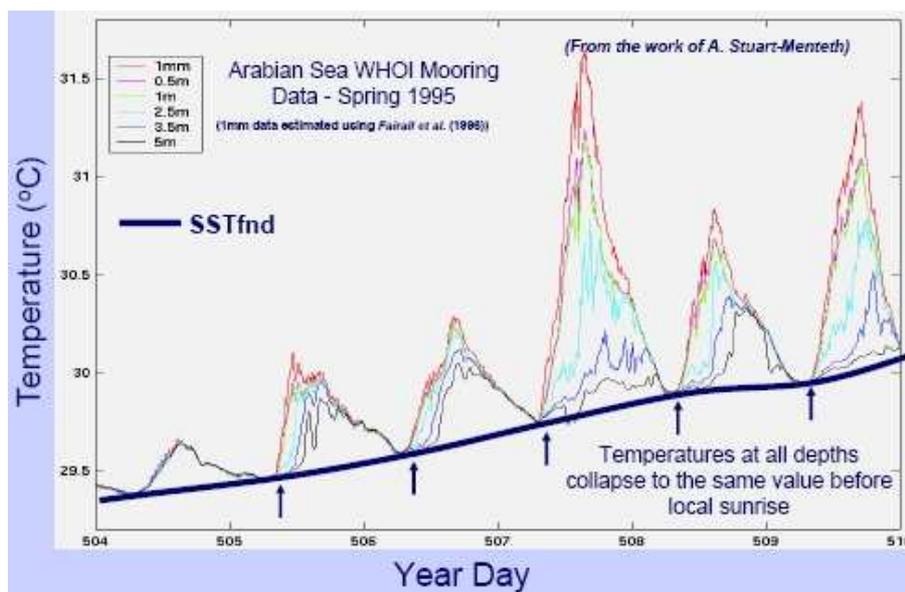


Figura 9 - Temperatura do mar em diferentes profundidades obtidas com o *mooring* situado no mar da Arábia (Fonte: Group for High-Resolution Sea Surface Temperature - <http://www.ghrsst-pp.org/>).

Emery et al. (2001) apresentam um esquema (Figura 10) dos efeitos que podem amplificar ou reduzir esta diferença. Neste esquema podem ser observados os três processos que influenciam na destruição da camada superficial (película), o primeiro (da esquerda para direita) em uma situação de convecção livre, onde a camada superficial é destruída pela turbulência gerada em função da liberação de calor; a segunda (no meio) onde a convecção é forçada pela tensão do vento; e a terceira onde as micro-ondas de gravidade superficiais no oceano agem para destruir a camada. Uma vez destruída a camada superficial, o fluido estaria misturado, talvez o suficiente, para que a temperatura da película se aproxime mais da temperatura “bulk”. Emery et al. (2001) sugerem que as temperaturas obtidas por satélite sejam calibradas pelas temperaturas da película e que apenas depois aplique-se modelos de estimativa desta diferença, levando então, em consideração, os efeitos físicos e dinâmicos envolvidos em tal diferença.

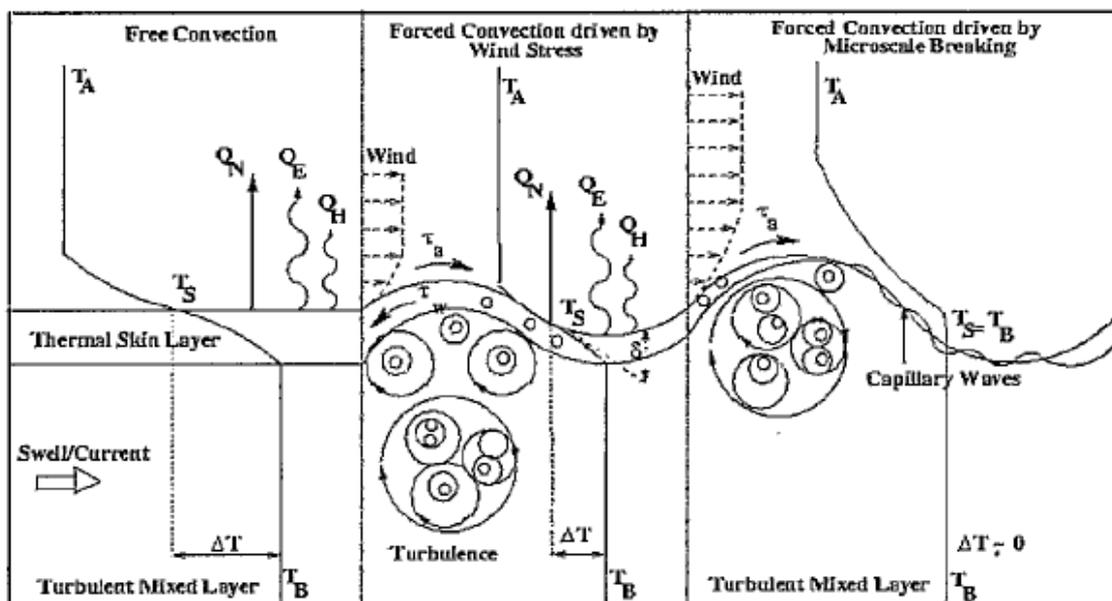


Figura 10 - Comportamento da camada superficial do oceano (película) sobre os três efeitos físicos que podem aumentar a diferença entre a TSM da película e a do volume. T_a , T_s e T_b , representam respectivamente, a temperatura do ar, da película e do volume; Q_E , Q_H e Q_N representam o calor latente, calor sensível e fluxos de calor líquido; τ_a e τ_w representam a tensão superficial no ar e na água (Emery et al., 2001).

Na Figura 11 são apresentadas três imagens de TSM obtidas com o sensor AVHRR, a bordo dos satélites da série NOAA, para a região costeira do Sul do Brasil, com resolução espacial de 1 km, para os dias julianos 91, 94 e 95. Analisando estas imagens notam-se intensos gradientes, com valores variando de 12°C a 26°C em 5° de longitude. Percebe-se também o grau de contaminação por nuvens, representado nas imagens

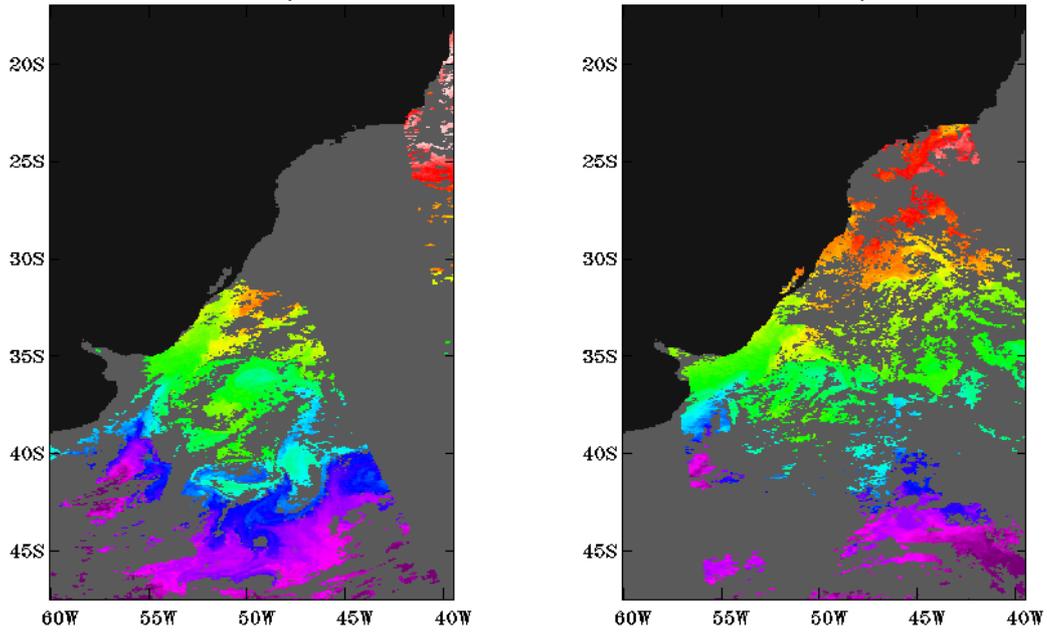
pelas áreas em cinza. A técnica mais comum de remoção deste efeito é diminuir a resolução da imagem final por médias espaciais, enquanto a imagem original possui resolução de 1 km, o produto final passa a ter resolução de 9 km ou menos, além disto, calcula-se a média diária para que regiões que em um determinado dia estejam cobertas por nuvens, não estejam em outros dias. O produto final acaba por suavizar os gradientes de temperatura da superfície do mar observadas na região, podendo levar a inibição de efeitos que seriam gerados em função da liberação e absorção dos fluxos de calor na interface oceano-atmosfera.

O uso de técnicas de sensoriamento remoto na determinação de parâmetros atmosféricos e oceanográficos surgiu como uma alternativa para complementar esta lacuna. No entanto tais técnicas também possuem suas deficiências, algumas atreladas a interferências no espectro, como a cobertura de nuvens, outras a características do sensor. Em função destas deficiências, assim como da qualidade assegurada das medidas, hoje em dia conta-se com bancos de dados de temperatura da superfície do mar obtidos por sensoriamento remoto (Reynolds, 1988), sem uso da máxima resolução oferecida por estes sensores, mas contínuos no espaço e no tempo.

Tentativas de aumentar a resolução espacial de conjuntos de dados diários sempre recaem no aumento da contaminação dos pixels por nuvens nas imagens de satélite, e conseqüente perda de qualidade no campo. Técnicas de composição para obter-se campos homogêneos de TSM (Fragoso et. al, 2003) podem ser aplicadas para eliminar o efeito da contaminação, mas dependendo do grau de contaminação acabam por acarretar na diminuição da correlação com valores observados na área, ou suavização do campo. Mesmo assim surgem como uma alternativa satisfatória quando a taxa de amostragem no tempo é alta (cerca de uma hora).

Sura e Sardeshmukh (2008) avaliam as flutuações oceânicas observadas em estações oceanográficas e buscam interpretar o comportamento estocástico destas flutuações, associadas a variações ao longo do dia, na composição de campos diários e médias semanais. Sugerem que estas variações não obedecem a uma distribuição gaussiana, como geralmente é aplicada em modelos atmosféricos (e.g. Kanamitsu et al., 1991) e sim a um comportamento que pode ser descrito por um modelo linear unidimensional em função das variações diárias da temperatura da superfície do mar.

AVHRR Pathfinder v5 Day: 091 Year: 2007 AVHRR Pathfinder v5 Day: 094 Year: 2007



AVHRR Pathfinder v5 Day: 095 Year: 2007

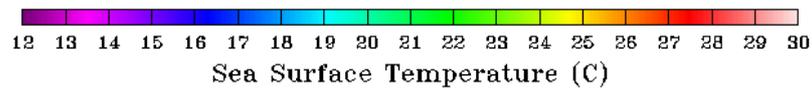
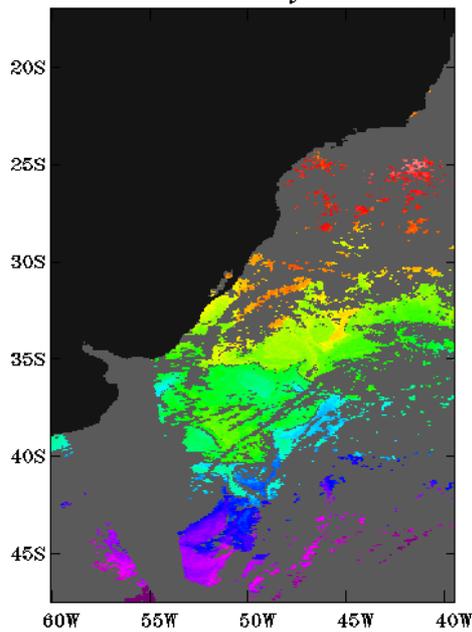


Figura 11 - Imagens de TSM obtidas com o sensor AVHRR a bordo dos satélites da série NOAA, para região costeira do Sul do Brasil, para os dias 91, 94 e 95 (da esquerda para direita). Valores variando de 12°C a 28°C. (Fonte: Jet Propulsion Lab - <http://poet.jpl.nasa.gov/>)

Em 1988, Reynolds apresentou a primeira versão da metodologia utilizada para o cálculo do campo de TSM global com resolução média de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$, produzida operacionalmente no NMC (National Meteorological Centers, atual National Centers for Environmental Predictions - NCEP). O método é aplicado em tempo real sobre dados *in situ* (oriundos de navios e bóias) e dados de satélite. O método combina as vantagens de ambos os dados: a veracidade dos dados *in situ* e a cobertura abrangente dos satélites. Na tentativa de obter um produto único, Reynolds (1988) aplica algumas regressões, com coeficientes variando quando dia ou noite, e com o posicionamento global da estação terrestre.

Bases de dados climatológicos de TSM são importantes, e hoje em dia esforços vêm sendo realizados na avaliação das diferentes bases de dados confeccionadas. Estas bases são geralmente utilizadas como condição de contorno operacionalmente em modelos globais e até mesmo em modelos regionais.

Na Figura 12 são apresentados campos globais de anomalia de TSM, onde na parte superior é apresentada a diferença entre a TSM diária obtida com a média do conjunto de diversas bases de TSM, e pode-se notar anomalias positivas, indicando valores acima da climatologia, na região costeira da América do Sul, próximo a Baía Blanca e a desembocadura do Rio do Prata. Esta região é influenciada pelo gradiente térmico gerado pela variação espacial das correntes Brasil e Falklands. Nas partes do meio e superior nota-se que nesta mesma região, são encontradas diferentes anomalias em relação a média do conjunto. Valores positivos na base RTG (Gemmill et. al, 2007) e negativos para a base NOAA AVHRR OI (Interpolação Ótima usando apenas dados dos sensores AVHRR).

Os bancos de dados globais disponíveis possuem, no máximo, resoluções espaciais de 1° , disponíveis em médias semanais ou até mesmo diárias (ver International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set – ICOADS, em <http://icoads.noaa.gov/>, GHRSSST em: <http://www.ghrsst-pp.org/> e Global Sea Ice Coverage and Sea Surface Temperature Data – IHADSST: <http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst/>).

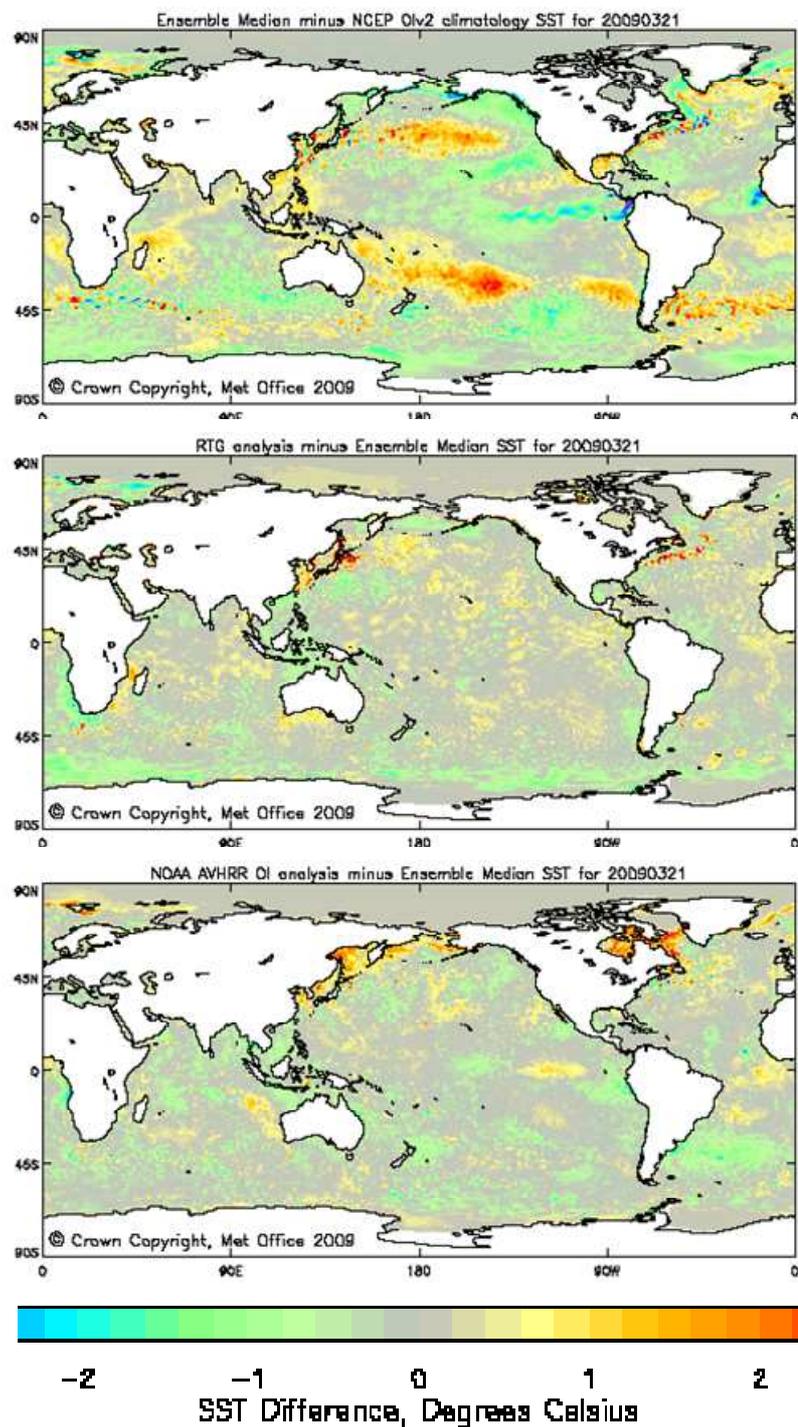


Figura 12 - Diferença entre média do conjunto de bases de TSM. Média menos climatologia NCEP OIv2 (a - superior), análise RTG menos média (b - meio) e análise NOAA AVHRR OI menos média (c - inferior), para o dia 21/Março/2009. Fonte: Adaptada de <http://www.ghrsst-pp.org/Todays-global-SST.html>. (Para fins de clareza a escala foi ampliada nos limites de interesse.)

Em 1994, Reynolds e Smith aplicaram técnicas de Interpolação Ótima (IO) na criação das análises de TSM do NMC, incluíram também valores limítrofes aos dados. Sendo a TSM descartada quando atinge valores menores que -2°C ou maiores que 35°C , ou então se a anomalia ultrapassar $\pm 3,5$ vezes o desvio padrão da climatologia. Foi construída uma climatologia, com base nesta metodologia, incluindo o período de 1959 a 1970 (Reynolds e Smith, 1995). Smith e Reynolds (1998) re-apresentam esta climatologia mudando o período para 1961-1990, o mesmo definido para as normais climatológicas pela OMM (Organização Meteorológica Mundial). Esta apresentou algumas melhorias sobre a anterior, em regiões onde foram acrescentados mais dados, e em regiões onde não houve inclusão de novos dados a TSM foi relaxada para a base anterior.

Reynolds et al. (2002) apresentam uma nova versão da metodologia, conhecida agora como OI v2 (Optimum Interpolation Version 2), apresentando uma melhoria na correção do erro médio, em função da adição de mais dados *in situ*. Em 2003, Reynolds e Smith, usam a técnica OIv2 para a reconstrução do banco de dados de TSM, para o mesmo período que os dados do COADS, 1854-1997. Este método é utilizado atualmente na geração das condições iniciais de TSM para as simulações operacionais com o modelo global do NCEP (Kanamitsu et al., 1991).

Reynolds et al. (2007), desenvolveram uma nova base de dados de TSM, que trouxe melhorias na resolução espacial e temporal em relação as anteriores. Para criação desta nova base, foi aplicada a técnica OI aos dados do Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), infravermelho, em conjunto com dados do Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR), micro-ondas, do NASA Earth Observing System (NASA-EOS), além de informações de navios e bóias, e como resultado obteve-se uma base de dados diários de TSM com resolução de $0,25^{\circ}$ de latitude e longitude, e temporal de 1 (hum) dia, inclui-se ainda neste tratamento, um ajuste de viés aos dados de satélite com relação aos dados *in situ*.

Sensores micro-ondas utilizados em satélites ambientais são conhecidos por sofrerem pouca interferência na presença de vapor d'água (ex.: nuvens), no entanto, em geral, também possuem baixa resolução espacial (~ 27 km), quando comparados a sensores infravermelhos como o AVHRR (~ 1 km). Em função desta baixa resolução, o AMSR torna-se indisponível quando em regiões próximas ao continente, e o AVHRR, por sua vez, figura como fonte primária.

Com o uso do AMSR na composição da base de dados, os autores notaram um aumento na variância dos dados, no entanto, ainda sim foi observada uma melhora

significativa comparada a análise semanal (base anterior), com resolução espacial de 1°; sendo notado também que em regiões livres de nebulosidade o uso do AVHRR combinado com o AMSR, reduz o viés sistemático, por conta do erro característico de cada sensor ser independente.

Daqui em diante será usado o acrônimo **R07** como referência a esta base de dados de TSM.

Na Figura 13 são apresentados campos equivalentes a TSM, obtidos em diferentes bases de dados, para uma mesma região, no dia 15 de janeiro de 2003, dia este escolhido sem nenhum pretexto. Nota-se, analisando estes campos, que as TSMs baseadas no R07 (à direita) apresentam detalhes que nas outras bases não podem ser observados claramente. Detalhes que podem ser associados a feições oceanográficas importantes, como por exemplo, observa-se na região próxima a costa do Rio de Janeiro, temperaturas levemente mais frias que o entorno, podendo estar associadas a ocorrência do fenômeno da ressurgência em Arraial do Cabo, e também a presença de águas mais frias na região próxima a costa no Rio Grande do Sul, entre as latitudes de 29°S e 27°S, provavelmente estas, associadas a corrente de Falklands. Essa característica de suavização, que varia em função do método e da resolução espacial, pode mascarar informações úteis na caracterização de processos de interação oceano-atmosfera.

Temperatura (°C) | 00z - 15/JAN/2003

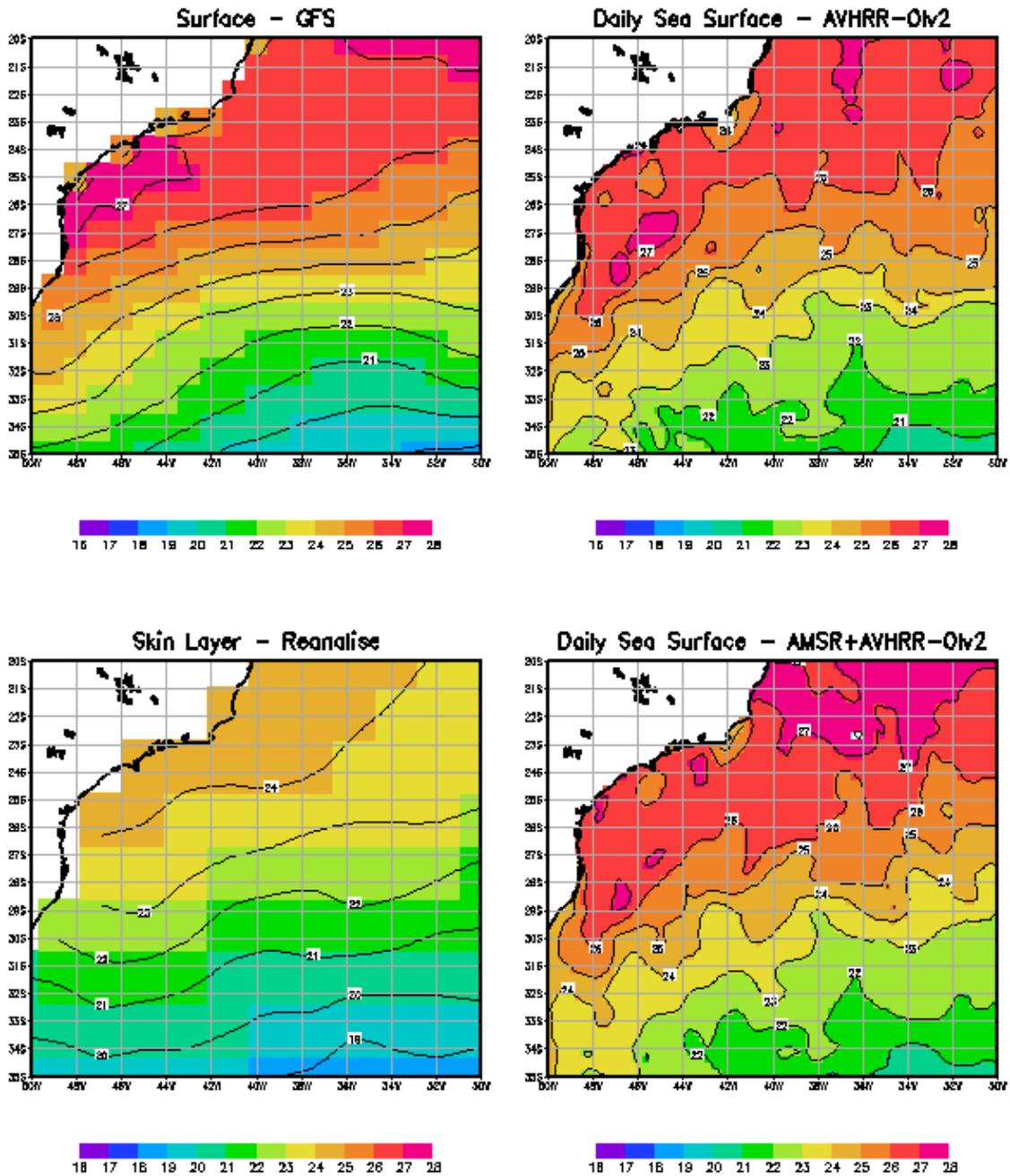


Figura 13 - Temperatura da superfície usada como condição de contorno na análise do modelo GFS/NCEP (1° resolução espacial - superior esquerdo), temperatura skin layer usada como condição de contorno na Reanálise do NCEP/NCAR (2,5° resolução espacial - inferior esquerdo), R07 apenas AVHRR (0,25° resolução espacial - superior direito), e R07 AVHRR e AMSR (0,25° resolução espacial - inferior direito), todas para o dia 15 de janeiro de 2003.

2.2 INSTABILIDADE BAROCLÍNICA

Existem dois tipos de ondas instáveis na atmosfera: (1) as ondas de gravidade curtas, descobertas por Helmholtz; (2) as longas, ondas inerciais instáveis, descobertas por Solberg, e identificadas na natureza como “ondas ciclone” (Bjerknes e Holmboe, 1944). Segundo Bjerknes e Holmboe (1944), a teoria exposta por Solberg poderia somente ser considerada como um primeiro passo na teoria sobre a formação de ciclones, existindo ainda a necessidade da existência de uma onda instável inercial longa superposta a uma superfície frontal. Não sendo explicada a estrutura dinâmica, e em particular as propriedades cinemáticas destas ondas. Em seu estudo Bjerknes e Holmboe, usam a equação de tendência da pressão para avaliar os processos de desenvolvimento dos ciclones.

No entanto, apenas nos idos de 1947, Jules Charney (Charney, 1947), publicou o que pode ser considerado um dos primeiros tratados sobre a instabilidade atmosférica usando modelos baroclínicos, mais tarde sendo conhecida como instabilidade baroclínica; um dos fatores hoje conhecido como de fundamental importância na gênese de ciclones. Neste artigo a equação de Rossby para a propagação da velocidade de uma onda barotrópica é generalizada para uma atmosfera baroclínica, e a partir desta é demonstrado que a equação barotrópica se mantém válida quando é aplicado um valor constante ao vento zonal próximo a 600 mb. Ele ainda conclui, a partir da dedução do critério de estabilidade, que a instabilidade aumenta com o cisalhamento (variação da direção e/ou velocidade do vento com a altura) e com a taxa de variação vertical da temperatura (*lapse rate*), e decresce com o comprimento de onda.

Segundo Charney (1947), fenômenos de grande escala nas zonas extratropicais são associados a migração de grande vórtices (ciclones) percorrendo o cinturão dos ventos de oeste. Um dos problemas teóricos fundamentais (ainda hoje) na meteorologia tem sido explicar a origem e o desenvolvimento destes ciclones, e o primeiro passo significativo para uma solução foi dado por Bjerknes (1919), que avançou na teoria de que, com base em considerações hidrodinâmicas, os ciclones originam-se como distúrbios ondulatórios dinamicamente instáveis. Sua descoberta subsequente, as frentes polares, tornou possível uma comprovação empírica da teoria, e seguindo o estudo, Bjerknes e Solberg (1921 e 1922) revelaram que os ciclones se desenvolvem na verdade como perturbações ondulatórias nas frentes polares.

Bjerknes (1937) estudou a ciclogênese sob uma nova ótica, considerando a onda de ar superior como uma entidade independente, e partindo da equação da tendência da pressão, sugere em suas análises que as variações da pressão à superfície ocorrem devido ao efeito da divergência de massa horizontal integrada, e constata que o aprofundamento (intensificação) dos ciclones pode ser atribuído ao deslocamento horizontal relativo do ar superior em relação a superfície do ciclone. Este deslocamento por sua vez é uma consequência da baroclinicidade da atmosfera nas latitudes médias que necessita de um cisalhamento vertical dos ventos de oeste. Concordando com o fato da intensificação dos sistemas de pressão ser resultado da transferência do cisalhamento na superfície frontal para um cisalhamento geral do movimento através da troposfera.

Vale ressaltar que à época a densidade de observações meteorológicas de superfície e altitude era extremamente baixa, levando os pesquisadores a considerar estimativas indiretas para o fluxo ao longo da vertical.

Uma das premissas discutidas nestes artigos é de que estudos considerando a atmosfera como barotrópica e incompressível sem cisalhamento não são capazes de resolver o problema da instabilidade por não incluírem fontes de energia potencial, que seriam automaticamente convertidas em energia para o movimento da onda. É possível demonstrar que ondas em uma atmosfera sem cisalhamento são necessariamente estáveis. Considerando esta premissa, Charney (1947) propôs o uso de modelos baroclínicos para solução de atmosferas instáveis, e apresenta em seu artigo uma explicação física da instabilidade presente nas ondas de leste e estabelece um critério, com base no campo de divergência horizontal, calculado a partir dos padrões de pressão, através das relações do vento gradiente.

Estudos sobre a estabilidade baroclínica foram conduzidos de forma a descrever as propriedades da estabilidade considerando classes de fluidos, a partir de perfis verticais médios idealizados. Eady (1949), seguindo esta linha, investigou a estabilidade de distúrbios quasi-geostróficos em um fluido baroclínico incompressível com cisalhamento vertical uniforme e sem cisalhamento horizontal.

A Teoria da Instabilidade Baroclínica foi introduzida por Charney (1947) e por Eady (1949). Esta teoria estabeleceu que o crescimento das perturbações superimpostas a uma corrente zonal instável se dá pela conversão de energia potencial do estado básico para a energia cinética da perturbação, através da energia potencial da perturbação (Holton, 1992).

Pedlosky (1965), no entanto, através do estudo da taxa de crescimento em uma curva neutra (problema resolvido por Eady, 1949), estabelece uma equação para a variação da estabilidade em função das mudanças na velocidade, capaz de ser usada para descrever a estabilidade em casos mais genéricos. Analisando os resultados obtidos, Pedlosky sugere ainda que somente o desvio da componente da velocidade verticalmente anti-simétrica e horizontalmente simétrica afetam a estabilidade do fluido.

Pedlosky (1965) sugere que uma forma mais útil de obter as propriedades da estabilidade seria através da forma do perfil de velocidade de uma maneira geral, sem ter que resolver um novo problema para cada novo perfil. Sugere ainda que desta forma além de obter um diagrama de estabilidade, seria possível introduzir os efeitos das transformações de energia de forma completa.

Adiante em seu estudo, Pedlosky calcula a tensão de Reynolds em uma onda baroclínica amplificada cuja estrutura vertical apresenta uma característica de camada limite, transportando horizontalmente momentum zonal médio na direção de máximo fluxo, aumentando a energia cinética do fluxo médio.

A atenção nos artigos, na década de 60, estava se voltando das descontinuidades frontais para gradientes horizontais contínuos de temperatura, tidas como uma representação mais realística (N.A.: realística no sentido de próximo do observado na Natureza) das fontes de energia disponíveis para distúrbios que contenham um volume da energia da atmosfera (Charney e Stern, 1962). Os estudos à época foram restritos a fluxos em que o gradiente horizontal de temperatura fosse uniforme, no qual, conseqüentemente exista cisalhamento vertical, mas não horizontal, no fluxo zonal. Esta simplificação para o vórtice zonal é conhecida como o problema da estabilidade baroclínica (já abordado por Charney em 1947). Sendo sugerido que a fonte de energia para o desenvolvimento dos distúrbios está mais associada a energia potencial relacionada ao gradiente horizontal de temperatura do que a energia cinética do movimento cisalhante; considerando ambiente sem cisalhamento horizontal, e sendo a tensão vertical de Reynolds no movimento de escala planetária muito pequeno para converter a energia cinética do cisalhamento vertical.

Partindo do modelo proposto por Eady (1949) - que considera a estabilidade de distúrbios quasi-geostróficos com cisalhamento vertical uniforme - Wiin-Nielsen (1967) estudou a instabilidade baroclínica como uma função do perfil vertical do vento zonal considerando o efeito de Coriolis constante, ressaltando-se que os maiores efeitos desta variação com a latitude (efeito beta) é o de estabilizar as ondas muito longas. Wiin-

Nielsen (1967) adiciona ainda o estado básico termodinâmico com uma taxa de variação vertical de temperatura (*lapse rate*) considerando uma atmosfera adiabática. Embora esta consideração leve a assumir que o modelo passa a ter um limite de aplicabilidade restrito a ondas longas, ela permite que seja possível obter uma solução para um perfil de vento arbitrário ($U=U(p)$). Após alguns experimentos numéricos, a principal conclusão deste estudo foi de que a máxima região de instabilidade é encontrada quando o vento máximo ocorre em elevadas altitudes da atmosfera, e quando a curvatura no ponto de máximo vento é de moderada magnitude.

Os trabalhos até então desenvolvidos com base nos estudos teóricos de Charney (1947) e Eady (1949) não levaram em consideração o mecanismo de instabilidade de grande escala de um jato baroclínico geostroficamente balanceado. Sendo iniciadas posteriormente duas linhas distintas de investigação, uma aplicando a teoria da instabilidade linear, que se apresenta de forma elegante na solução de problemas com perfis específicos, contribuindo para o entendimento do comportamento básico destes sistemas, com resultados razoáveis em estudos do ciclo de vida de pequenas perturbações, até estas atingirem o estágio onde a não linearidade se torna importante. A outra linha investiga de que maneira os resultados obtidos com a teoria se relacionam com o observado em latitudes médias. As dificuldades emergem do fato de que a Natureza raramente se comporta como pequenas perturbações de um jato aproximadamente não-perturbado.

As duas linhas se encontram em estudos sobre o comportamento estatístico do equilíbrio de sistemas baroclínicos forçados/dissipados – turbulência baroclínica – recaindo em modelos de circulação geral da atmosfera.

Com relação a estudos sobre o equilíbrio dinâmico, em escala climática, os estudos são direcionados a determinar a amplitude em que os turbilhões baroclínicos param de crescer, e em entender as interações do estado básico da atmosfera induzidas por estes, o que leva a noção de ajuste baroclínico, introduzida por Stone (1978), onde a instabilidade baroclínica atua ajustando o fluido a um estado neutro, uma analogia a convecção, que (fora da camada limite termal) ajusta o fluido em convecção a um estado de estabilidade estática neutra.

A instabilidade baroclínica pode ser usada para explicar por que o aquecimento diferencial da Terra, levando em consideração a sua rotação, gera turbilhões transientes ao invés destes serem regularizados através do equilíbrio radiativo. Torna-se útil também para avaliar a estabilidade do fluido, e obter-se noção sobre: que estado do sistema pode

levar a um “relaxamento”. Com isto é possível identificar os tipos de movimento que podem liberar energia potencial, conduzindo a métodos que permitam relacionar a estabilidade estática e os turbilhões baroclínicos, nas escalas espaciais envolvidas, com a estrutura vertical dos turbilhões e os fluxos de calor.

O interesse pelo estudo da instabilidade baroclínica iniciou-se na tentativa de explicar a gênese dos sistemas de tempestades sinóticas de médias latitudes (frentes polares – frentes frias). Nos dias atuais é suposto que ciclones extratropicais, de escala sinótica, surgem a partir da liberação de energia potencial armazenada em gradientes horizontais de temperatura na direção pólo-equador. Considerando-se a rotação do planeta, surge então uma ligação entre o balanço geostrófico e o cisalhamento vertical do vento com este gradiente, sendo os sistemas de jato resultantes desta relação, descritos como baroclínicos.

Ciclones extratropicais ainda constituem um dos maiores, e mais complexos, sistemas atmosféricos, atuando de maneira fundamental no mecanismo de regulação no balanço de energia da Terra, tanto através do transporte meridional de energia do equador para os pólos, quanto através dos efeitos que as nuvens provocam no sistema climático (Posselt et al., 2008). Estes sistemas são influenciados pela não-linearidade das transições que ocorrem nas fases da água, sugerindo que o clima é particularmente sensível aos processos de transformação de fase da água, especialmente nos trópicos (Webster, 1994).

As trajetórias dos ciclones podem vir a ser influenciadas pelas características dos fluxos de calor, umidade e momentum, do oceano para atmosfera, assim como a forçante atmosférica gerada pelos ciclones pode alterar o comportamento físico e dinâmico dos oceanos (Yongping Li et al., 2002).

Pierrehumber e Swanson (1995) ressaltam que há muito a se aprender sobre o equilíbrio na dinâmica associada altos níveis (verticais) e fluxos de vorticidade potencial, assim como de transporte de umidade, efeitos de calor latente, e mecanismos de retro-alimentação com nuvens; recomendam a realização de trabalhos sobre os efeitos da não homogeneidade zonal, e especificamente o papel da difluência nas tempestades. Enfatizam, no entanto, que estudos levando em consideração vórtices de escala sinótica podem demonstrar que existe um papel da instabilidade baroclínica na geração de variabilidade de baixa-frequência na atmosfera.

Instabilidade baroclínica é considerada hoje como uma instabilidade associada ao movimento (dinâmica) do fluido, e de fundamental importância no estudo da atmosfera e

dos oceanos. Na atmosfera este é o mecanismo dominante na formação de ciclones e anticiclones, que influenciam as condições atmosféricas em latitudes médias. Nos oceanos podem gerar turbilhões de mesoescala (100 km ou menor), que desempenham vários papéis na dinâmica dos oceanos e no transporte de traçadores. A instabilidade baroclínica surge como um conceito relevante para o estudo dos fluidos com rotação relativamente rápida e fortemente estratificados, sendo sua fonte de energia, a energia potencial no ambiente do fluido.

Um parâmetro utilizado para determinar se o fluido está em rápida rotação ou não é o número de Rossby (Carl-Gustav Arvid Rossby), que é uma medida da contribuição dos movimentos inerciais (aceleração de Coriolis) na rotação planetária. Para números de Rossby pequenos a instabilidade baroclínica desempenha papel importante no movimento do fluido, enquanto para valores grandes, outros tipos de instabilidade, geralmente referenciados como inerciais, se tornam mais relevantes.

Em um gás compressível como a atmosfera, outra medida relevante é o gradiente vertical de entropia, que deve aumentar com a altura para um fluxo ser estável estratificado. A estratificação geralmente inibe a instabilidade. Um exemplo de fluido estável estratificado é um fluido incompressível com densidade decrescendo com a altura. Uma medida do quanto o fluxo está estratificado pode ser obtida através do número de Richardson (quanto maior, maior é a estratificação).

2.3 INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA

Partindo do princípio que a atmosfera responde aos fluxos de calor à superfície, que podem ser considerados como uma função da diferença de temperatura e tensão de vapor dos gases pode-se considerar que a interação mais evidente entre o oceano e a atmosfera se dá através das mudanças ocorridas próximas a esta interface, chamada daqui em diante de interface oceano-atmosfera.

Nesta interface, onde ocorrem processos de troca de energia e matéria entre os dois fluidos, o “sistema acoplado” interage de maneira tão complexa que algumas vezes as relações de causa e efeito não podem ser distinguidas. Esses processos são importantes para a manutenção das circulações atmosféricas e oceânicas (Perry e Walker, 1977). O oceano, através desta camada ganha parte de seu momentum, calor sensível e latente, e, por ela perde também água, variando sua salinidade e, por

consequente a densidade. Essas variações de momentum e densidade são responsáveis pela circulação nos oceanos (Kraus, 1972).

Fenômenos oceanográficos costeiros, como a ressurgência, geram contrastes de temperatura na superfície do mar, que possuem reflexos diretos na circulação atmosférica (Torres Jr., 1995). A ressurgência tem por região preferencial de ocorrência, o bordo leste dos oceanos (Gill, 1982), no entanto, na costa sudoeste da bacia do Atlântico Sul é comum observar a ocorrência de tal fenômeno, com intensidade variada próximo à região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro (Mascarenhas et al., 1971).

As trocas de calor, momentum e umidade entre o ar e o mar vêm sendo reconhecidas como processos fundamentais no desenvolvimento de fenômenos atmosféricos de mesoescala como ciclones tropicais, ciclones extratropicais, jatos de camada limite, frentes costeiras, e sistemas precipitantes. A previsão numérica destes fenômenos é por vezes, criticamente dependente da fidelidade na representação dos fluxos de superfície. Em face das trocas ar-mar ocorrerem na interface dos fluidos, as ondas superficiais dos oceanos também tem potencial importância nos processos de interação (Doyle, 2002).

Os fluxos de calor sensível e latente podem atravessar a interface oceano-atmosfera por dois mecanismos: como fluxos interfaciais controlados por processos turbulentos e moleculares na superfície, e como “fluxos de *spray*” gerados pelas gotículas de água em suspensão na superfície do mar (*spray* marinho). Com base neste princípio, Andreas et al. (2008) a partir de análises dos dados obtidos durante campanha no TOGA-COARE, observaram que quando o vento a 10 metros sobre o oceano, atinge valores aproximadamente entre 11 e 13 m/s, os fluxos de calor latente e sensível, gerados pelo *spray* marinho tornam-se significantes, 10% ou mais, que os fluxos interfaciais. Os autores ressaltam ainda que o fluxo interfacial de calor sensível só existe quando há diferença entre a temperatura do ar e do mar, embora esta não seja uma condição para que haja fluxo de calor sensível em função do *spray*.

Muitos dos estudos são realizados buscando identificar as interações que ocorrem e a quais escalas estariam associadas (e.g. Dickinson, 2000). Estudos seguindo esta linha têm sido realizados em sua maioria para escalas climáticas (e.g. Dickinson, 1981 e Kousky et al., 1984), embora estudos mais recentes busquem por relações em escalas intrasazonais, como Jones et al. (1998), que sugerem que pesquisas sejam realizadas na tentativa de estabelecer o mecanismo de interação entre a Oscilação Madden Julian

(OMJ - Madden e Julian, 1971) e a variabilidade da TSM, incluindo-se neste grupo, Madden e Julian (1994).

Woolnough et al. (1999) estudaram os fluxos de superfície, as convecções tropicais e a temperatura da superfície do mar em escalas intrasazonais, analisando 15 (quinze) anos de dados da região do Oceano Índico e do Pacífico, através de correlação defasada (*lag correlation*) e técnicas de composição, conseguindo demonstrar que existe uma relação entre a atmosfera tropical e o oceano na escala intrasazonal. No entanto, sugerem que para o melhor estudo do impacto que as anomalias de TSM poderiam ter sobre a convecção tropical em escala intrasazonal, seria necessária uma base de modelagem.

Teixeira (2002), usando o modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling system, Pielke, 1992) em simulações estendidas, e médias semanais de TSM como condição de contorno, realizou estudos que apontam evidências de que a distribuição da TSM do Atlântico Sul pode afetar o posicionamento e a intensidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), assim como influenciar o regime de precipitação nas regiões Sul e Sudeste do Brasil (Cardoso et al., 2004). Evidenciando a possível relevância do uso de uma TSM com maior resolução temporal em simulações de escala inferior a do clima.

Ren et al. (2004), realizaram estudos sobre a passagem de ciclones em latitudes médias, usando um modelo acoplado. Os modelos usados foram o MC2 (Canadian Mesoscale Compressible Community - Benoit et al.) e o POM (Blumberg e Mellor, 1987). Neste, os autores evidenciam que quando da passagem de um ciclone sobre o oceano, a rugosidade da superfície extrai momentum da área abrangida pelo ciclone, e a sua volta, e o ciclone obtêm calor e umidade através dos fluxos de calor sensível e latente da superfície do oceano. A resposta positiva tende a dominar nos estágios iniciais, quando os fluxos do oceano coincidem com a intensificação do ciclone. Respostas negativas ocorrem com a geração de correntes induzidas pela tempestade, que transferem momentum para as camadas inferiores do oceano, aumentando a troca vertical dentro desta camada, e assim, resultando no resfriamento da TSM por equilíbrio dinâmico. Assim, os fluxos de superfície do mar são reduzidos e a intensidade do ciclone também é reduzida. O resfriamento da TSM, também conhecido como "efeito de resfriamento leve", pode ser em torno de -6°C , dependendo de fatores como a intensidade da tempestade, extensão espacial, velocidade de propagação, e espessura da camada de mistura oceânica. Segundo os autores, a resposta da TSM pode ser negligenciável para ciclones tropicais se propagando rapidamente sobre camadas de mistura oceânica profundas.

A interação ar-mar pode ser complexa em condições de valores elevados de velocidade do vento, onde o processo de troca dos fluxos pode ser impactado pela espuma e pelo spray marinho, e a separação do fluxo de ar, devido a quebra das ondas superficiais. As parametrizações de fluxo de superfície aplicadas nos modelos atmosféricos, como o COAMPS (Coupled Ocean-Atmosphere Mesoscale Prediction System – Hodur, 1997), não são desenvolvidas para regimes de vento intenso, possuindo consideráveis incertezas na representação dos fluxos ar-mar (Doyle, 2002).

Mahrt et al. (2004), com dados obtidos de aeronaves, perceberam que aumentos modestos na temperatura da superfície podem levar, algumas vezes, ao desenvolvimento de turbulência e fluxos de momentum significativos, mesmo com o fluxo permanecendo em regime estável e o fluxo de calor sendo pequeno. Os autores constatarem também que aumentos significativos na temperatura da superfície, como ocorrem em frentes de TSM, podem levar a geração de flutuabilidade significativa na turbulência e ao aquecimento do ar na direção do vento, na superfície da frente. O gradiente de temperatura resultante, neste caso, contribui para o aumento do gradiente de pressão hidrostática local, que acelera o fluxo na direção do ar mais quente.

Costa e Cotton (1998a e b) realizaram simulações com um modelo acoplado oceano-atmosfera, usando o POM (Princeton Ocean Model), para o oceano e o RAMS (Regional Atmospheric Modeling System – Pielke et al., 1992), ambos em modo bidimensional. O modelo acoplado foi usado com uma resolução de 1 (hum) quilômetro na horizontal sem forçante advectiva de grande escala, para períodos de atividade convectiva. Foram usadas trocas de momentum, calor e água, e informações referentes a fluxos radiativos entre os dois modelos, desprezando, no entanto, os efeitos das correntes no cálculo dos fluxos superficiais de calor e momentum. Os autores observaram o surgimento de lentes de água doce em regiões onde eram observadas atividades convectivas, gerando circulações em função da variação da salinidade. No entanto os autores reconhecem que algumas questões permanecem em aberto com relação às interações oceano-atmosfera em micro e mesoescala, assim como a variabilidade oceânica associada a essas escalas, e como esta pode ser controlada por forçantes locais e remotas. Sobre a precipitação, Gautier et al. (1998) sugerem que relação entre a convecção (precipitação) e a TSM podem estar associadas a valores limítrofes de TSM.

Deser e Timlin (1997), usando dados semanais de TSM, acharam evidências de que os modos dominantes da covariância entre a circulação atmosférica e os campos de TSM, sobre o Atlântico Norte e o Pacífico durante o inverno, podem ser caracterizados

pela atmosfera influenciando o oceano em duas a três semanas. Os autores acreditam que esta escala temporal pode ser uma reflexão direta da forçante estocástica de alta-freqüência pela atmosfera sobre a camada de mistura oceânica. Observaram também que os fluxos de calor sensível e latente na superfície do mar podem ser importantes componentes na forçante atmosférica.

No acoplamento de modelos oceano-atmosfera assume-se uma livre associação dos dois fluidos. No valor da face, isto parece um processo simples, baseado no princípio de que a física de cada fluido é bem entendida. Esta conclusão, entretanto é falácia, partindo-se do pressuposto de que o processo de acoplamento transcende as propriedades individuais dos fluidos (Bye, 1996).

Modelos acoplados oceano-atmosfera têm sido usados em sua maioria na modelagem de estudos climáticos e previsões sazonais. Cohen-Solal et al. (1998) consideram que para previsões de curto prazo, uma semana ou menos, em geral, inicializar os modelos atmosféricos com TSM climatológicas ou observadas, e manter esta constante ao longo da integração seria satisfatório.

A premissa para o uso da TSM com esta metodologia é que as escalas de tempo das mudanças nas condições do oceano são maiores do que as escalas atmosféricas e que a informação obtida com a TSM inicial é consistente para o período. No entanto, casos de águas rasas e semi-fechadas, as propriedades do mar podem variar rapidamente em função da variabilidade atmosférica, assim como áreas que possuam em sua fisiografia a presença de ilhas e linhas de costa que provoquem divergência nos movimentos nas camadas superiores dos oceanos. Existem processos oceânicos que agem em escalas de tempo da ordem de um dia, que podem influenciar as condições atmosféricas (Gustafsson et. al., 1998).

Xue e Bane Jr. (1997) realizaram experimentos numéricos utilizando o modelo POM (Princeton Ocean Model - Blumberg e Mellor, 1983, 1987a e b) forçado por funções analíticas para o fluxo de calor e tensão do vento, na tentativa de reproduzir a forçante equivalente a passagem de uma frente fria sobre uma região de passagem da corrente do Golfo (entre 29°N e 35°N de latitude, próximo a costa dos Estados Unidos). Entre os resultados obtidos, pode-se destacar inicialmente o resfriamento da TSM ocorrido, devido a perda de calor do oceano para a atmosfera, quando no uso das forçantes. Baseados nos cálculos de balanço de calor efetuados, os autores em suas conclusões sugerem dois processos distintos a ocorrer quando do uso destas forçantes. Um seria que a liberação de calor do oceano para a atmosfera, que durante eventos de resfriamento, origina-se

quase exclusivamente na coluna d'água superior, e que o transporte de calor pelos meandros é grande, especialmente da corrente do Golfo para a costa; não interrompendo, no entanto, o balanço principal.

Seo et al. (2008), usando um modelo acoplado de alta resolução no oceano à oeste do mar da Arábia, estimam que a redução no longo termo na perda de calor latente, gerada por vórtices sob filamentos de água fria atinja 10 a 15 W/m^2 , sugerido pelos autores ser consistente com estudos no curto termo.

Da Silva (2005), usando um modelo acoplado bi-direcional e síncrono, desenvolvido com base nos modelos MM5 e POM, encontrou diferenças em simulações com acoplamento e sem acoplamento no fluxo de calor latente, da ordem de 10 W/m^2 (Figura 14).

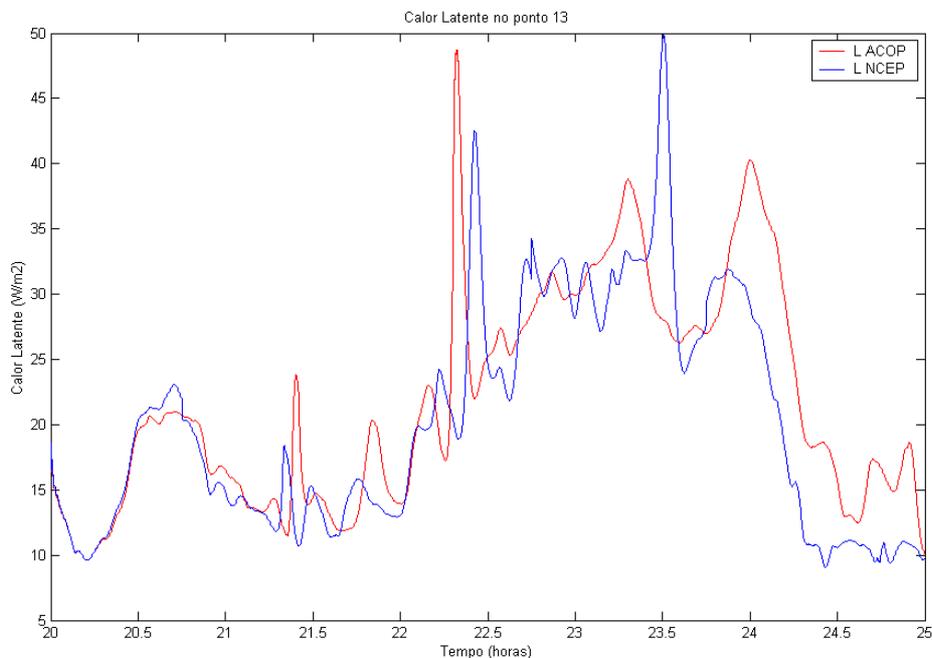


Figura 14 - Série temporal de calor latente, em W/m^2 , extraído de um ponto de grade duzentos quilômetros afastado da costa brasileira, próximo a cidade de Cabo Frio. Em vermelho o resultado com o modelo acoplado e em azul sem acoplamento. No eixo das abscissas o tempo de simulação em horas. Fonte: Da Silva, 2005.

Xue et al. (2000) acoplaram o POM, no modo bidimensional, ao ARPS (Advanced Regional Prediction System - Xue et al., 1995), também em modo bidimensional, e usaram os resultados obtidos deste acoplamento para examinar as interações ar-mar ao longo da corrente do Golfo, descrevendo a estrutura e a evolução da Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM) e da Camada de Mistura Oceânica (CMO), e tentando

quantificar os efeitos de resposta entre os sistemas. Os autores encontraram resultados bem similares ao anteriormente obtidos por Xue e Bane Jr. (1997), com ressalvas para a resposta das correntes oceânicas, nas camadas superiores aos ventos de mesoescala, que dominam sobre os efeitos da resposta dos ventos sinóticos. A modificação causada na atmosfera pelos fluxos ar-mar, em função dos ventos de mesoescala, modifica consideravelmente o oceano.

Em um estudo mais recente, Yongping Li et al. (2002), também usando um modelo acoplado, notaram baseados nos resultados obtidos, que a resposta do oceano à forçante atmosférica estava relacionada a direção do vento. Dependendo do quadrante em que ocorriam, os ventos intensificavam ou enfraqueciam as correntes. O mecanismo de resposta do oceano para atmosfera se deu através da moderação da intensidade do ciclone estudado no trabalho. A simulação com o modelo acoplado mostrou fluxos de calor (oceano para atmosfera), próximos aos meandros da corrente do Golfo, mais intensos que quando não acoplado.

Lionelo et al. (2003) apresentam resultados do acoplamento bi-direcional entre os modelos BOLAM (Bologna Limited Area Model - Buzzi et al., 1994)-POM (Princeton Ocean Model – Blumberg e Mellor, 1987)-WAM (Wave Model – The WAMDI Group, 1988), o MIAO – Model of Interacting Atmosphere and Ocean, focando principalmente nos efeitos de resposta entre a atmosfera e o oceano em tempestades tropicais e furacões. Os autores concluem que a passagem de furacões pode ocasionar um leve resfriamento na TSM, e o aprofundamento da camada de mistura. O efeito da redução da TSM se mostrou como um fator limitante na intensidade do furacão estudado, devido a redução do contraste entre a temperatura do ar e do mar e do fluxo de calor latente. No entanto os autores sugerem que o uso de modelos acoplados, atmosfera-oceano, na maioria dos casos produz efeitos positivos nas simulações, melhorando a previsão da pressão mínima associada aos eventos.

Uma atenção maior tem sido direcionada às interações com a temperatura da superfície do mar (TSM) provavelmente devido a esta servir como condição de contorno inferior para modelos atmosféricos. A TSM é considerada como variável básica que, junto com o vento em superfície, acopla os efeitos do oceano e a atmosfera, influenciando a magnitude dos fluxos turbulentos e o fluxo líquido da radiação de onda longa (Weller et al., 2004). Emanuel (1986) ressalta que todas as simulações numéricas de ciclones tropicais revelam a importância essencial dos fluxos de calor latente e sensível, impostos pela variação da temperatura da superfície do mar. O fato de ocorrerem intensificações

com ausência de fluxos ar-mar, segundo Emanuel (1986), é uma indicação de que existe Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE – Convective Available Potential Energy) nos perfis verticais iniciais.

Chen et al. (2001) discorreram sobre as diferenças encontradas quando usando uma base de dados com TSM com resolução de 9 Km obtida através de sensores AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) e quando usando a TSM usada pelo modelo global do NCEP (National Centers for Environmental Prediction - Kanamitsu et al., 1991), com 2,5° graus de resolução (Reynolds e Smith, 1994). O estudo foi realizado sobre o Japan/East Sea, no mês de Janeiro de 1997, época em que se forma uma frente oceânica e algumas tempestades sobre a região. É mostrado pelos autores, que a TSM pode influenciar a pressão reduzida ao nível do mar, os fluxos turbulentos e os valores de calor sensível. Ressaltam também feições não capturadas pela simulação usando a TSM mais grosseira.

Zhang e Perrie (2001) estudaram a retroalimentação (*feedback*) positiva e negativa entre os processos físicos no acoplamento entre a superfície da atmosfera e do oceano dando ênfase a rugosidade sobre o mar. Os autores ressaltam que geralmente os modelos consideram a formulação clássica proposta por Charnok (1955) para o cálculo desse parâmetro, mantendo constante ao longo do tempo de integração. Neste trabalho os autores ressaltam também que quando ocorrem ondas mais antigas (*swell* – ondas geradas remotamente) a formulação de Charnok responde bem, enquanto que para ondas jovens (*wind-sea* – ondas locais) a formulação pode ser alterada por uma melhor representação da rugosidade do mar. Este parâmetro pode afetar na geração, ou na absorção, de energia nas camadas próximas a superfície dos sistemas ar-mar tanto de maneira positiva quanto negativa.

3 OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é identificar, através de resultados obtidos com simulações numéricas, realizadas com um modelo acoplado oceano-atmosfera, o mecanismo de intensificação da baroclinia na atmosfera, que pode existir, em função da anomalia positiva dos gradientes latitudinais da temperatura da superfície do mar, e aqui proposto em hipótese.

Têm-se como objetivos específicos:

- I. Identificar regiões no Atlântico Sul onde podem ser verificados, com frequência, gradientes latitudinais da temperatura da superfície do mar, a intensidade, e a que sistemas oceânicos estariam associados;
- II. Avaliar a ordem de grandeza dos termos da equação da vorticidade em região de intenso gradiente de temperatura da superfície do mar no Atlântico Sul;
- III. Identificar, através de bases de dados históricas, indícios do mecanismo de intensificação da baroclinia atmosférica aqui proposto;
- IV. Avaliar o mecanismo de re-alimentação aqui proposto em hipótese, a partir de resultados obtidos com modelo acoplado oceano-atmosfera.

4 METODOLOGIA

4.1 GRADIENTES LATITUDINAIS DE TSM NO ATLÂNTICO SUL

Neste capítulo serão identificadas as regiões no Atlântico Sul onde possam ser verificados, com frequência, gradientes latitudinais da temperatura da superfície do mar, sendo também avaliada a intensidade destes; e identificados, a partir do posicionamento destes, a que sistemas oceânicos estariam associados.

Para identificação destas regiões será utilizado a série histórica de TSM diária, obtida através da técnica demonstrada por Reynolds et al. (2007), e aqui referenciada como R07, para o período de 2003 a 2009, totalizando sete anos de dados diários de TSM. Estes dados foram obtidos através do sítio na Internet <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>, mantido pelo NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA.

Com base nestes dados foram calculadas as variações latitudinais de TSM, a partir da função `cdiff`, disponível no software GrADS (Doty, 1995). Esta função calcula a diferença centrada entre dois pontos, sendo o resultado, para cada ponto de grade, o valor de TSM no ponto de grade mais um menos o valor de TSM no ponto de grade menos um. Nota-se que foi usado o termo “variações latitudinais” ao invés de “gradientes latitudinais”, isto se deve ao fato da grade ser regular (pontos igualmente espaçados) na direção das latitudes, logo pode se considerar que a variação latitudinal é equivalente ao gradiente latitudinal por unidade de distância na grade. Daqui em diante, o termo gradiente latitudinal será usado em substituição a variação latitudinal, para maior clareza do texto.

Para restringir a área analisada no Atlântico Sul, optou-se, neste trabalho, por utilizar a ciclogênese como indicativo indireto de regiões favoráveis a ocorrência de instabilidades baroclínicas e gradientes de TSM mais intensos. A opção advém dos resultados obtidos por outros autores, ao estudar o fenômeno da ciclogênese, como por exemplo, Petterssen e Smebye (1971), que analisaram a formação de ciclones extratropicais e concluíram que estes se dividiam em dois grupos, um que se desenvolvia a partir de uma onda frontal na superfície e outro a sotavento das montanhas. Ao primeiro tipo, associaram o desenvolvimento (gênese) por instabilidade baroclínica, que foi inicialmente estudada por Charney (1947) e Eady (1949), baseados na aproximação quase-geostrófica.

Em outro estudo, Ferreira (1989), estudando a ciclogênese na América do Sul, sugere-se que, no inverno o principal processo de desenvolvimento de ciclones é a

conversão de energia do estado básico para a perturbação (instabilidade baroclínica), que influencia no alinhamento de frentes frias na região.

Simmonds e Keay (2000), após analisarem o comportamento de ciclones extratropicais no hemisfério sul, usando dados do Projeto Reanálise, ressaltam que a distribuição de ciclones extratropicais é determinada por fatores que inclui a distribuição de terra, os gradientes de TSM, e a localização e orientação de zonas baroclínicas, embora não tornem explícitas as relações entre os parâmetros.

Partindo deste conceito, de que a ciclogênese está associada em alguns casos a instabilidade baroclínica e a gradientes de TSM, foram utilizados os resultados obtidos por Palmeira (2003), que a partir do esquema numérico desenvolvido por Murray e Simmonds (1991) *apud* Palmeira (2003), gerou uma climatologia de ciclones extratropicais na região da América do Sul, incluindo parte da região oceânica.

Nesta climatologia, Palmeira (2003), estima um início da atividade ciclogênica no Atlântico Sul a partir da faixa de latitude 25°S a 30°S, se estendendo até 60°S (limite da área do referido estudo). Com base nestes resultados, definiu-se neste trabalho, a região do Atlântico Sul limitada pelas latitudes 60°S a 25°S, e no domínio das longitudes usou-se a faixa de 70°W a 20°E, incluindo assim, o trecho que vai da costa do Brasil até a costa da África, para o cálculo do gradiente latitudinal da temperatura da superfície do mar.

Após cálculo do gradiente latitudinal da TSM, compreendendo a região definida, foram calculados, para cada ponto de grade da base de dados R07, o número de ocorrências de valores, acima de um determinado limite, por mês, ao longo do período de 2003 a 2009.

Os limites definidos foram:

- > 1°C – Gradiente latitudinal da TSM com valores superiores a um grau Celsius;
- > 2°C – Gradiente latitudinal da TSM com valores superiores a dois graus Celsius; e
- > 3°C – Gradiente latitudinal da TSM com valores superiores a três graus Celsius.

Optou-se neste cálculo, por levar em consideração apenas os gradientes positivos, ou seja, com mesmo sinal da componente pólo-equador, e também por usar a notação de porcentagem relativa ao número total de dias calculados por mês. Por exemplo, o valor de 10% no mês de janeiro, indica que em 3,1 dias de janeiro foram encontrados valores de gradiente latitudinal da TSM acima do limite estabelecido. A idéia por trás desta estimativa é definir as regiões em que há o maior número de ocorrências de gradientes, e em

ocorrendo, se este persiste em ocorrer em faixas de valores elevados ($> 3^{\circ}\text{C}$), mantendo também uma separação por meses do ano.

Nas Figura 15 e Figura 16, são apresentados os campos de porcentagem de gradientes positivos de TSM acima de 1°C , por mês, relativa ao número total de dias por mês, no período de 2003 a 2009, para todos os meses, usando a base de dados R07.

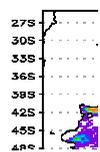
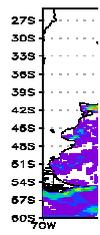
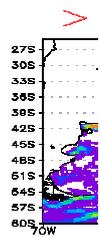


Figura 15 – Distribuição de frequência de dados para o período de 2003 a 2009, para a base de dados R07.

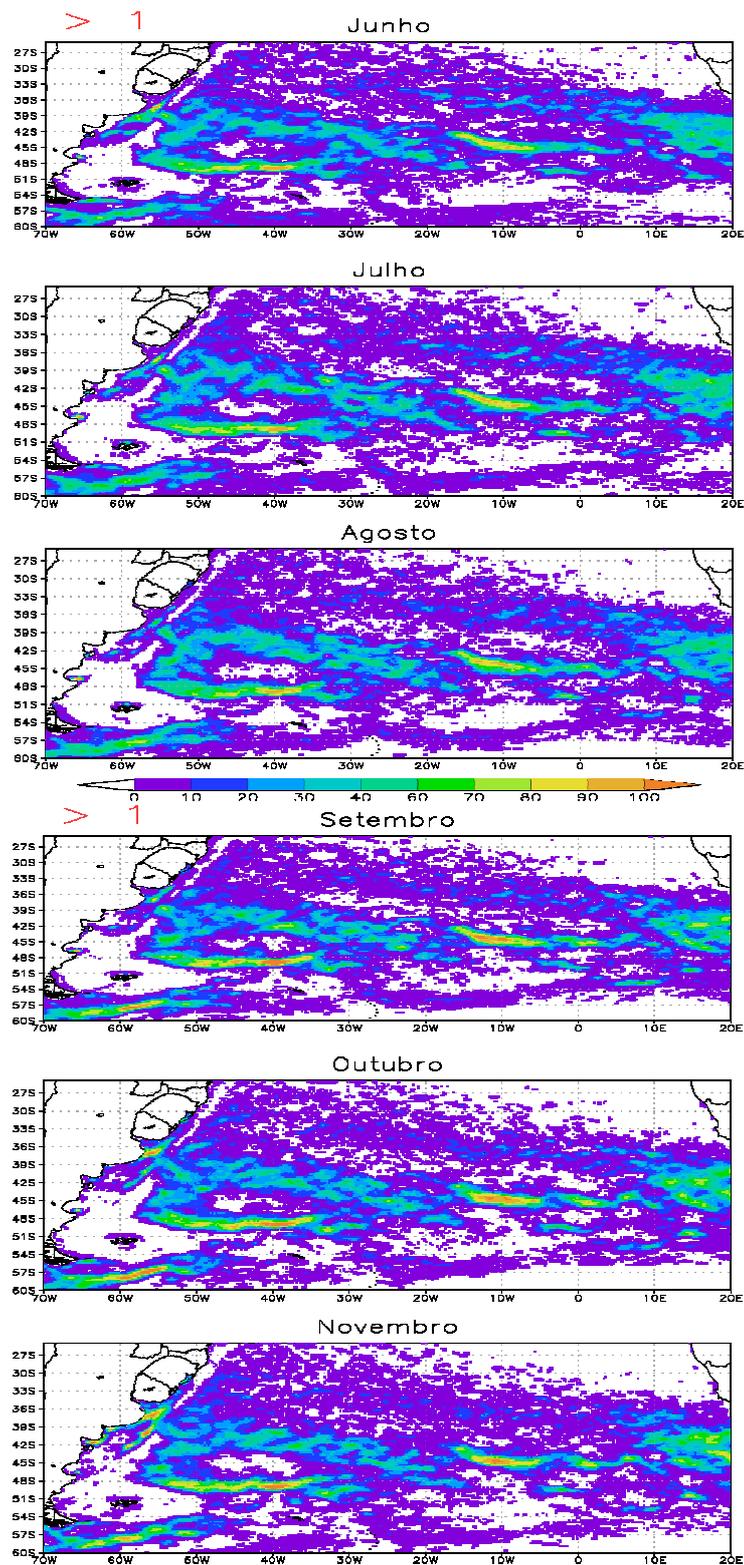


Figura 16 - Distribuição de freqüência relativa mensal, para gradientes positivos de TSM superiores a 1°C, no período de 2003 a 2009, para os meses de Junho, Julho, Agosto, Setembro, Outubro e Novembro, usando a base de dados R07.

Analisando a distribuição de frequência relativa mensal, para gradientes positivos de TSM superiores a 1°C, nota-se a existência de algumas regiões preferenciais. Destaca-se a região próxima a costa, ao Sul do Uruguai, na foz do Rio de La Plata, que registra valores acima de 90%, com uma redução espacial, e de intensidade, nos meses de inverno. Supõe-se que estes gradientes estejam associados ao fluxo de águas oriundas do Rio de La Plata, e sua variabilidade natural, bem como a influência do posicionamento da corrente de Falklands e seu respectivo encontro com a corrente do Brasil.

Como referência, é apresentada na Figura 17 a distribuição de correntes no Atlântico Sul, extraída do estudo publicado por Peterson e Stramma (1991).

Outra região, com valores próximos a 100% de ocorrência está situada ao sul das Ilhas Falklands, se estendendo até as Ilhas South Georgia. Esta região tem seu regime de temperaturas, supostamente, modulado pelo posicionamento da Frente Oceânica Polar e Scotia, sendo possível nos campos apresentados nas Figuras Figura 15 e Figura 16, notar a bifurcação característica destas correntes (Peterson e Stramma, 1991), além de também apresentar uma redução na intensidade nos meses de inverno.

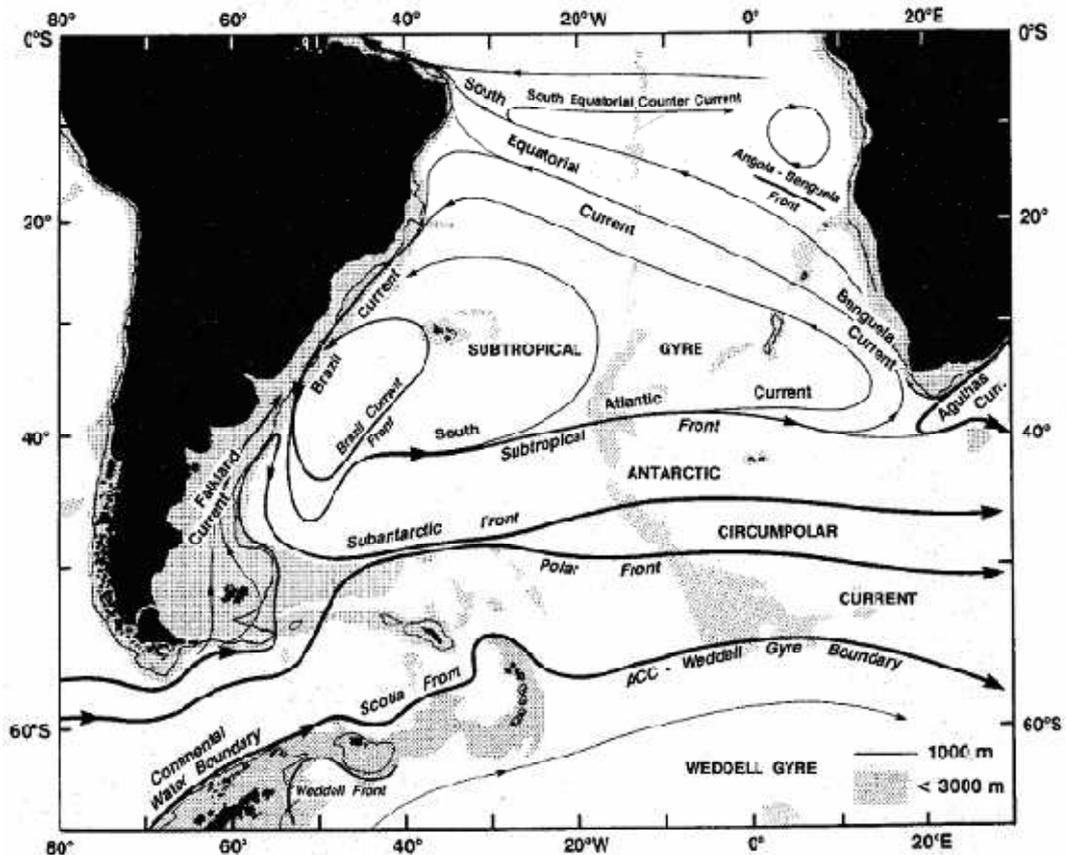


Figura 17 - Correntes oceânicas superficiais (traço espesso), a 1000 m de profundidade (traço fino) e a 3000 m de profundidade (hachurado), no Atlântico Sul (Peterson e Stramma, 1991).

Duas outras regiões chamam a atenção pela persistência dos gradientes, uma localizada na faixa de latitude de 48°S, se estendendo de 55°W a 35°W, aproximadamente, e outra a 45°S, se estendendo de 18°W a 0°. As duas regiões parecem estar relacionadas ao posicionamento da Frente Subantártica, associada a Corrente Circumpolar Antártica, e possuem como característica uma elevada persistência dos gradientes de TSM, e pouca variação na intensidade ao longo dos meses, mantendo-se quase sempre acima de 90%.

Na Figura 18 são apresentadas a distribuição de frequência relativa mensal, para gradientes positivos de TSM superiores a 3°C, no período de 2003 a 2009, para todos os meses, usando a base de dados R07. Os campos apresentados estão limitados a região em que foram observados os gradientes associados a Frente Subantártica.

Ao calcular o gradiente acima de 3°C, nota-se que não existe um padrão de ocorrência muito elevado (Figura 18), mantendo-se em média, em torno de 10% a 20%, com valores maiores, em torno de 60%, nos meses de inverno, justamente o oposto observado na análise do gradiente, quando acima de 1°C. Este padrão leva a crer que os gradientes de TSM no inverno possam ser menos recorrentes, mas, no entanto, mais intensos quando ocorrem.

Outra característica observada nestes campos é a existência de dois núcleos distintos de ocorrência de gradientes mais intensos, um deslocado mais a oeste e outro a leste. Nos meses de setembro, outubro e novembro, representativos da primavera, o núcleo oeste praticamente não é notado, apresentando-se neste período, uma ocorrência maior dos gradientes mais intensos no núcleo leste. Os núcleos podem ser arbitrariamente separados a partir do eixo de longitude de 45°W, definindo-se assim, duas regiões, a partir dos limites geográficos apresentados na Tabela 1.

Tabela 1 - Limites geográficos das regiões do Núcleo Oeste e do Núcleo Leste

	Limite Norte	Limite Sul	Limite Oeste	Limite Leste
Núcleo Leste	47°S	50°S	45°W	36°W
Núcleo Oeste	47°S	50°S	55°W	45°W

Voltando às Figuras Figura 15 e Figura 16, nota-se o mesmo padrão, no entanto, para valores maiores que 1°C, ocorrendo quase 100% das vezes, indicando que a maior parte das ocorrências deve estar limitada na faixa de 1°C a 3°C, exclusive.

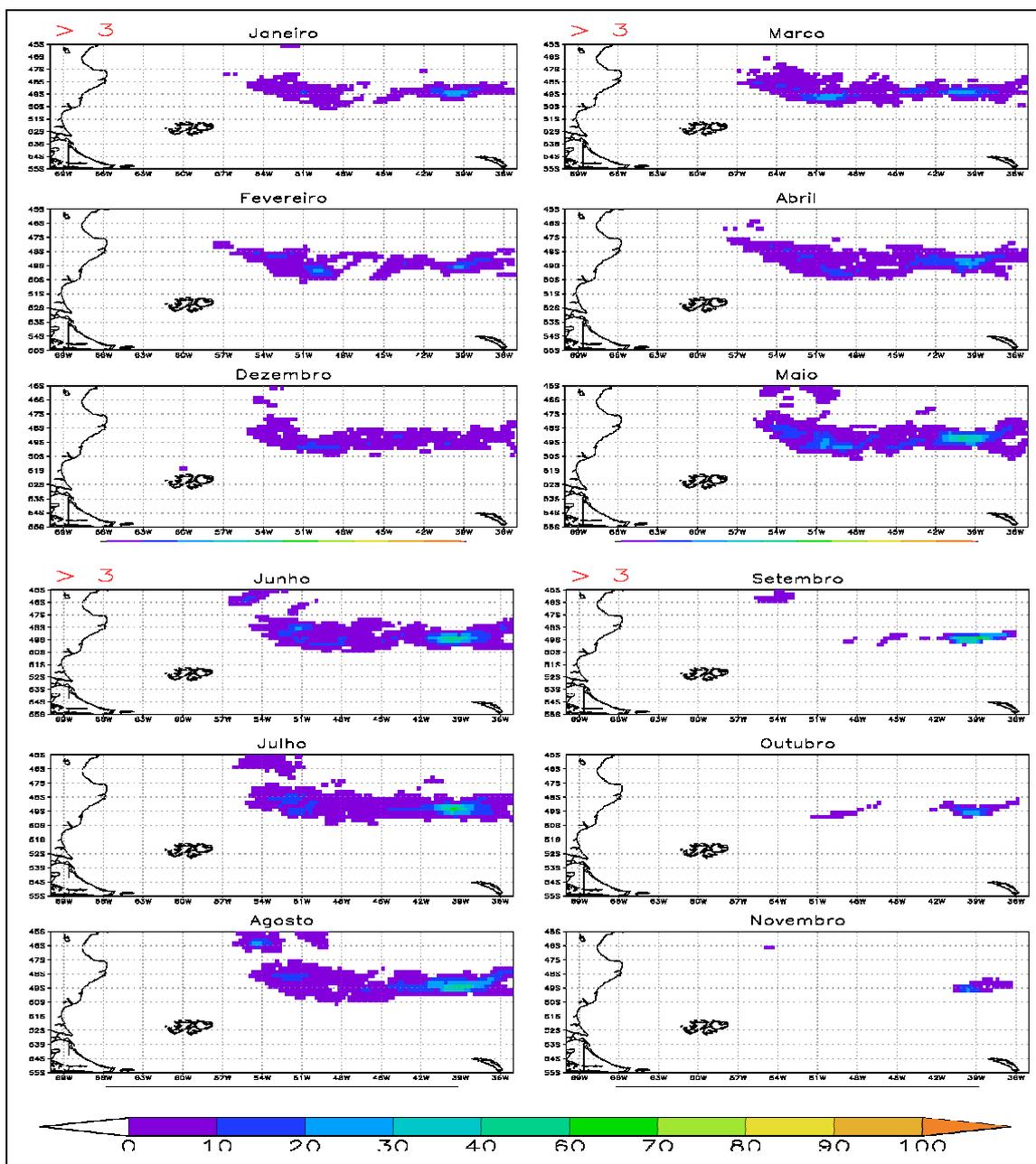


Figura 18 - Porcentagem de gradientes positivos de TSM acima de 3°C por mês, relativa ao número total de dias por mês, no período de 2003 a 2009, para todos os meses, usando a base de dados R07.

De acordo com o apresentado na Figura 18 os gradientes mais intensos podem ser encontrados no núcleo leste, e com maior frequência nos meses representativos de inverno, de maio a agosto.

Na Figura 19 são apresentadas séries temporais da média espacial do gradiente latitudinal de TSM, calculada na área definida para o núcleo oeste e leste. Valores acima da média temporal são definidos na cor azul (**indica** anomalia positiva), e abaixo da média temporal na cor vermelha (**indica** anomalia negativa). As médias no tempo foram calculadas para cada área, em separado. Nota-se mesmo assim, que o valor da média no tempo é bem próximo para os dois núcleos. Pode-se perceber também que os valores dos gradientes não passam de 1,3°C, indicando uma suavização pela média na área.

Uma característica a ser observada, comparando as séries, é a quase interrupção no padrão de alternância entre acima da média, e abaixo da média, no ano de 2007. Enquanto no núcleo oeste, os meses centrais do ano de 2007 apresentaram valores acima da média, o núcleo leste manteve valores, praticamente o ano inteiro, abaixo da média. No ano de 2005, o padrão de alternância é observado no núcleo oeste, enquanto no núcleo leste os valores acima da média prevalecem.

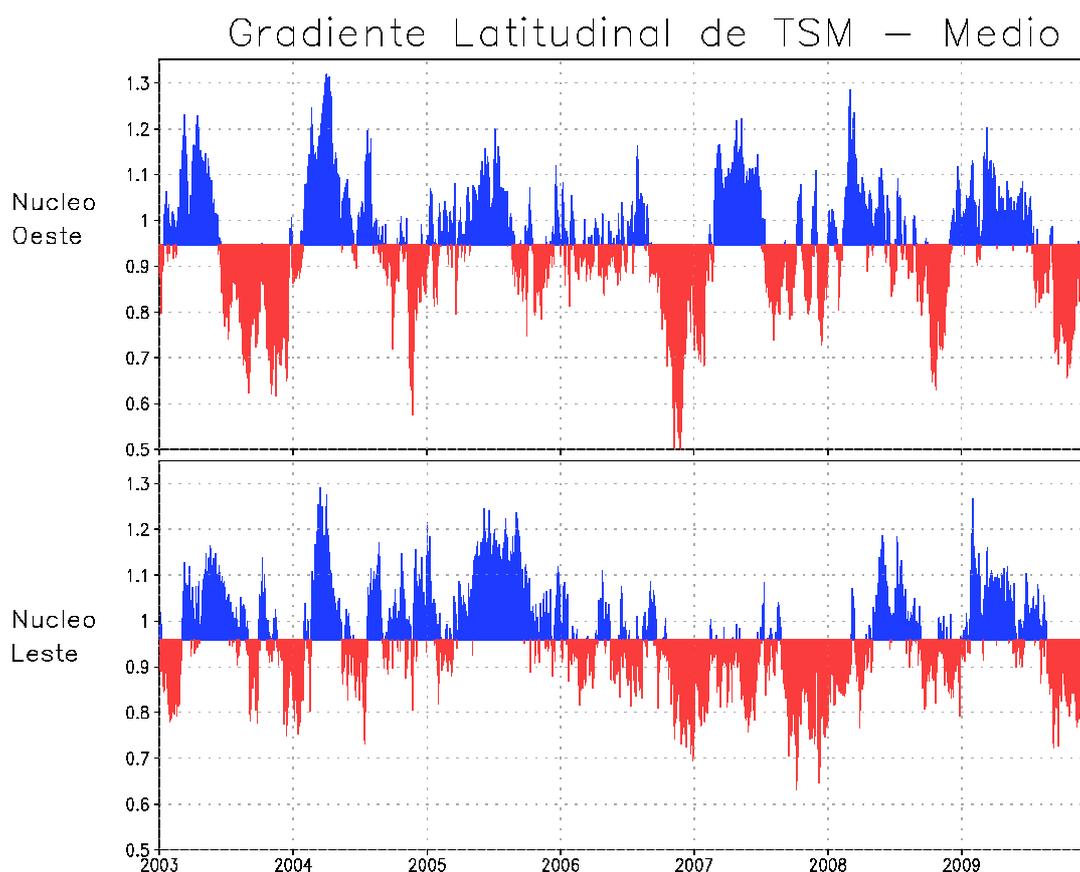


Figura 19 - Série temporal da média da componente latitudinal do gradiente de TSM, calculada na área definida para o núcleo oeste e leste. Valores acima da média temporal definidos na cor azul, e abaixo da média temporal na cor vermelha. As médias no tempo são independentes para cada área.

É necessário maiores informações sobre a variação do posicionamento da Frente Oceânica Subantártica para que se possa inferir sobre a causa destas diferenças. Fato é que, o núcleo leste, para os fins deste trabalho, torna-se mais interessante, por reunir condições de maior ocorrência de gradientes latitudinais de TSM com valores razoáveis ($> 1^{\circ}\text{C}$), além de uma boa parcela de ocorrência de valores ser da classe mais intensa ($>3^{\circ}\text{C}$), o que não ocorre da mesma maneira no núcleo oeste.

Na Figura 20 são apresentadas séries temporais do gradiente latitudinal de TSM (acima), e anomalia (abaixo), calculada em um ponto dentro da área definida para o núcleo leste, correspondente as coordenadas geográficas $48^{\circ}52'30''\text{S}$ e $39^{\circ}52'30''\text{W}$.

. Valores acima da média temporal definidos na cor azul, e abaixo da média temporal na cor vermelha.

Analisando a série de anomalia, é possível notar a ocorrência de valores positivos em boa parte dos dias, no entanto, registrando um período longo, no ano de 2007, apenas com valores negativos.

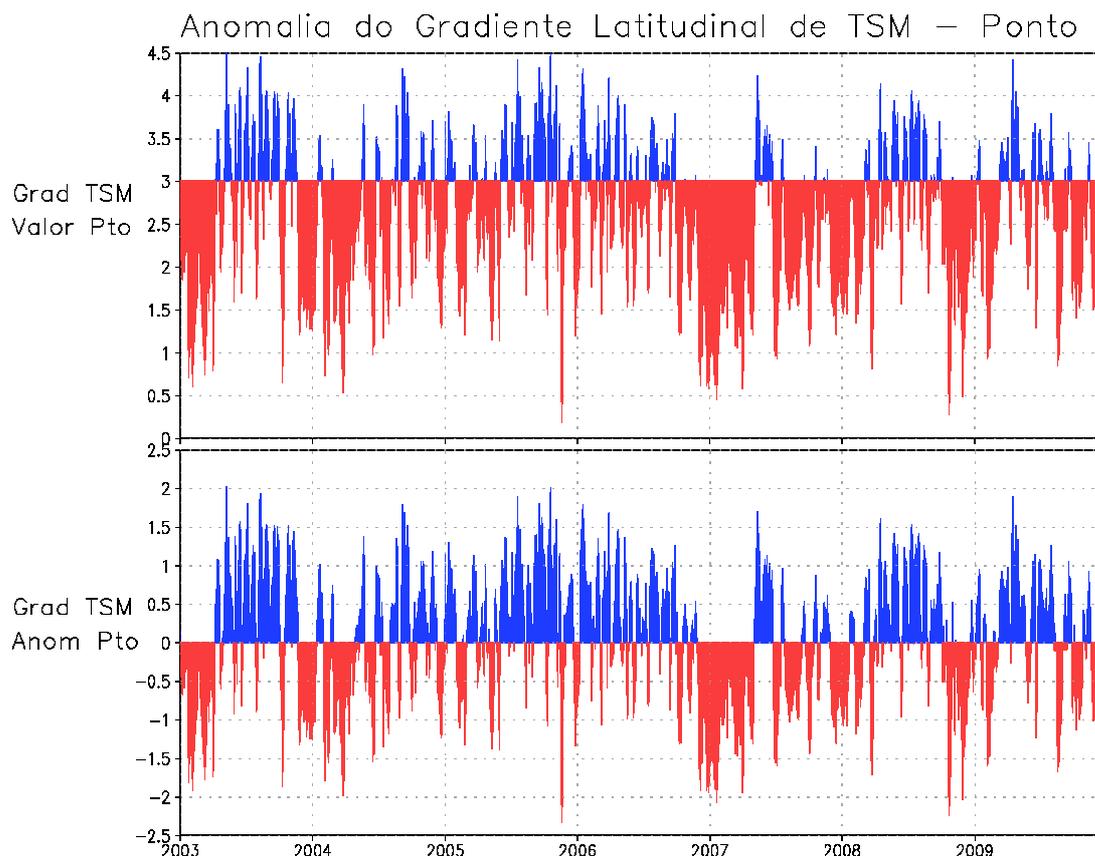


Figura 20 - Série temporal da componente latitudinal do gradiente de TSM, e anomalia, calculada em um ponto dentro da área definida para o núcleo leste. Valores acima da média temporal definidos na cor azul, e abaixo da média temporal na cor vermelha.

Na série temporal do gradiente (acima), percebe-se que os valores acima de 3°C são freqüentes, algumas vezes atingindo valores acima de 4°C, corroborando a idéia de que a região apresenta gradientes latitudinais intensos de TSM, além de anomalias positivas.

Com base nesta análise, a partir deste ponto, a região definida como núcleo leste, influenciada pelo posicionamento da Frente Subantártica, será utilizada como área de estudo deste trabalho, por considerar-se que esta reúne as premissas necessárias para avaliação do mecanismo de intensificação da baroclinia na atmosfera, que pode existir, em função da anomalia positiva dos gradientes latitudinais da temperatura da superfície do mar.

4.2 ANÁLISE DE ESCALA DA EQUAÇÃO DA VORTICIDADE

Neste capítulo será realizada uma análise de escala para determinação da ordem de grandeza dos termos da equação da vorticidade, usando, quando possível, como referência, a região do núcleo leste apresentado na Figura 21 (ver Tabela 1).

Esta região foi escolhida com base nas análises realizadas no capítulo 4, onde identificou-se a região como sendo propensa a ocorrência de intenso gradiente latitudinal de temperatura da superfície do mar, e também a registrar anomalias positivas deste gradiente.

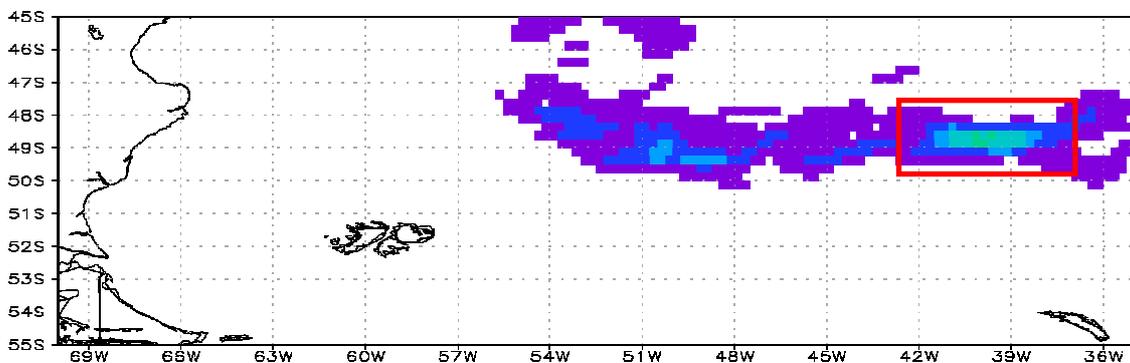


Figura 21 – Região, delimitada pelo retângulo vermelho, selecionada em função da ocorrência de intenso gradiente de temperatura da superfície do mar no Atlântico Sul, como referência neste trabalho.

A equação da vorticidade (Equação 5 – e reproduzida abaixo) é a equação prognóstica da taxa de variação da vorticidade absoluta, e é composta pela soma de três termos, da esquerda para direita na Equação 8, conhecidos como termo divergente, termo de inclinação ou torção, e termo solenoidal. Lembrando, que este último, é também conhecido como vetor baroclínico, e será usado ao longo deste trabalho, como base para avaliar a intensificação da baroclinia na atmosfera.

$$\text{Equação 8} \quad \frac{D}{Dt} (\zeta + f) = -(\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right)$$

A análise de escala é realizada aqui, com o objetivo de avaliar a ordem de grandeza do vetor baroclínico, em situações de intenso gradiente latitudinal de vorticidade,

comparado aos outros termos da equação, e também estabelecer uma comparação deste termo em uma situação de atmosfera baroclínica versus uma escala sinótica, sem instabilidades desta natureza.

Para clareza do texto será usado o termo escala sinótica para a situação atmosférica não sujeita a fenômenos como ciclones e frentes frias, ou seja, instabilidades baroclínicas, e o termo escala baroclínica, à situação atmosférica sujeita a fenômenos baroclínicos.

Como base para comparação, na escala sinótica serão utilizados os valores propostos por Holton (1992), apresentados na Tabela 2, com exceção do parâmetro δp (destacado em vermelho na Tabela), onde será usado o valor 1 hPa, ao invés de 10 hPa, proposto por Holton (1992). Este valor foi extraído dos dados de análises do modelo GFS/NCEP. Calculou-se a variação espacial de pressão reduzida ao nível do mar para situações de baixa pressão (ciclone) e alta pressão (anti-ciclone), na região de estudo (núcleo leste).

Os valores médios obtidos para o período de 2003 a 2009, desta variação, para a região do núcleo leste, foram 1,6 hPa para situações de alta pressão atmosférica, e de 2,7 hPa para baixa pressão atmosférica, indicando que em ordem de grandeza, o valor de 1 hPa seria o mais indicado na região. Embora estes valores possam oscilar, e 10 hPa seja um valor factível. Por exemplo, para o dia 21 de janeiro de 2003, às 06 horas GMT, em uma situação de passagem de um ciclone, na região escolhida (Figura 21), foi encontrado o valor de 8 hPa para δp .

A opção pelo valor de 1 hPa na escala de pressão horizontal foi usada por permitir uma particularização da análise para a região escolhida, e por este parâmetro ser fundamental na determinação do vetor baroclínico (termo solenoidal).

Na Tabela 3 são apresentadas as ordens de grandeza para cada termo da equação da vorticidade, obtidos aplicando os valores propostos abaixo.

Nota-se que o termo de inclinação da equação da vorticidade, possui duas ordens de grandeza a menos que o termo divergente, e o termo solenoidal uma ordem de grandeza a menos que o de inclinação. Neste caso, é comum, em aplicações sinóticas, desprezar os termos de ordem inferior, e trabalhar apenas com o termo divergente, salvo situação em que o ambiente atmosférico seja dominado por tempestades associadas a ciclones, ou frentes atmosféricas.

Tabela 2 - Ordem de grandeza dos parâmetros atmosféricos em escala sinótica (Holton, 1992).

Parâmetro	Ordem de Grandeza	Descrição
U	10 m.s ⁻¹	Escala horizontal
W	1 cm.s ⁻¹	Escala vertical
L	10 ⁶ m	Escala de comprimento
H	10 ⁴ m	Escala de profundidade
δp	1 hPa	Escala de pressão horizontal
ρ	1 kg.m ⁻³	Densidade média
$\delta\rho/\rho$	10 ⁻²	Densidade de flutuação fracional
L/U	10 ⁵ s	Escala de tempo
f_0	10 ⁻⁴ s ⁻¹	Parâmetro de Coriolis
β	10 ⁻¹¹ m ⁻¹ s ⁻¹	Parâmetro Beta

Um ponto a ser ressaltado é a análise do termo divergente, que neste caso não teve incluído a vorticidade relativa (ζ), por esta ser considerada pequena ($\sim 10^{-5}$ s⁻¹), quando comparada a vorticidade planetária ($f : 10^{-4}$ s⁻¹), em latitudes médias (30°S a 60°S).

Tabela 3 - Ordem de grandeza dos termos da equação da vorticidade, em escala sinótica.

Termo	Representação	Ordem de Grandeza	Descrição
$(f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$	$\left(\frac{f_0 U}{L} \right)$	10 ⁻⁹ s ⁻²	Divergente
$\left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right)$	$\left(\frac{WU}{HL} \right)$	10 ⁻¹¹ s ⁻²	Inclinação ou torção
$\frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right)$	$\left(\frac{\delta \rho \delta p}{\rho^2 L^2} \right)$	10 ⁻¹² s ⁻²	Solenoidal

Em situações onde haja proximidade de frentes, a escala baroclínica deve ser considerada, e parâmetros como a velocidade vertical (W), passam a ser da ordem de 10 cm.s⁻¹, e a escala de comprimento (L) de 100 km (Holton, 1992), ou seja, um aumento de uma ordem de grandeza na velocidade vertical e três ordens de grandeza no comprimento. Estas variações levam a um novo cenário, definindo o que nomeamos

anteriormente como escala baroclínica, cujos valores de ordem de grandeza são apresentados na Tabela 4.

Tabela 4 - Ordem de grandeza dos termos da equação da vorticidade, em escala baroclínica.

Termo	Representação	Ordem de Grandeza	Descrição
$(f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$	$\left(\frac{f_0 U}{L} \right)$	10^{-8} s^{-2}	Divergente
$\left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right)$	$\left(\frac{WU}{HL} \right)$	10^{-9} s^{-2}	Inclinação ou torção
$\frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right)$	$\left(\frac{\delta \rho \delta p}{\rho^2 L^2} \right)$	10^{-10} s^{-2}	Solenoidal

Analisando os resultados obtidos, nota-se um acréscimo na ordem de grandeza do termo divergente, enquanto o termo de inclinação, e o solenoidal, aumentam em duas vezes sua ordem de grandeza.

Com esta variação, considerada aqui substancial, o termo de inclinação se aproxima do que antes era considerado significativo, e com isso, também se aproxima em uma ordem de grandeza do termo divergente, no entanto, permanece uma ordem inferior. O termo solenoidal, ou vetor baroclínico, se intensifica na escala baroclínica, mas permanece inferior aos demais termos.

Esta análise é útil para demonstrar o quanto estas ordens de grandeza podem ser modificadas. Se ainda considerarmos que, quando usando modelos regionais acoplados, fluxos de energia como o calor latente, do oceano para a atmosfera, podem aumentar em uma ordem de grandeza (Da Silva, 2005), em escalas espaciais meso (2 – 20 km), e estando o vetor baroclínico ligado diretamente as variações de superfície, através dos gradientes de densidade (temperatura) e pressão a superfície, pode-se supor que ao considerarmos sistemas acoplados oceano-atmosfera, e seus mecanismos de retro-alimentação, o vetor baroclínico passe a ter papel mais relevante, em ordem de grandeza, na equação da vorticidade.

5 RESULTADOS

5.1 MECANISMO DE INTENSIFICAÇÃO DA BAROCLINIA - DADOS HISTÓRICOS

Neste capítulo serão utilizadas bases de dados históricas para identificar indícios do mecanismo de intensificação da baroclinia atmosférica proposto neste trabalho.

Conforme visto no capítulo 2.2, pode-se, a partir da relação obtida pela dedução da equação do vento térmico, afirmar que o gradiente da temperatura da superfície é um dos parâmetros que servem de base para avaliar a energia potencial disponível na atmosfera, bem como a baroclinia.

Considerando que o aquecimento médio anual da Terra, em função da energia solar absorvida, é fortemente dependente da latitude, com máximos observados no equador, e mínimos nos pólos; e que deste aquecimento diferenciado resulta um gradiente de temperatura pólo-equador, obtém-se como consequência, um reservatório de energia potencial disponível (média zonal) na atmosfera.

E, ao considerar o movimento em balanço geostrófico (balanço de força entre o gradiente de pressão e o efeito de Coriolis), na presença deste gradiente de temperatura pólo-equador, o vento térmico de oeste (vindo de oeste - zonal) se torna baroclinicamente instável, o que resulta no transporte de calor para os pólos pelas ondas baroclínicas formadas, e estas por sua vez, irão se intensificar até que o calor transportado para os pólos seja suficiente para balancear o déficit de radiação nas regiões polares, e assim cessar o crescimento do gradiente de temperatura pólo-equador. Estas perturbações (ondas baroclínicas) são responsáveis na atmosfera pela conversão da energia potencial em energia cinética (Holton, 1992).

Sendo assim, pode-se considerar que a taxa de crescimento da perturbação da energia total depende, em magnitude, do estado básico do vento térmico (zonal), que é proporcional a média zonal do gradiente de temperatura meridional (ver Equação 3), concluindo-se que, as instabilidades baroclínicas crescem pela conversão da energia potencial associada com o gradiente de temperatura.

Visto que a geração de perturbação da energia requer transporte sistemático de ar mais quente para os pólos, e ar mais frio para o equador, pode-se dizer que as instabilidades baroclínicas tendem a reduzir o gradiente meridional de temperatura e com isso a energia potencial disponível no movimento médio.

No contexto deste trabalho, então, será utilizada a componente latitudinal (meridional – direção pólo-equador) do gradiente de TSM, estimando a partir desta, os períodos em que são observadas anomalias positivas (temperaturas mais quentes que a média).

Em função disto, e do interesse em capturar as variações de escalas menores, optou-se por usar a base de dados diários de TSM **R07** (Reynolds et. al., 2007), por constituir a base de maior resolução espacial (0,5°) e temporal (1 dia), e com série longa (> 10 anos) disponível.

Esta base de dados de TSM trouxe melhorias na resolução espacial e temporal em relação as anteriores. Para criação desta base, os autores aplicaram a técnica de Optimal Interpolation (OI) aos dados do Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), infravermelho, em conjunto com dados do Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR), micro-ondas, do NASA Earth Observing System (NASA-EOS), além de informações de navios e bóias, e como resultado obteve-se uma base de dados diários de TSM com resolução de 0,25° de latitude e longitude, e temporal de 1 (hum) dia, inclui-se ainda neste tratamento, um ajuste de viés aos dados de satélite com relação aos dados *in situ*.

A partir destes dados, foi calculado o gradiente latitudinal de TSM por unidade de distância na grade, para o período de 2003 a 2009. Após obtenção do gradiente, foi então estimada a média anual, e as anomalias correspondentes. A série temporal de anomalias de TSM foi re-ordenada pela intensidade, e definiu-se arbitrariamente como 1,5°C/u.g. (maior ou igual a) o valor de corte para determinação dos períodos de ocorrência de valores mais intensos de gradiente.

Com base nesta definição, foram selecionadas cinquenta e três datas distintas, de um total de 2.556, das quais, uma vez organizadas em seqüência temporal, foram analisadas, e os períodos estendidos com base na data de início e fim de ocorrência de anomalia positiva, sendo assim definidos dezessete períodos de anomalia de TSM positiva (Tabela 5).

Tabela 5 - Períodos selecionados com base nas datas de ocorrência de anomalias positivas de TSM acima de 1,5°C/u.g, em um ponto central do núcleo leste. Em vermelho os períodos que não foram analisados neste trabalho.

Períodos com anomalia positiva de TSM $\geq 1,5^{\circ}\text{C}$	
26ABR2003 - 30MAI2003	10JUL2005 - 31JUL2005
05JUN2003 - 20JUN2003	01SEP2005 - 08OUT2005
21JUN2003 - 15JUL2003	12OUT2005 - 24OUT2005
15JUL2003 - 29JUL2003	06JAN2006 - 31JAN2006
02AGO2003 - 19AGO2003	25MAR2006 - 02ABR2006
19AGO2003 - 08SET2003	01MAI2007 - 28JUN2007
08SET2003 - 03OUT2003	10ABR2008 - 22ABR2008
17OUT2003 - 05NOV2003	10ABR2009 - 23MAI2009
30AGO2004 - 26SET2004	-x-x-x-x-x-x-

Para os períodos apresentados, foi calculada a norma do vetor baroclínico, como indicativo da baroclinia a superfície, sendo utilizado como componentes deste vetor, os gradientes da pressão reduzida ao nível do mar, obtida dos campos de análise do Global Forecast System (GFS - Kanamitsu et al., 1991), aplicado na Equação 6, substituindo-se nesta, a densidade pela (gradiente de) temperatura a superfície do mar (TSM).

A vorticidade local, suposta neste trabalho, como sendo um dos elos de transferência de energia entre o oceano e a atmosfera, dentro do ciclo proposto para o mecanismo, foi calculada a partir dos campos de vento a 10 metros, também da base de dados GFS, sendo utilizado neste trabalho, o conjunto de análises geradas para o mesmo período que a base de TSM, 2003 a 2009.

Uma vez que os dados do GFS possuem intervalos de seis horas, e os de TSM de vinte e quatro horas, optou-se por repetir os dados de TSM quatro vezes em um dia. Esta opção parte da premissa que para obtenção de uma primeira estimativa, do mecanismo associado a hipótese proposta neste trabalho, a variação da TSM ao longo do dia poderia ser ignorada.

O GFS é um modelo computacional de previsão numérica do tempo, mantido em regime operacional pelo NCEP, com quatro execuções diárias, às 00Z, 06Z, 12Z e 18Z. Para cada execução são gerados campos diagnósticos das variáveis que servirão de condição inicial para o modelo calcular o prognóstico. Estes campos são calculados a partir de observações meteorológicas realizadas a partir de estações, radiossondas, dados de satélite, dentre outros. Os cálculos realizados são parte da rotina de assimilação

de dados desenvolvida no NCEP, conhecida como Spectral Statistical Interpolation (SSI - <http://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/gdas/>). Ao conjunto de campos diagnósticos gerados para cada horário é aplicado o termo análise.

O conjunto aqui utilizado foi obtido através do sítio na Internet do Computational and Information Systems Laboratory do University Corporation for Atmospheric Research (CISL/UCAR – <http://dss.ucar.edu>), no banco de dados 083.2, sob o nome NCEP FNL (Final) Operational Global Analysis, com resolução espacial de 1,0x1,0 grau de longitude e latitude, disponibilizado em intervalos de seis horas.

A temperatura da superfície do mar utilizada como condição de contorno para produção dessas análises no modelo global GFS (antes conhecido como Medium Range Forecast Aviation Run - Kanamitsu et al., 1991) é uma média semanal, obtida através da técnica proposta por Reynolds e Smith (1998), sendo a variação no tempo obtida através de um relaxamento exponencial (*e-folding*) para a climatologia do mês ao longo da simulação (Peter Caplan, NCEP/NOAA, Comunicação Pessoal, 2005).

A função que descreve este decaimento pode ser escrita como:

$$f_t := e^{\left(-\frac{t}{\tau}\right)}$$

Equação 9

Sendo t a variação temporal (em dias) e τ o tempo da climatologia (90 dias), com t variando de 1 (um) a 15 (quinze) dias, valor operacional no NCEP. A variação temporal imposta, pode ser considerada suave quando comparada às encontradas em regiões de intenso gradiente de TSM, como em casos de ressurgência costeira, ou na própria corrente do Brasil.

Embora os dados do GFS estejam dispostos em uma resolução de 1°x1°, 120 km aproximadamente, e os de TSM em uma resolução de 0,25° x 0,25°, foram extraídas séries temporais de um ponto representativo do centro do núcleo leste (48°52'30"S e 39°52'30"W), em ambas as bases de dados, não sendo aplicada nenhuma interpolação, por considerar estas resoluções representativas, neste primeiro momento.

Na Figura 22 são apresentadas as séries temporais para o período de 26.04 a 30.05 de 2003. As séries apresentadas são correspondentes a anomalia do gradiente de TSM (daqui em diante agTSM), que serve de estimativa da energia potencial armazenada, abaixo a norma do vetor baroclínico, que indica a taxa de geração de vorticidade pela

baroclinia, seguida pela vorticidade à 10 m, servindo de base para estimativa da energia cinética, e por último o valor do gradiente de TSM no ponto.

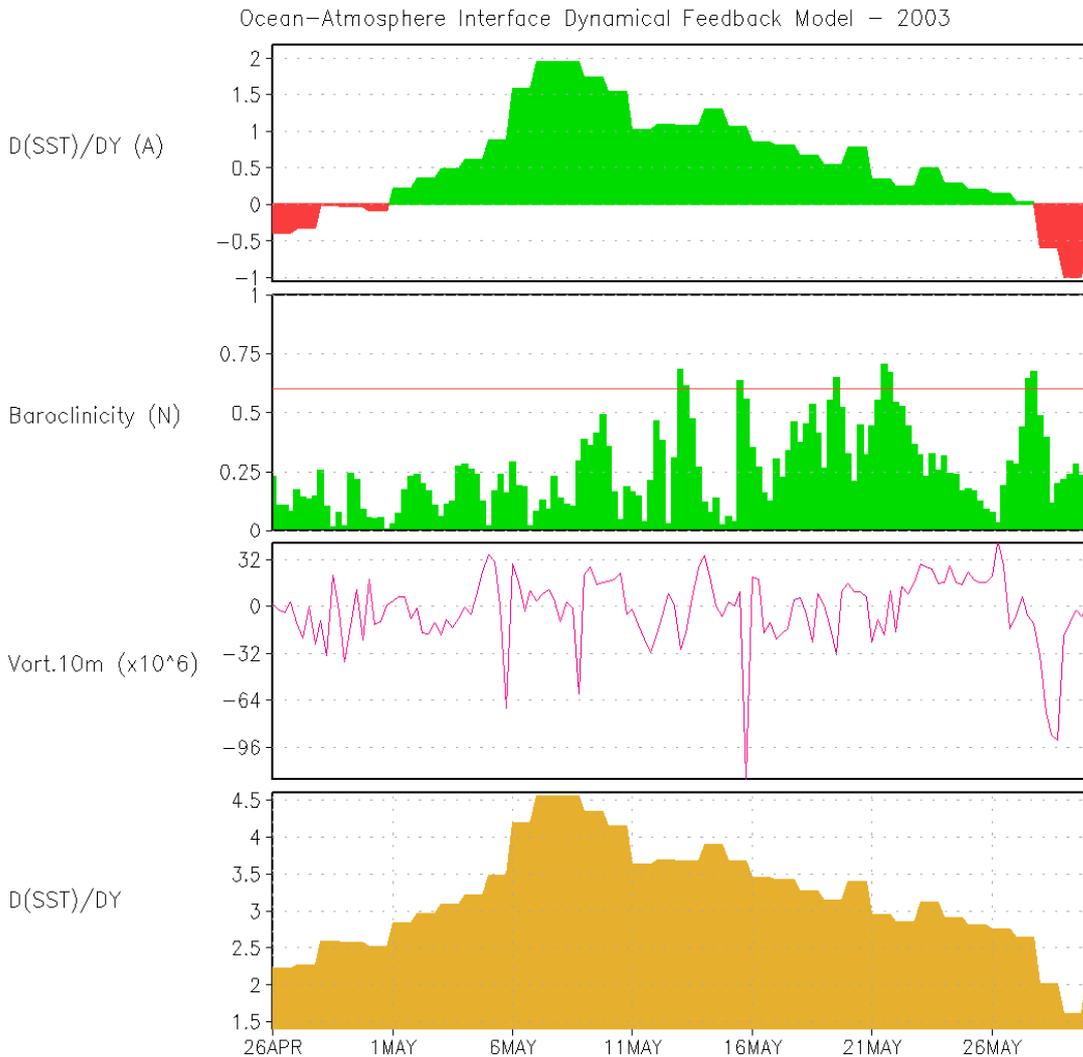


Figura 22 - Série temporal da anomalia do gradiente latitudinal de TSM (primeira – de cima para baixo), vetor baroclínico (segunda), vorticidade à 10m (terceira) e gradiente latitudinal de TSM (última), extraída do ponto 48°52'30"S e 39°52'30"W, próximo ao centro do núcleo leste. Período de 26 de abril a 30 de maio de 2003.

Analisando estas séries é possível perceber um aumento gradativo da agTSM, a partir do primeiro dia de maio, ocorrendo um aumento na taxa de crescimento no dia 5 de maio. Percebe-se que na medida em que a agTSM aumenta, picos de baroclinicidade (norma do vetor baroclínico) ocorrem na forma de pulsos, elevando-se a intensidade destes picos, a medida que a agTSM vai aumentando. No mesmo período é possível

perceber variações na vorticidade, com tendências negativas, e/ou valores negativos, próximos a ocorrência destes picos.

Os valores negativos de vorticidade indicam movimentos do ar de baixo para cima, conhecido como movimento convectivo em meteorologia, e pela equação da vorticidade (Equação 5), nota-se que valores positivos do vetor baroclínicos levariam a uma tendência negativa (aumento) da vorticidade. Podendo, este comportamento estar associado a conversão de energia potencial armazenada, em energia cinética, através da taxa de geração de vorticidade por efeito baroclínico. Esta conversão parece ocorrer quando o valor de baroclinicidade sofre uma redução, após um pico, seguido de uma redução dos valores de vorticidade. Embora não possa ser extraída nenhuma relação quantitativa, nota-se que as reduções na agTSM ocorrem após a vorticidade apresentar picos de valores negativos de vorticidade mais intensos, como por volta do dia 9 e 10 de maio, e no dia 16 de maio.

Nota-se também, que o vetor baroclínico mantém picos razoáveis na série, mesmo após a curva de agTSM apresentar decaimento. Estes picos são em geral acompanhados de eventos de vorticidade negativa, reforçando a idéia de que após a ocorrência de valores mais intensos de vorticidade negativa, a agTSM passa a perder intensidade.

Acredita-se que por razões remotas, ou advectivas, a agTSM perca sua capacidade de manutenção, e a conversão de energia se mantém, e a vorticidade assume um papel de sumidouro de energia potencial. Equivalente a relação produção-consumo, quando o consumo (conversão em energia cinética) continua, mesmo após não haver produção (energia potencial). Outra razão que pode ser enunciada seria a redução do reservatório térmico, após algum período de bombeamento de águas na região (Ekman pumping).

Dentro da hipótese proposta neste trabalho, e ilustrada na Figura 6, acredita-se que o efeito responsável pelo aumento da agTSM seja justamente o bombeamento de águas mais profundas, e frias, imposto pela vorticidade atmosférica (movimentos convectivos), trazendo águas mais frias a superfície, e aumentando, assim, o gradiente de TSM, e intensificando a anomalia.

No entanto este mecanismo, neste momento, pode ser apenas sugerido, uma vez que não existe um processo de re-alimentação dos sistemas atmosfera e oceano nos dados utilizados, nem tão pouco, informações sobre o perfil de temperatura em camadas próximas a superfície do mar, que nos permita avaliar o transporte de águas mais profundas para superfície.

Na **Erro! Fonte de referência não encontrada.** são apresentadas as séries temporais para os períodos de 5 a 20 de junho, 21 de junho a 15 de julho, 15 a 29 de julho, e 2 a 19 de agosto, todos referentes ao ano de 2003.

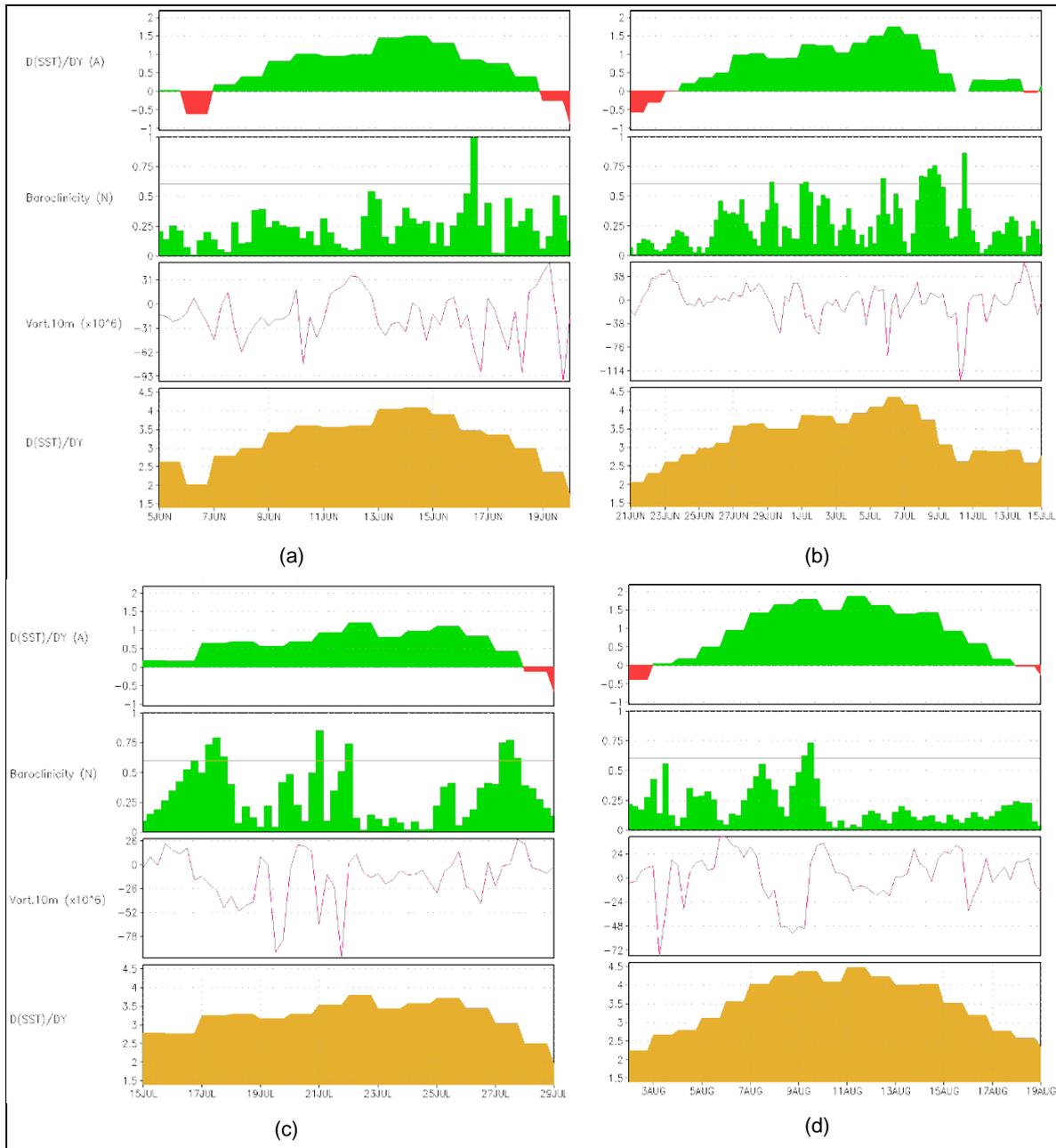


Figura 23 - Série temporal da anomalia do gradiente latitudinal de TSM (primeira – de cima para baixo), vetor baroclínico (segunda), vorticidade à 10m (terceira) e gradiente latitudinal de TSM (última), extraída do ponto 48°52'30"S e 39°52'30"W, próximo ao centro do núcleo leste. (a) Período de 5 a 20 de junho de 2003, (b) Período de 21 de junho a 15 de julho de 2003, (c) Período de 15 a 29 de julho de 2003, e (d) Período de 2 a 19 de agosto de 2003.

Na **Erro! Fonte de referência não encontrada.a**, é observado padrão semelhante ao período anterior. Nota-se o aumento da baroclinia em ciclos associados a picos negativos de vorticidade, até o dia 16 de junho, quando a baroclinicidade atinge valor máximo, com a anomalia já em fase de decaimento. Após este episódio, também marcado por pico negativo de vorticidade, a baroclinicidade passa a apresentar valores menores e a anomalia se reverte para valores negativos. A **Erro! Fonte de referência não encontrada.b** é baseada em período subsequente ao da **Erro! Fonte de referência não encontrada.a**, onde é observado novo período de anomalia positiva, e novo ciclo de intensificação de baroclinicidade, aparentemente interrompido pelo aumento nos picos negativos de vorticidade (consumo).

A **Erro! Fonte de referência não encontrada.c**, que por sua vez, apresenta período subsequente ao da **Erro! Fonte de referência não encontrada.b**, é marcado por um regime diferente. Neste período é observado um valor de anomalia relativamente baixo, mas que perdura do dia 11 (ver **Erro! Fonte de referência não encontrada.b**) até o dia 17 de julho. Observa-se também, que este período é marcado por um aumento da vorticidade, seguido de uma redução rápida da vorticidade (ver **Erro! Fonte de referência não encontrada.b**), sendo que ao final desta redução é notado um súbito aumento da baroclinicidade. Este caso pode ser interpretado como um acúmulo de energia potencial no tempo, e quando surge o processo de bombeamento induzido pela vorticidade, o gradiente de TSM se eleva, contribuindo para o aumento da baroclinicidade, e entrando em fase com o mecanismo de intensificação, que se mantém por algum tempo, até o dia 26 de julho.

No caso apresentado na **Erro! Fonte de referência não encontrada.d**, o mecanismo de intensificação se torna mais evidente, ocorrendo de forma mais lenta, com pulsos de baroclinicidade ocorrendo até o dia dez, quando passa a ocorrer o decaimento da anomalia do gradiente de TSM. Vale ressaltar que o início do processo de decaimento ocorre logo após uma redução da vorticidade com um período razoável de permanência com valores baixos, configurando um vale na curva.

Na Figura 24 são apresentadas as séries temporais para os períodos de 30 de agosto a 26 de setembro de 2004, 10 a 31 de julho de 2005, 25 de março a 2 de abril de 2006, e 1º de maio a 28 de junho de 2007. Os demais períodos, previamente selecionados, do ano de 2003, bem como 1º de setembro a 8 de outubro de 2005, 12 a 24 de outubro de 2005 e 6 a 31 de janeiro de 2006, não serão analisados por apresentarem padrões

semelhantes aos demais. Embora não tenha sido realizado nenhum estudo mais detalhado a respeito da causa, vale ressaltar o número de casos em 2003, bem superior, comparando-se aos demais anos, quando aplicado o valor de 1,5°C/u.g. como limite de corte.

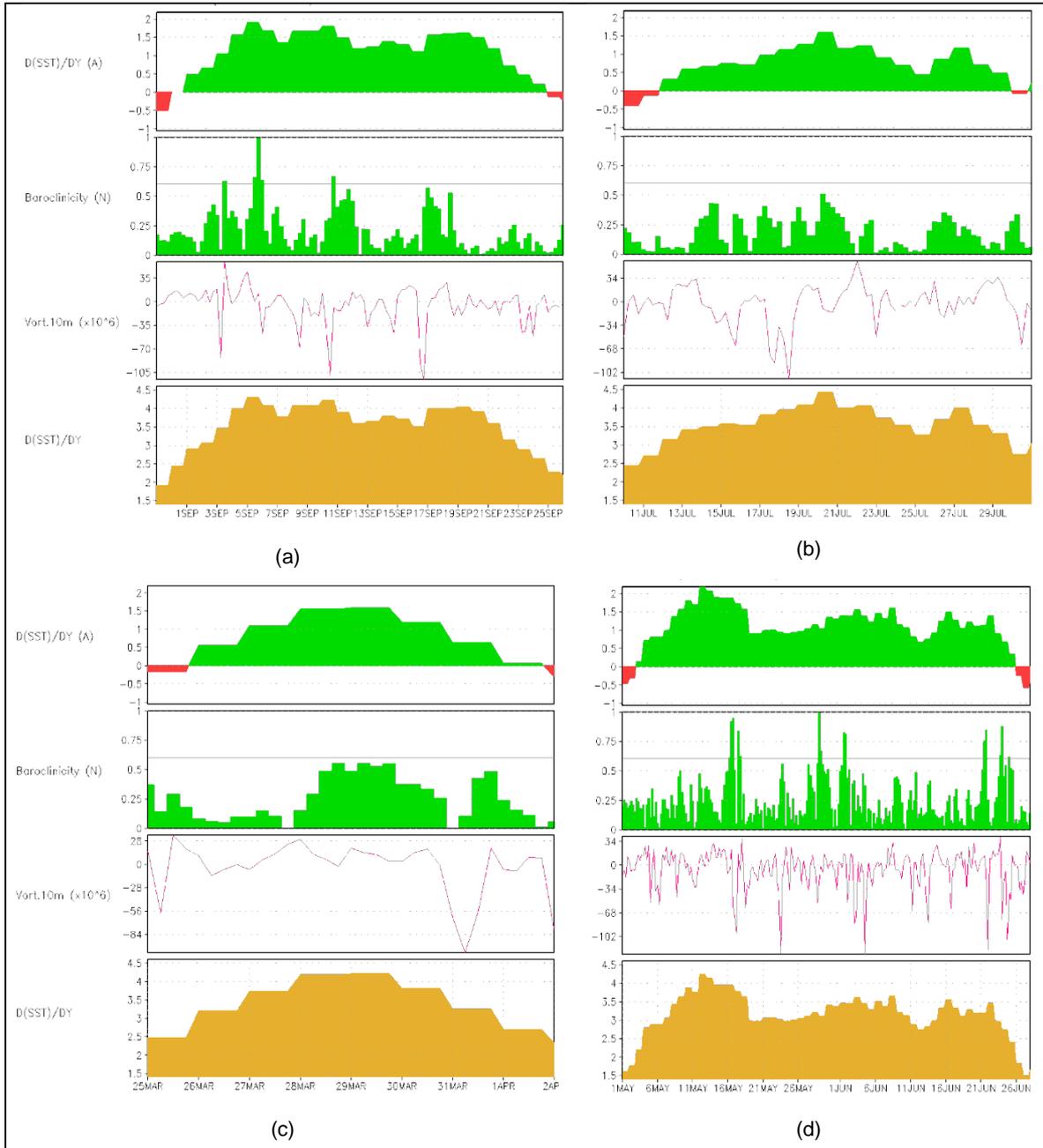


Figura 24 - Série temporal da anomalia do gradiente latitudinal de TSM (primeira – de cima para baixo), vetor baroclínico (segunda), vorticidade à 10m (terceira) e gradiente latitudinal de TSM (última), extraída do ponto 48°52'30"S e 39°52'30"W, próximo ao centro do núcleo leste. (a) Período de 30 de agosto a 26 de setembro de 2004, (b) Período de 10 a 31 de julho de 2005, (c) Período de 25 de março a 2 de abril de 2006, e (d) Período de 1º de maio a 28 de junho de 2007.

Na Figura 24a pode se observar uma curva de elevação da agTSM, com padrão semelhante no comportamento dos máximos diários de baroclinicidade, embora seja notado apenas um pico de vorticidade negativa, pouco antes do segundo máximo de baroclinicidade, no dia 3 de setembro. Após seu máximo no período, o padrão de baroclinicidade é alterado, apresentado uma redução gradativa dos picos até o final do período. Embora o padrão de decaimento seja menos intenso, este também é notado na agTSM.

Ainda sobre os gráficos da Figura 24a, outro fato relevante a ser notado, é aparente ausência de uma relação quantitativa entre os picos de vorticidade e os picos de baroclinicidade. Acredita-se que isto seja em função da série de vorticidade incluir efeitos tanto locais como remotos, podendo, a relação quantitativa estar associada apenas ao fator de variação local, no entanto para validar tal suposição, seria necessário separar os fatores remotos e locais.

Na Figura 24b a agTSM apresenta elevação por um longo período, atingindo seu pico em torno de 10 dias após registrar valores positivos, enquanto os picos de baroclinia aumentam em intensidade, registrando um redução no mesmo período em que a agTSM também registra. Ao estimar a média de vorticidade no período antes, e posterior ao pico de agTSM, nota-se que os valores no período anterior são, em média, mais baixos do que no período posterior.

Na Figura 24c o período apresentado é de apenas oito dias, no entanto é possível observar que ocorre um pico de baroclinicidade em momento próximo ao que acontece o pico de agTSM, sendo este registrado logo após um pico de vorticidade negativa, levando a crer que a energia potencial armazenada (agTSM) foi convertida para energia cinética (vorticidade) através do aumento da baroclinia na atmosfera (baroclinicidade), e a agTSM se mantém por mais três dias consecutivos, fortalecendo a hipótese apresentada.

A série apresentada na Figura 24d é mais longa, abrangendo quase dois meses de informação. Esta série é útil para analisar o mecanismo de sustentação que pode existir, mantendo a agTSM positiva por todo este período. Percebe-se que surgem três ciclos de intensificação da baroclinicidade ao longo do período, no entanto, os picos de vorticidade apresentam valores por vezes, relativamente, altos, com elevados picos de baroclinicidade, e por vezes com menor intensidade associados a picos maiores de baroclinicidade, reforçando a idéia de que a relação quantitativa não pode ser extraída diretamente das séries.

Na Figura 25 são apresentadas as séries temporais para os períodos de 10 a 22 de abril de 2008, e 10 de abril a 23 de maio de 2009.

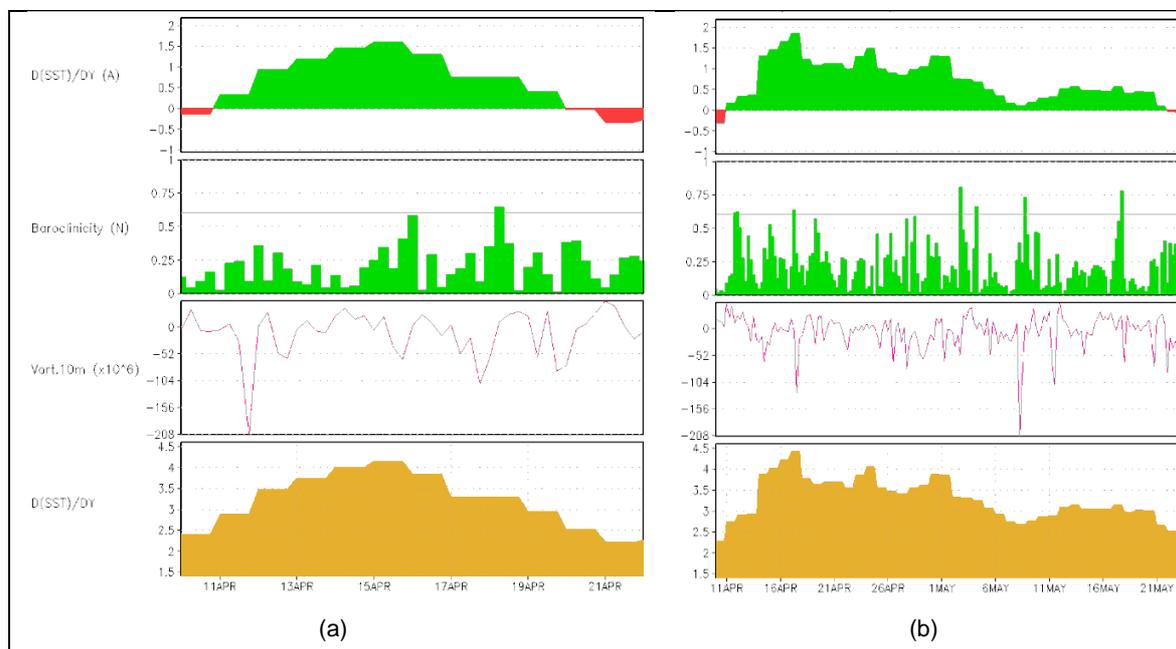


Figura 25 - Série temporal da anomalia do gradiente latitudinal de TSM (primeira – de cima para baixo), vetor baroclínico (segunda), vorticidade à 10m (terceira) e gradiente latitudinal de TSM (última), extraída do ponto 48°52'30"S e 39°52'30"W, próximo ao centro do núcleo leste. (a) Período de 10 a 22 de abril de 2008, e (b) Período de 10 de abril a 23 de maio de 2009.

No caso de 2008 (Figura 25a), também é notado o aumento gradativo da agTSM, acompanhado do aumento da intensidade dos picos de baroclinicidade, repetindo-se o padrão de associação aos picos de vorticidade em momentos próximos aos de baroclinicidade, e em geral deslocados, para logo após a ocorrência destes.

Um fator adicional é o registro de um pico máximo de baroclinicidade mesmo após o início do declínio da agTSM. Este episódio pode estar relacionado a um processo de acúmulo (armazenamento) de energia potencial, que indicaria uma existência de memória no mecanismo (forçante estocástica).

Na Figura 25b o período utilizado é em torno de 40 dias, e pode se observar os padrões discutidos anteriormente ocorrendo, em especial a taxa elevada de crescimento da agTSM sem registro de picos representativos de baroclinicidade no início, além de, como no caso da Figura 25a, picos de baroclinicidade maiores após o decaimento da agTSM.

Outro padrão também notado anteriormente, e observado nesta série, é a ocorrência de um pico negativo de vorticidade, por volta do dia 9 de maio, sem, no entanto, apresentar um pico maior de baroclinia.

Com base nestas análises é possível perceber que existe um mecanismo de interação entre as anomalias positivas do gradiente de TSM com a baroclinicidade, bem como com a vorticidade, mas, no entanto, estes não aparentam uma relação quantitativa clara e evidente, devendo ser avaliada ainda a representatividade local da vorticidade, em relação a forçantes transientes remotas.

O fator de re-alimentação não pôde ser avaliado neste conjunto de dados, em função da ausência de relação direta entre os dados atmosféricos e oceânicos. No entanto, acredita-se que o mecanismo possa ser observado neste conjunto de dados, em função do elo existente entre as bases de dados de TSM utilizadas pelo GFS, modelo de onde foram extraídas as outras variáveis, e a TSM utilizada para o cálculo da $agTSM$. Um é o resultado da média temporal, e suavização espacial, do outro. Esta suavização imposta pelos diferentes métodos de estimativa dos campos de TSM pode ser um dos causadores do curto descompasso no tempo entre as variáveis, observado principalmente nos picos de vorticidade em relação aos picos de baroclinicidade, que por vezes ocorre pouco antes, e outras pouco depois. Neste ponto é importante também destacar que as bases diferem também na taxa amostral, de 6 em 6 horas para o GFS, e de 24 em 24 horas para a TSM.

Dentro do que foi analisado, acredita-se que o mecanismo de intensificação da baroclinia atmosférica, em função dos gradientes da temperatura da superfície, existe e embora possa ser detectado por campos de análises numéricas da atmosfera, sem interação com uma componente dinâmica e termodinâmica do oceano, acredita-se que este possa ser comprovado por análise de resultados de modelos, que possuam estes sistemas acoplados de maneira bi-direcional, sendo possível assim, avaliar a re-alimentação do mecanismo aqui proposto.

5.2 MECANISMO DE INTENSIFICAÇÃO DA BAROCLINIA – MODELO ACOPLADO OCEANO-ATMOSFERA

Neste capítulo serão utilizados os resultados obtidos com um modelo acoplado oceano-atmosfera global, para avaliar a existência do mecanismo de intensificação da baroclinia atmosférica em função dos gradientes de temperatura da superfície do mar.

O modelo acoplado oceano-atmosfera escolhido neste trabalho foi o Climate Forecast System (CFS – Saha et. al, 2006), desenvolvido pelo NCEP. O CFS foi desenvolvido a partir do acoplamento do Global Forecast System (GFS) com o Modular Ocean Model (MOM – Griffies et. al, 2004) versão 4, e um modelo de gelo marinho de duas camadas, possuindo resolução espacial original de T382 (~38 km), com coordenadas vertical sigma-p híbrida com 64 níveis.

O acoplamento ocorre a partir da execução do CFS em máquinas de arquitetura paralela, usando MPMD (Multiple Programs Multiple Data). Os três executáveis no CFS são o modelo atmosférico GFS, o modelo oceânico MOMv4, e o acoplador, cada um destes com seu próprio fluxo de dados. Os programas rodam independentemente, ocorrendo a troca de informações em intervalos específicos. O GFS é executado com um passo de tempo de 3 minutos, o MOMv4 com 3 minutos para o modelo de gelo marinho e 30 minutos para o oceano, e o acoplador com passo de tempo determinado pela regra do valor máximo entre o passo de tempo do modelo atmosférico e do oceânico.

O MOM é um modelo numérico que se propõem a representar as equações primitivas considerando um oceano em equilíbrio hidrostático. Foi desenvolvido inicialmente como uma ferramenta para estudo do sistema climático oceânico, pelos pesquisadores do Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) da NOAA. As equações primitivas, neste caso, são consideradas tomando-se a aproximação tradicional das equações de Navier-Stokes, que representam uma descrição sobre a geometria esférica na qual as parcelas do fluido se movem.

O acoplador recebe informação tanto do GFS quanto do MOM (gelo) e envia os dados de volta, respectivamente, e recebe variáveis acumuladas (fluxos) do GFS e envia para o modelo oceânico (MOM), enquanto também recebe dado vindo do modelo oceânico e de gelo, e envia de volta para o GFS.

As informações que serão usadas foram obtidas do experimento Coupled Forecast System Reanalysis (CFSR – Saha et. al, 2010), realizado pelo NCEP com o CFS, para um período de 31 anos (1979 a 2009), realizado para servir como a melhor estimativa do

estado dos sistemas atmosfera e oceano acoplados, neste período, incluindo o acoplamento da atmosfera e do oceano, um modelo interativo de gelo marinho, e assimilação de dados de radiância obtida por satélites.

A resolução espacial utilizada no modelo atmosférico global foi de 38 km, com 64 níveis na vertical, e o modelo oceânico com resolução espacial de 0,25° no equador, estendendo-se para 0,5° próximo aos trópicos, com 40 níveis, chegando a profundidade de 4.737 m, tendo os dados sido disponibilizados em intervalos horários. Podendo se dizer que os modelos são executados acoplados em modo previsão para períodos de seis horas, com resultados disponíveis para os períodos: 0 a 1 (0), 1 a 2 (1), 2 a 3 (2), 3 a 4 (3), 4 a 5 (4) e 5 a 6 (5). Seguindo então para o próximo período de seis horas de: 6 a 7 (6), 7 a 8 (7), 8 a 9 (8), 9 a 10 (9), 10 a 11 (10), e 11 a 12 (11); e daí por diante.

Optou-se neste trabalho por utilizar os resultados do CFSR em função das suas características de reanálise, ou seja, um período longo onde o método, incluindo o modelo, são mantidos constantes ao longo das execuções, formando uma base homogênea multi-anual de comparação. Outro fator que pesou sobre a decisão foi a disponibilidade dos dados em taxas amostrais elevadas, de uma hora, e a considerada alta resolução espacial (~38 km).

Como desvantagem, cita-se o fato de não poder se contar com a representação (parametrização) da física de escalas menores como a mesoescala, embora seus efeitos dinâmicos sejam naturalmente impostos pela resolução espacial aplicada às equações governantes.

Um dos pontos favoráveis ao uso destes resultados, é que todas as variáveis foram extraídas de uma mesma fonte, estão síncronas, e refletem em suas variações os mecanismos de re-alimentação inerentes a um sistema acoplado deste porte.

Na análise dos resultados do modelo acoplado, somente serão consideradas as séries já analisadas, para o ano de 2003, por este ser um ano que registrou diversos casos, tornando os casos analisados para este ano representativo das demais situações.

Na Figura 26 são apresentadas as séries temporais para o período de 26 de abril a 30 de maio de 2003. As séries apresentadas são referentes a anomalia do gradiente latitudinal de TSM (primeira – de cima para baixo), vetor baroclínico (segunda), vorticidade à 10m (terceira), velocidade vertical no oceano, a 55 m de profundidade (quarta), e profundidade da camada de mistura oceânica (última), extraída do ponto 48°52'30"S e 39°52'30"W, próximo ao centro do núcleo leste.

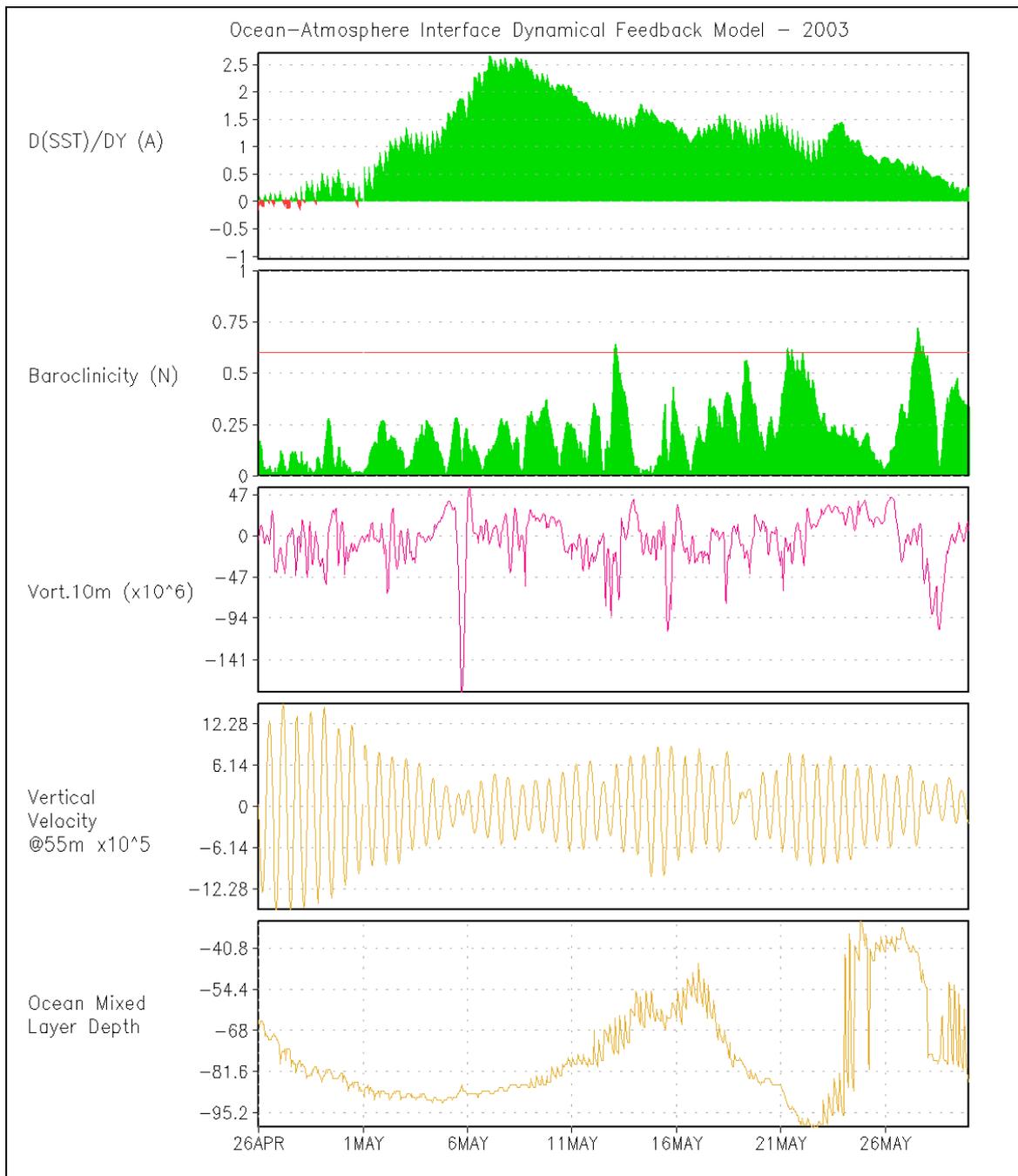


Figura 26 - Série temporal da anomalia do gradiente latitudinal de TSM (primeira – de cima para baixo), vetor baroclínico (segunda), vorticidade à 10m (terceira), velocidade vertical no oceano, a 55 m de profundidade (quarta), e profundidade da camada de mistura oceânica (última), extraída do ponto 48°52'30"S e 39°52' 30"W, próximo ao centro do núcleo leste. (a) Período de 26 de abril a 30 de maio de 2003.

Foram adicionados dois parâmetros às séries temporais, em comparação as séries extraídas das bases históricas. Um parâmetro foi a velocidade vertical na profundidade de 55 metros, onde valores negativos indicam movimentos no eixo vertical com sentido para

o fundo do oceano, e positivos para superfície. Outro parâmetro adicionado foi a profundidade da camada de mistura oceânica.

O objetivo ao adicionar estes parâmetros foi o de obter informações sobre a possível resposta do oceano a forçante atmosférica, que completaria o ciclo de re-alimentação proposto. Estes parâmetros foram escolhidos, dentre os disponibilizados pelo projeto CFSR, por serem os mais representativos, dentro dos objetivos propostos, da camada superficial do oceano, onde ocorrem as maiores interações com a atmosfera. O parâmetro tido como ideal para esta análise seria a temperatura, em diversos níveis dentro da camada de mistura, no entanto o projeto não disponibiliza o perfil vertical de temperatura.

Na Figura 26 é possível verificar que os padrões de variação da agTSM, da baroclinicidade, e da vorticidade são semelhantes aos apresentados, para o mesmo período, quando foram usados dados históricos (GFS e R07), salvo os valores, que por vezes apresentam máximos mais intensos, principalmente na vorticidade. Este fato pode estar relacionado a casualidade do CFS usar o GFS como modelo atmosférico, tendo como maiores diferenças a resolução espacial, que muda de 120 km para 38 km, e o tratamento da TSM, que passa a ser prevista pelo modelo oceânico MOM.

Esta última diferença surge como uma vantagem neste estudo, pois permite avaliar a resposta dos diferentes sistemas climáticos acoplados durante o mecanismo aqui proposto.

Analisando a variação da velocidade vertical no oceano Figura 26, nota-se que as variações dominantes não respondem diretamente a forçante local da vorticidade, ou outra variável, aparentando estar mais relacionada a outros modos de diferente período. A alternativa para que estes dados fossem mais bem aproveitados para a análise, seria a aplicação de filtros espectrais, buscando separar apenas as frequências de interesse, no entanto, ao tentar definir um período de ocorrência da agTSM, que seria a base para separação das frequências, percebe-se, analisando todos os casos selecionados (ver Tabela 5), que o período de duração da agTSM positiva varia de oito dias até períodos superiores a quarenta dias, o que cria uma ampla gama de espectros a serem analisados, onde diversos fenômenos atmosféricos e oceanográficos podem ainda ocorrer, e vir a contaminar a série. Adiciona-se o fato de que os ciclos de intensificação, ou ocorrência de picos (pulsos), de baroclinicidade, são da ordem de um a três dias, enquanto o ciclo completo da intensificação é da mesma ordem que o ciclo observado na agTSM. Com isto, tem-se o que pode ser considerado um fenômeno de escala mista, que possui ciclos

de um a três dias, dentro de um ciclo maior que varia de oito a quarenta dias, o que torna o trabalho de filtragem simples pouco eficiente.

Tomando a definição de camada de mistura como a camada entre a superfície do oceano e a profundidade, usualmente variando entre 25 e 200 metros, onde a densidade é próxima a observada na superfície, e estando nesta camada, representados os processos de mistura, que possam ser iniciados por ondas de gravidade e turbulência causada pela tensão de cisalhamento do vento na superfície do mar, dentre outros (Figura 27). A profundidade da camada de mistura surge como um parâmetro a se considerar, ao avaliar a resposta do oceano as forças atmosféricas consideradas no mecanismo.

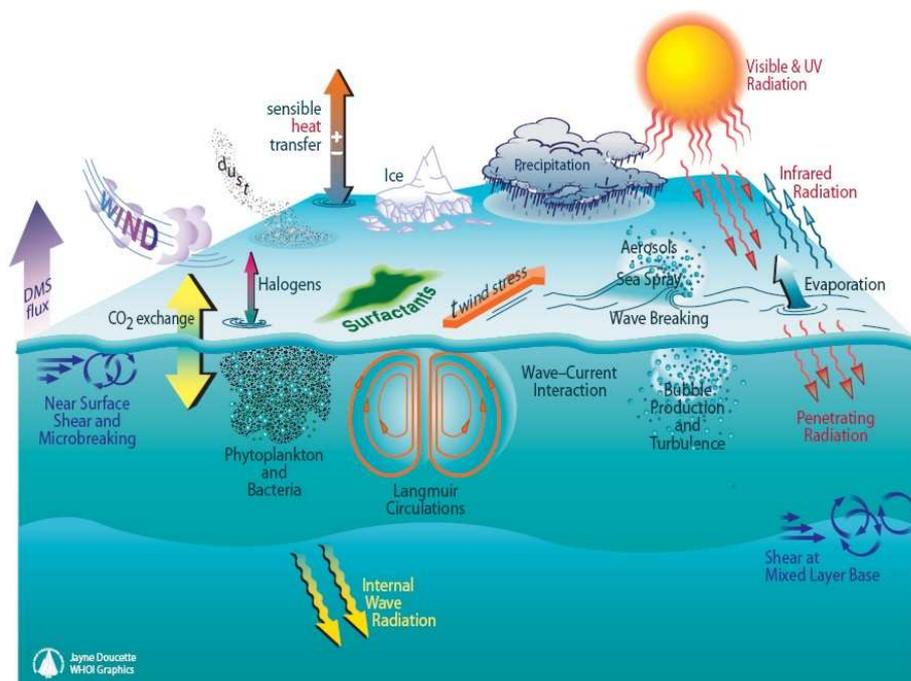


Figura 27 - Diagrama esquemático dos processos que ocorrem na camada de mistura oceânica (Fonte: http://www.locean-ipsl.upmc.fr/~cdblod/IMAGES/mixed_layer_schematic.jpg, 20.11.2010)

A profundidade da camada de mistura depende principalmente da estabilidade e da energia transferida do vento. Quanto mais estável menos mistura ocorre, e mais rasa é a camada de mistura. A estabilidade próxima a superfície do mar é determinada pelos fluxos através da superfície oceânica (tensão do vento, calor e troca de água doce).

A camada de mistura é a zona da superfície oceânica que responde mais rápido e diretamente aos fluxos atmosféricos, ao mesmo tempo, é a parte do oceano que influencia diretamente a atmosfera, sendo então, neste trabalho, usada como indicativo de

resposta do oceano a forçante atmosférica imposta pelas variações da vorticidade próximo a superfície.

Voltando a Figura 26, é possível verificar que existe uma tendência ao aprofundamento da camada de mistura na medida em que a agTSM se intensifica, ocorrendo uma inversão da curva de profundidade, por volta do dia 14 de maio, mas voltando a aumentar a profundidade logo em seguida.

Analisando as séries para outros casos ocorridos no ano de 2003, apresentados nas Figura 28, Figura 29, Figura 30 e Figura 31, também se percebe a repetição do padrão encontrado na análise dos dados históricos (GFS e R07), assim como pequenos ruídos gerados pela alta frequência. Nestes casos, o aprofundamento da camada de mistura é mais evidente, pois apresentam tendências claras, salvo o caso da Figura 31, 2 a 19 de agosto, aonde a camada vem de um histórico de quase constante profundidade, e segue com um aumento gradativo a partir do dia 13, coincidindo com o máximo de agTSM.

Um efeito que ocorre em paralelo é a redução considerável da amplitude da velocidade vertical, sendo reduzida a aproximadamente 10%, do período anterior, além de uma redução da vorticidade média no período, com quase nenhum registro de picos mais intensos. Este padrão parece refletir uma situação de inibição de movimentos verticais na atmosfera (regime de calmaria), provocando uma redução da amplitude da vorticidade, ocorrência de pulsos de baroclinicidade de intensidade reduzida, e estabilidade na camada de mistura oceânica. Calculando a pressão reduzida ao nível do mar média no período anterior ao dia 11 de agosto, 2 a 11 de agosto, encontra-se o valor de 1013,0 hPa, próximo ao nível de referência para uma atmosfera padrão, que é de 1013,25 hPa, enquanto calculando o mesmo parâmetro para o período de 11 a 19 de agosto, o valor encontrado é de 1017,7 hPa, corroborando a idéia de que houve, neste período, uma situação de inibição de movimentos verticais, associada a ocorrência de anti-ciclones (alta pressão atmosférica), que embora não sejam freqüentes nesta latitude, não são raros de ocorrer, reforçando também a idéia de que efeitos remotos causam impactos na obtenção de uma análise quantitativa do mecanismo.

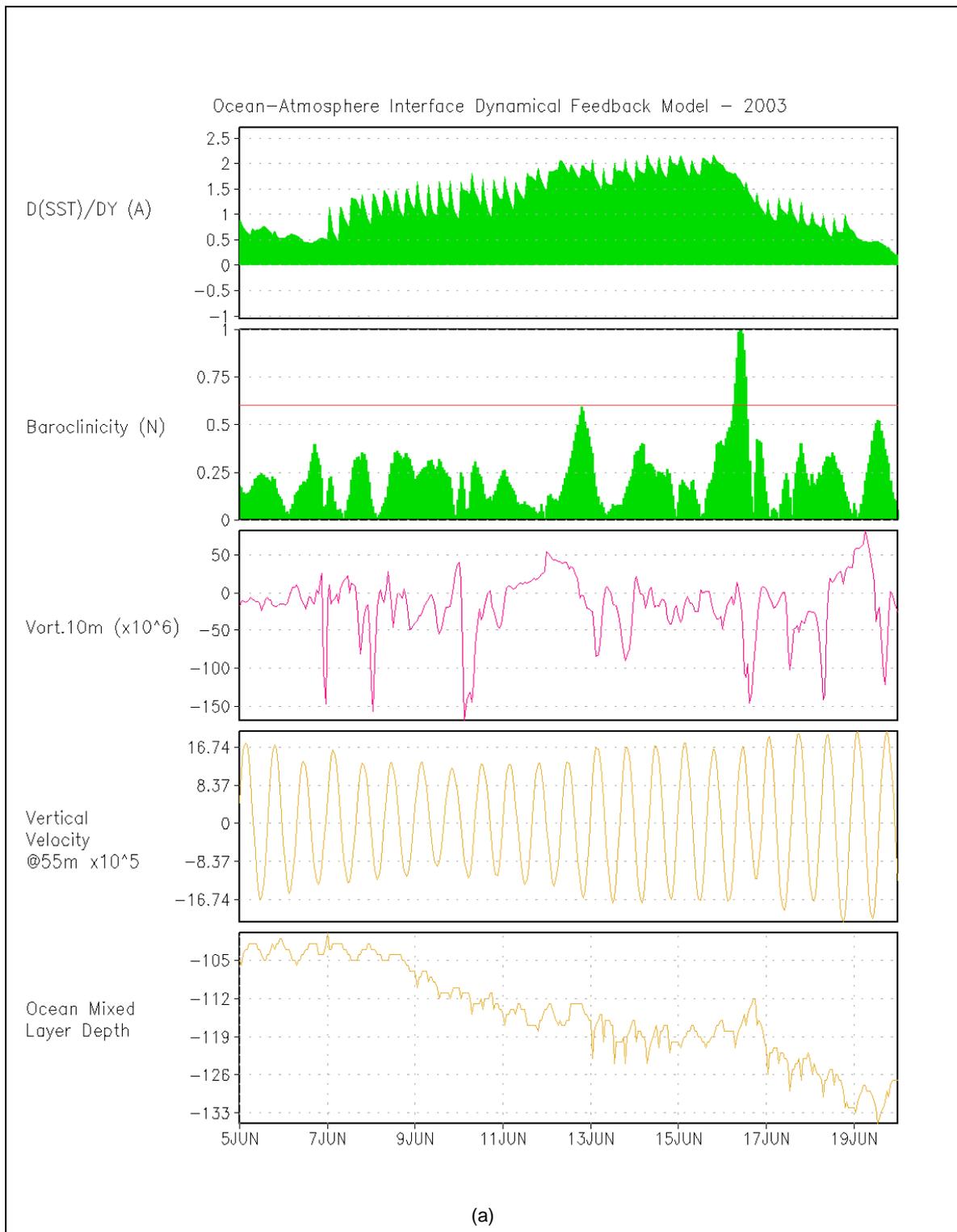


Figura 28 - Série temporal da anomalia do gradiente latitudinal de TSM (primeira – de cima para baixo), vetor baroclínico (segunda), vorticidade à 10m (terceira), velocidade vertical no oceano, a 55 m de profundidade (quarta), e profundidade da camada de mistura oceânica (última), extraída do ponto 48°52'30"S e 39°52' 30"W, próximo ao centro do núcleo leste. Período de 5 a 20 de junho de 2003.

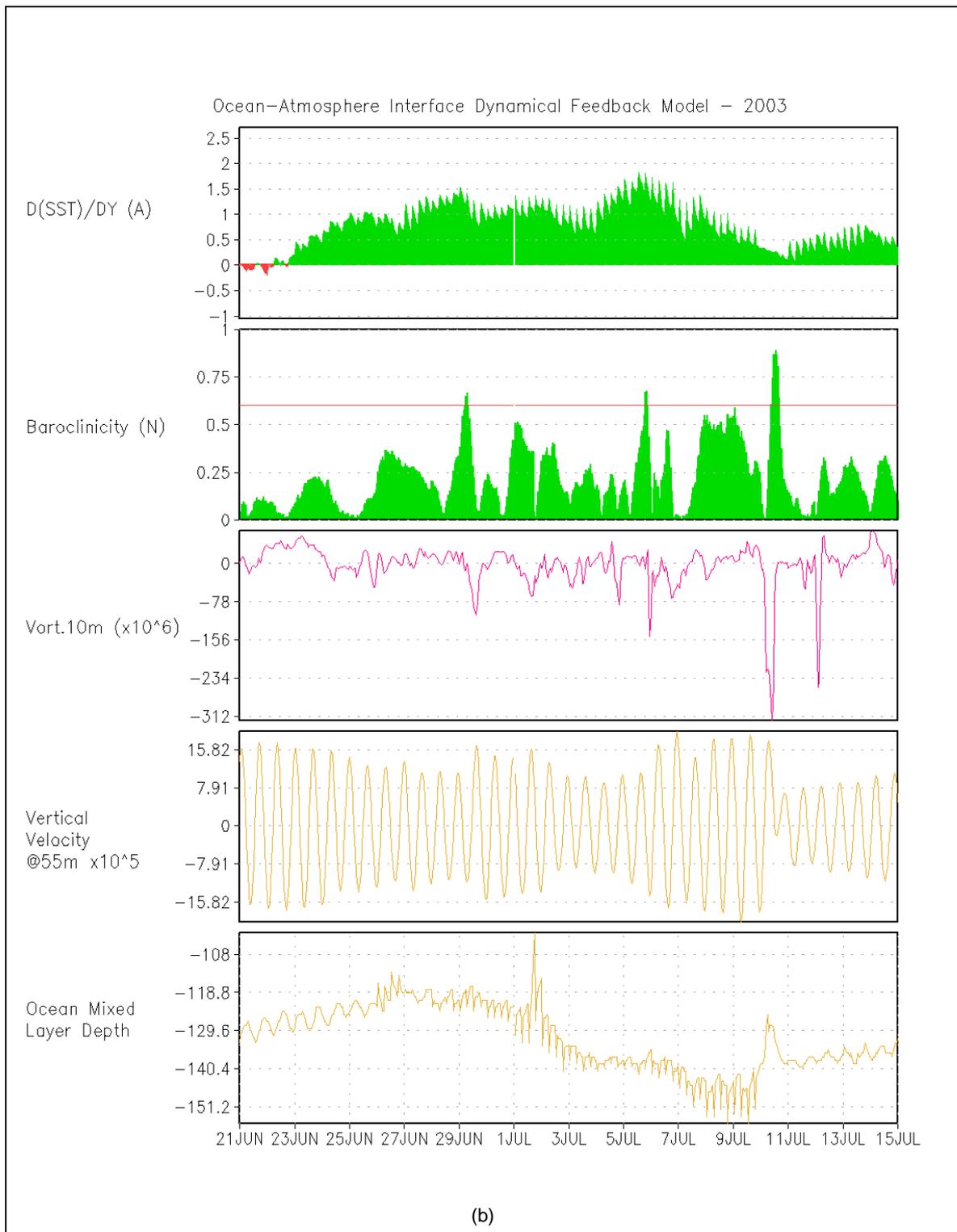


Figura 29 - Série temporal da anomalia do gradiente latitudinal de TSM (primeira – de cima para baixo), vetor baroclínico (segunda), vorticidade à 10m (terceira), velocidade vertical no oceano, a 55 m de profundidade (quarta), e profundidade da camada de mistura oceânica (última), extraída do ponto 48°52'30"S e 39°52' 30"W, próximo ao centro do núcleo leste. Período de 21 de junho a 15 de julho de 2003.

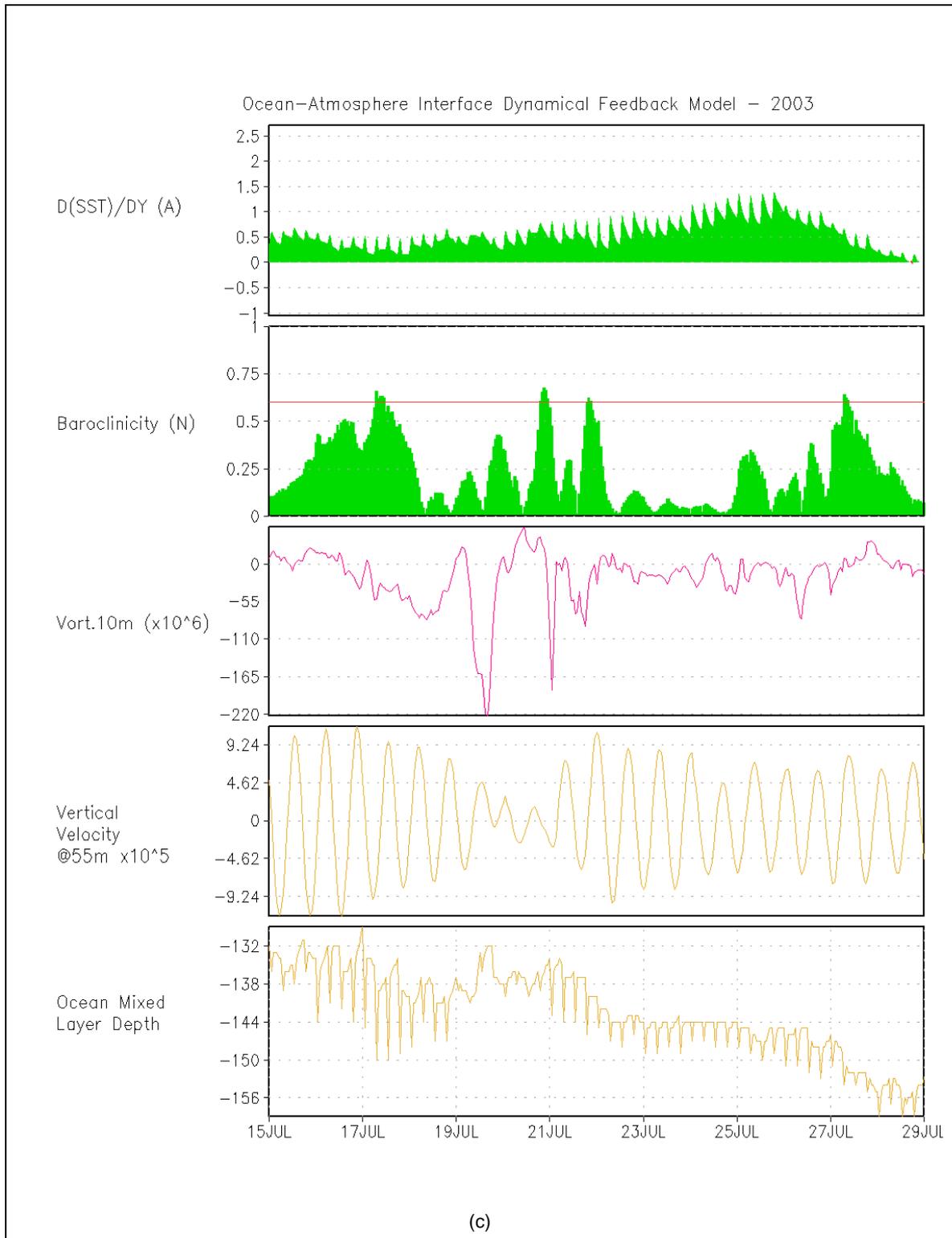


Figura 30 - Série temporal da anomalia do gradiente latitudinal de TSM (primeira – de cima para baixo), vetor baroclínico (segunda), vorticidade à 10m (terceira), velocidade vertical no oceano, a 55 m de profundidade (quarta), e profundidade da camada de mistura oceânica (última), extraída do ponto 48°52'30"S e 39°52' 30"W, próximo ao centro do núcleo leste. Período de 15 a 29 de julho de 2003.

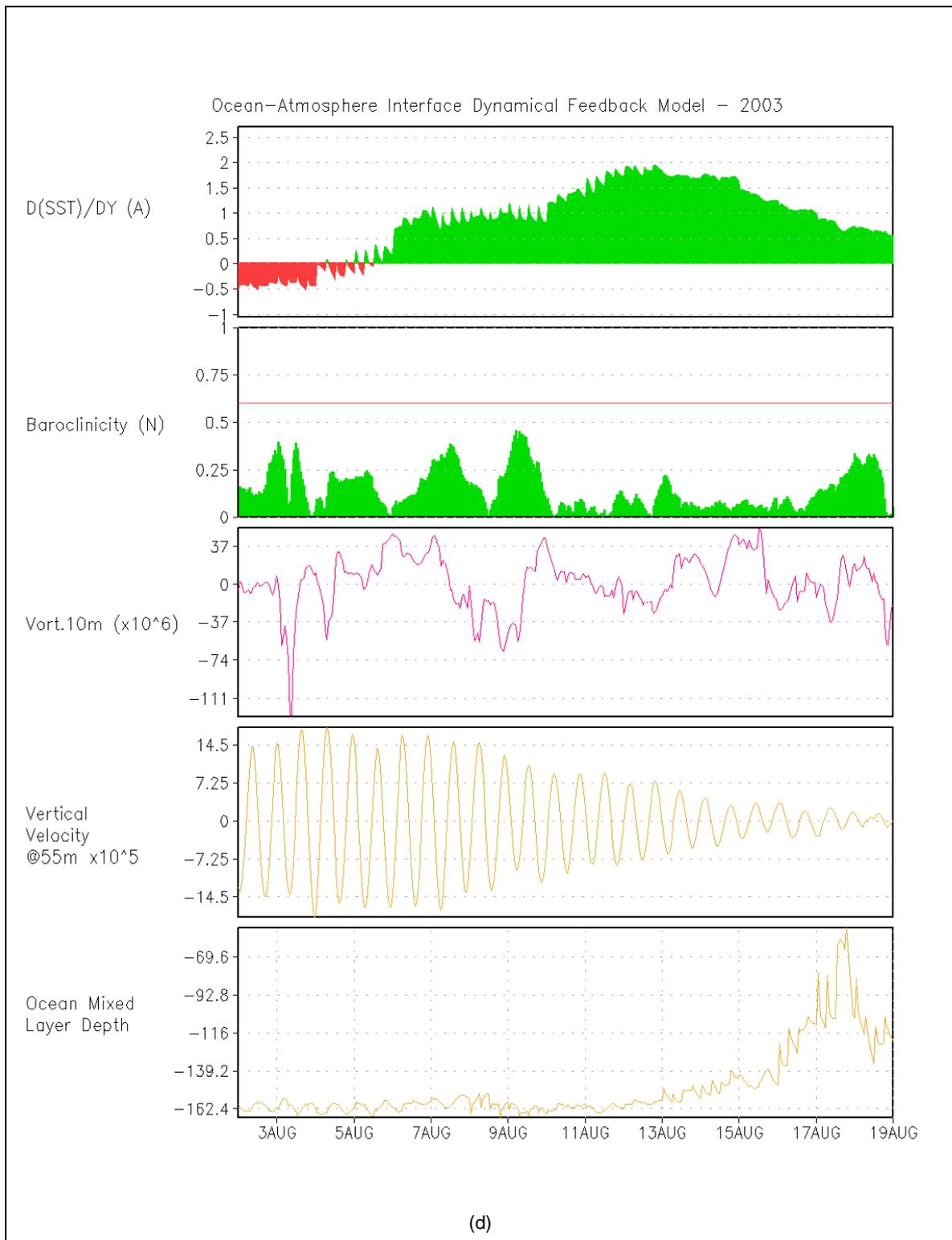


Figura 31 - Série temporal da anomalia do gradiente latitudinal de TSM (primeira – de cima para baixo), vetor baroclínico (segunda), vorticidade à 10m (terceira), velocidade vertical no oceano, a 55 m de profundidade (quarta), e profundidade da camada de mistura oceânica (última), extraída do ponto 48°52'30"S e 39°52' 30"W, próximo ao centro do núcleo leste. Período de 2 a 19 de agosto de 2003.

O uso do parâmetro de advecção surge como uma possibilidade para avaliar o caráter local, ou não, das forçantes. Peña et al. (2003) aplicaram uma regra dinâmica simples para determinar a direção dominante da forçante em anomalias locais, calculadas com as reanálises do NCEP/NCAR (Kalnay et. al, 1996). A regra aplicada leva em consideração a relação de fase entre as anomalias de vorticidade em baixos níveis e a anomalia de TSM. Quando a atmosfera força o oceano, existe um consenso com a relação de fase entre a atmosfera quase-estacionária e as anomalias de TSM extratropicais. Esta relação é caracterizada, segundo os autores, pela anomalia de vorticidade ciclônica sobre uma anomalia de TSM negativa, ou uma anomalia de vorticidade anti-ciclônica sobre uma anomalia de TSM positiva.

A interpretação dinâmica dos autores, para os casos de não advecção, é de que quando a anomalia de vorticidade ciclônica ocorre, a atmosfera gira mais rápido do que o oceano, e com isso ocorre o efeito de ressurgência, pelo efeito de transporte de Ekman e o conseqüente surgimento de temperaturas mais frias no oceano. Quando o oceano força a atmosfera, anomalias positivas elevadas de TSM induzem movimento vertical e a vorticidade ciclônica de baixos níveis e, quando advectadas, surgem inclinações na direção oeste. Isto os levou a crer que mecanismos desta magnitude podem estar sendo inibidos quando ocorrem suavizações nos gradientes de TSM.

No entanto, para este trabalho, considera-se a detecção do mecanismo um indicativo de que a hipótese é válida, no entanto, ainda serão necessárias avaliações quantitativas para estabelecer situações e limites em que ocorre o mecanismo, bem como seus impactos na gênese de ciclones extratropicais.

6 CONCLUSÕES

Foram revisados diversos estudos que apresentam, sobre diversos aspectos, que existem flutuações de meso e micro escala nos processos de interação oceano atmosfera que podem ser estudados de maneira mais adequada quando utilizados modelos acoplados, e que observações simultâneas com freqüência altas de amostragem são fundamentais para capturar estes processos.

Foi evidenciado também que estes processos podem impactar na circulação local na atmosfera, com conseqüências nos processos advectivos, e que existem relações diretas com os processos de formação e sustentação, associados a ciclones tropicais e extratropicais.

A teoria do vento térmico foi apresentada, com base nas leituras de Holton (1992), para demonstrar o elo existente entre o gradiente latitudinal da temperatura da superfície do mar e a baroclinia, bem como sua relação com a energia potencial, introduzindo também, o conceito por trás do vetor baroclínico. Sendo também apresentadas as definições e revisões bibliográficas sobre os três eixos que fundamentam a hipótese, sendo estes a instabilidade baroclínica, como mecanismo de conversão de energia potencial disponível para energia cinética, os diversos conceitos e métodos associados a estimativa da temperatura da superfície do mar, e os processos de interação oceano-atmosfera estudados, e suas escalas de ocorrência.

Com base nos objetivos propostos foi apresentada metodologia para determinação de regiões no Atlântico Sul, onde são verificadas a ocorrência de gradientes latitudinais da temperatura da superfície do mar, neste ponto, associando-se estas regiões a feições oceanográficas. Detectou-se duas outras regiões, que chamaram a atenção pela persistência dos gradientes, uma localizada na faixa de latitude de 48°S, se estendendo de 55°W a 35°W, aproximadamente, e outra a 45°S, se estendendo de 18°W a 0°. As duas regiões pareceram estar relacionadas ao posicionamento da Frente Subantártica, associada a Corrente Circumpolar Antártica, e possuem como característica uma elevada persistência dos gradientes de TSM, e pouca variação na intensidade ao longo dos meses, mantendo-se quase sempre acima de 90%.

Analisando os gradientes encontrados nas regiões, concluiu-se que a porção oeste, da região, que foi definida como núcleo leste, e influenciada pelo posicionamento da Frente Subantártica, detinha as premissas necessárias para avaliação do mecanismo de intensificação da baroclinia na atmosfera.

Foi realizada uma análise de escala na equação da vorticidade, de onde se concluiu que o vetor baroclínico, ou termo solenoidal, passa a ter ordem de grandeza considerável em situações de proximidades de ciclones, ou frentes frias, corroborando sua importância no mecanismo.

Foram analisados dados históricos de bases de informações atmosféricas e oceânicas, em períodos de intensas anomalias do gradiente latitudinal da temperatura da superfície do mar, em busca de evidências que corroborassem a existência do mecanismo proposto aqui como hipótese. Concluiu-se que havia indícios da existência do mecanismo, mas o ciclo completo não poderia ser avaliado, uma vez que a resposta do oceano sobre a atmosfera não poderia ser obtida sem o uso de modelos acoplados.

Foram utilizados os resultados do projeto Coupled Forecast System Reanalysis (CFSR) para avaliar a existência do mecanismo de intensificação da baroclinia atmosférica, em função dos gradientes de temperatura da superfície do mar, por serem estes resultados obtidos a partir de modelos acoplados, com troca de informações bidirecionais, entre os sistemas climáticos, permitindo assim avaliar a resposta do oceano as forçantes atmosféricas.

Encontraram-se evidências, através da análise da profundidade da camada de mistura oceânica, da existência do mecanismo de intensificação da baroclinia atmosférica, e que esta ocorria quando surgia a anomalia positiva do gradiente latitudinal de TSM na região.

Foi verificada também, a ocorrência de um aumento da baroclinia próximo a superfície, após a formação de anomalias positivas de TSM, sendo também notado o aumento da vorticidade (negativa), e em função do aprofundamento da camada da mistura, donde se concluiu que este efeito era decorrente do processo de bombeamento de águas mais profundas (frias) para a superfície (bombeamento de Ekman), uma vez que houve, em todos os casos, um aumento da anomalia, bem como do gradiente de TSM.

Não foi possível observar relações quantitativas entre os parâmetros analisados por acreditar que para tal, deveriam ser aplicados métodos que separassem a parte local da remota, nas forçantes atmosféricas. No entanto, a ausência destas relações não trouxe prejuízo a hipótese.

Sugere-se como trabalhos futuros, a investigação de métodos que permitam isolar estes efeitos, bem como buscar quantificar e estabelecer relações quantitativas, entre os parâmetros que fecham o ciclo do mecanismo proposto.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDREAS, E.L., PERSSON, P.OLA G., HARE, J.E., 2008, "A bulk turbulent air-sea flux algorithm for high-wind, Spray condicions", *Journal of Physical Oceanography*, v. 38, n 7, pp. 1581-1596.
- ARYA, S. P. S. e WYNGAARD, J. C., 1975, "Effect of Baroclinicity on Wind Profiles and the Geostrophic Drag Law for the Convective Planetary Boundary Layer", *Journal of Atmospheric Sciences*, v.32-4, pp. 767-778
- BENOIT, R., DESGANÉ, M., PELLERIN, P., PELLERIN, S., CHARTIER, Y., DESJARDINS, S., 1997, "The Canadian MC2: A semi-Lagrangian, semi-implicit wideband atmospheric model suited for finescale process studies and simulation", *Monthly Weather Review*, v.125, pp. 2382-2415.
- BLUMBERG, A.F., MELLOR, G.L., 1983, "Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight", *Journal of Geophysical Research*, v. 88, pp. 4579-4592.
- BLUMBERG, A. F., MELLOR, G. L., 1987a, *A description of a 3-dimensional coastal ocean circulation model*, in *3-dim coastal ocean models*. In: Heaps, N.S. (Ed.), Coastal and Estuarine Science, V. 4, pp. 1-16, American Geophysical Union.
- BLUMBERG, A.F., MELLOR, G.L., 1987b, *A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model*. In: Three-Dimensional Coastal Ocean Models, edited by N. Heaps, American Geophysical Union.
- BJERKNES, J., 1919, "On the Structure of Moving Cyclones", *Monthly Weather Review*, v.47, pp. 95–99.
- BJERKNES, J., 1919, "On the Structure of Moving Cyclones", *Monthly Weather Review*, v.47, pp. 95–99.
- BJERKNES, J. e HOLMBOE, J., 1944, "On the Theory of Cyclones", *Journal of Atmospheric Sciences*, v.1:1, pp.1-22.
- BJERKNES, J. e SOLBERG, H., 1922, "The Life Cycle of Cyclones and the Polar Front Theory of Atmospheric Circulation", *Monthly Weather Review*, v.1, pp.468-473.
- BUZZI, A., FANTINI, M., MALGUZZI, P. e NEROZZI, F., 1994, "Validation of a limited area model in cases of Mediterranean cyclogenesis: surface fields and precipitation scores", *Meteorol. Atmos. Phys.*, v.53, pp. 137-153.
- BYE, J. A. T., 1996, "Coupling ocean-atmosphere models", *Earth-Science Reviews*, v.40, pp. 149-162.
- CARDOSO, A. O., SILVA DIAS, P. L. e CHAMORRO, L., 2004, "O Uso de TSM e Vazão como Preditores de Vazão no rio Paraná", Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, Brasil, 15 pp.

- CHARNEY, J., 1947, "The Dynamics of Long Waves in a Baroclinic Westerly Current", *Journal of Meteorology*, v.4:5, pp. 135-162.
- CHARNEY, J. G. e STERN, M. E., 1962, "On the Stability of Internal Baroclinic Jets in a Rotating Atmosphere", *Journal of Atmospheric Sciences*, v.19:2, pp.159-172
- CHARNOCK, H., 1955, "Wind stress on a water surface", *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v.81, pp. 639-640.
- CHEN, S. S., ZHAO, W., TENERELLI, J. E., EVANS, R. H., HALLIWELL, V., 2001, "Impact of the AVHRR Pathfinder Sea Surface Temperature on Atmospheric Forcing in the Japan/East Sea", *Geophysical Research Letters*, v. 28(24), pp. 4539-4542.
- COHEN-SOLAL, E. S., PGLECKLER, P. J., WEHNER, M. F., SANTER, B. D., TAYLOR, K. E., e DOUTRIAUX, C., 1998, *Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison*. In: Report No 46. UCRL-JC-131633, University of California, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore CA 94550.
- COSTA, A. A., COTTON, W. R., 1998a, "Simulações de interação atmosfera no pacífico oeste por um modelo acoplado. Parte I - Descrição do modelo e comparação com observações", *Cong. Bras. Meteorologia*, 2555-61, Brasília.
- COSTA, A. A., COTTON, W. R., 1998b, "Simulações de interação atmosfera no pacífico oeste por um modelo acoplado. Parte II - Propriedades de anomalias de salinidade", *Cong. Bras. Meteorologia*, Brasília.
- DA SILVA, R. M., 2005, "Acoplamento dos modelos de área limitada de atmosfera (MM5) e oceano (POM) e sua aplicação ao trecho sudoeste da Bacia do Atlântico Sul", Tese de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil.
- DESER, C., TIMLIN, M. S., 1997, "Atmosphere-Ocean Interaction on Weekly Timescales in the North Atlantic and Pacific", *Journal of Climate*, v.10, pp. 393-408.
- DICKINSON, R. E., 1981, "Convergence Rate and Instability of Ocean-Atmosphere Coupling Schemes with Zero-Dimensional Climate Model", *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.38, pp. 2112-2120.
- DICKINSON, R. E., 2000, "How coupling of the atmosphere to ocean and lands helps determine the timescales of interannual variability of climate", *Journal of Geophysical Research*, v.105, n. D15 (Aug), pp. 20115-20119
- DOURADO, M., 2002, "Modelagem Unidimensional da Camada Limite Oceânica durante PIRATA", *Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz de Iguaçu-PR*, pp. 1657-1669.
- DOURADO, M., CANIAUX, G., 2004, "One-dimensional modeling of the oceanic boundary layer using PIRATA data at 10°S, 10°W", *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.19, n.2, pp.217-4.

- DOYLE, J.D., 2002, "Coupled Atmosphere-Ocean Wave Simulations under High Wind Conditions", *Monthly Weather Review*, v.130, pp. 3087-3099.
- DOTY, B.E., e KINTER III, J.L., 1995, "Geophysical Data Analysis and Visualization using GrADS", *Visualization Techniques in Space and Atmospheric Sciences*, eds. E.P. Szuszczewicz and J.H. Bredekamp. (NASA, Washington, D.C.), 209-219.
- EADY, E., 1949, "Long waves and cyclone waves", *Tellus*, v.1, pp. 33–52.
- EMANUEL, K. A., 1986, "An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady state maintenance", *Journal of Atmospheric Science*, 43, 585-604.
- EMERY, W. J., CASTRO, S., WICK, G. A., SCHLUESSEL, P., e DONLON, C., 2001, "Estimating Sea Surface Temperature from Infrared Satellite and In Situ Temperature Data", *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.82, n.12, pp. 2273-2785
- FERREIRA, C. C., 1989, "Ciclogêneses e ciclones extratropicais na região sul – sudeste do Brasil e suas influências no tempo", Tese de mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Brasil.
- FRAGOSO, M. R., 2004, "Um Modelo Numérico da Circulação Oceânica para as Bacias Leste e Sudeste do Brasil". Tese de Doutorado, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 173 pp.
- FRAGOSO, M. R. ; TORRES JR, A. R. ; DA SILVA, R. M. ; FRANCA, G. B. ; LANDAU, L., 2003, "Enhanced methodology for using GOES/SST as boundary condition is South Atlantic atmospheric modeling". In: *SPIE 10th International Symposium Remote Sensing*, International Symposium Remote Sensing Proceedings, Barcelona, Espanha.
- GAUTIER, C., PETERSON, P., JONES, C., 1998, "Variability of Air–Sea Interactions over the Indian Ocean Derived from Satellite Observations", *Journal of Climate*, 11, 1859–1873.
- GEMMILL, W., KATZ, B., e LI, X., 2007, "Daily Real-Time, Global Sea Surface Temperature – High-Resolution Analysis:RTG_SST_HR", *Camp Springs, MD. National Centers for Environmental Prediction – NCEP*, (Office Note), 39 pp.
- GRIFFIES, S.M., E M.J. HARRISON, R.C. PACNOWSKY. A. ROSATI., 2004, "A Technical Guide to MOM4. GFDL Ocean Group Technical Report No. 5", NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory.
- GUSTAFSSON, NILS, NYBERG, LEIF, OMSTEDT E ANDERS, 1998, "Coupling of a High-Resolution Atmospheric Model and an Ocean Model for the Baltic Sea", *Monthly Weather Review*, v.126, 11, 2822-2846.
- HODUR, R. M., 1997, "The Naval Research Laboratory's Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System (COAMPS)", *Monthly Weather Review*, v.125, pp. 1414-1430.

- HOLTON, J. R., 1992, "An Introduction to Dynamic Meteorology", *Academic Press*, San Diego, California, 511 pp.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREDELL, M., SAHA, S., WHITE, G., WOLLEN, J., ZHU, Y., LETMAN, A., REYNOLDS, R., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., HIGGINS, W., JANOWIAK, J., MOO, K.C., ROPELEWSKI, C., WANG, J., JENNE, R. e JOSEPF, D., 1996, "The NCEP/NCAR 40-YEAR Reanalysis Project". *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.77, pp. 437–471.
- KANAMITSU, M., ALPERT, J. C., CAMPANA, K. A., CAPLAN, P. M., DEAVEN, D. G., IREDELL, M., KATZ, B., PAN, H.-L., SELA, J., WHITE, G. H., 1991, "Recent Changes Implemented into the Global Forecast System at NMC", *Weather and Forecasting*, v.6, pp. 425-435.
- KATSAROS, K. B., A. V. SOLOVIEV, A. V., 2004, "Vanishing horizontal Sea Surface Temperature Gradients at Low Wind Speeds", *Boundary-Layer Meteorology*, v.112, pp. 381–396.
- KOUSKY, V.E., KAGANO, M.T., CAVALCANTE, I.F.A., 1984, "A review of the southern oscillation oceanic atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies", *Tellus*, 36A, pp. 490-504.
- KRAUS, E. B., 1972, "Atmosphere-ocean interaction", *Oxford Univ. Press.*, Londres, 275 pp.
- JONES, C., WALISER, D. E., GAUTIER, C., 1998, "The Influence of the Madden–Julian Oscillation on Ocean Surface Heat Fluxes and Sea Surface Temperature", *J. Climate*, v.11, pp. 1057-1071
- LESIEUR M., M'ETAIS O. e GARNIER E., 2000, Baroclinic Instability and Severe Storms, *Journal of Turbulence*, v.2, 14 pp.
- LI, Y., XUE, H. e BANE, J. M., 2002, "Air-sea interactions during the passage of a winter storm over the Gulf Stream: A three-dimensional coupled atmosphere-ocean model study", *Journal of Geophysical Research*, v.107, pp 1-13.
- LIONELO, P., MARTUCCI, G., ZAMPIERI, M., 2003, "Implementation of a coupled atmosphere-wave-ocean model in the mediterranean sea: sensitivity of the short time scale evolution to the air-sea coupling mechanisms", *The Global Atmosphere and Ocean System*, v.9, n.1-2, pp. 65-95.
- MADDEN, R. A., JULIAN, P. R., 1971, "Description of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific", *J. Atmos. Sci*, v.28, pp. 702-708.
- MADDEN, R. A., JULIAN, P. R., 1994, "Observation of a 40-50 day tropical oscillation – A Review", *Monthly Weather Review*, v.122, pp. 814-835.
- MAHRT, L., VICKERS, D., MOORE, E., 2004, "Flow adjustments across sea-surface temperature changes", *Boundary-Layer Meteorology*, v.111, pp. 553–564.

- MASCARENHAS Jr, A.S., MIRANDA, L.B., ROCK, N.J., 1971, "A Study of the Oceanographic Conditions in the Region of Cabo Frio". In: *Fertility of The Sea*, pp. 285-308, New York.
- MURRAY, R. J., e I. SIMMONDS, 1991, "A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: Development and operational of the scheme", *Aust. Metero. Mag.*, 39, 167-180
- NAKAMURA, H., 1992, "Midwinter Suppression of Baroclinic Wave Activity in the Pacific", *Journal of the atmospheric sciences*, v.49-17, pp. 1629-1642.
- PALMEIRA, R., 2003, "Climatologia de Ciclones Extratropicais na Região da América do Sul", Monografia, Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil, 39 pp.
- PEZZI, L. P., SOUZA, R. B., DOURADO, M. S., GARCIA, C. A. E., MATA, M. M. e SILVA-DIAS, M. A. F., 2005, "Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region", *Geophysical Research Letters*, v.32, L22603, pp. 1-4.
- PEDLOSKY, J., 1965, "A Study of the Time Dependent Ocean Circulation", *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 22:3, pp.267-272
- PERRY, A. H. e WALKER, J. M., 1977, "The Ocean-Atmosphere System", *Longman Inc.*, New York, 160 pp.
- PETTERSEN, S., SMEBYE, S. 1971, "On the development of extratropical cyclones" *Quart. J. R. Met. Soc.*, 97, 457-482, 1971.
- PETERSON, R G. E STRAMMA, L., 1991, "Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean", *Progr. Oceanogr.*, 26(1), pp. 1-73.
- PIERREHUMBER, R. T., E SWANSON, K. L., 1995, "Baroclinic Instability", *Annual Reviews Fluid Mechanics*, v.27, pp. 419-466.
- PIELKE, R. A., COTTON, W. R., WALKO, R. L., TREMBACK, C. J., LYONS, W. A., GRASSO, L. D., NICHOLLS, M. E., MORAN, M. D., WESLEY, D. A., LEE, T. J., COPELAND, J. H., 1992, "A comprehensive meteorological modeling system – RAMS", *Meteorology and Atmospheric Physics*, v.49, pp. 69-91.
- POSSELT, D. J., STEPHENS, G. L., MILLER, M., 2008, "Adding a new dimension to a classical view of extratropical cyclones", *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.89, n.5, pp. 599-610.
- REN, X., PERRIE, W., LONG, Z., GYAKUM, J., 2004, "Atmosphere-Ocean Coupled dynamics of Cyclones in the Midlatitudes", *Monthly Weather Review*, v.132, pp. 2432-2451.
- REYNOLDS, R. W., 1988, "A Real-Time Global Sea Surface Temperature Analysis", *Journal of Climate*, v.1, pp. 75-86.

- REYNOLDS, R. W., e SMITH, T. M., 1995, "A high resolution global sea surface temperature climatology", *Journal of Climate*, 8, 1571-1583.
- REYNOLDS, R. W., RAYNER, N. A., SMITH, T. M., STOKES, D. C., e WANG, W., 2002, "An improved in situ and satellite SST analysis", *Journal Climate*, 15, 1609–1625.
- REYNOLDS, R. W., SMITH, T. M., LIU, C., CHELTON, D. B., CASEY, K. S., e SCHLAX, M. G., 2007, "Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature", *Journal Climate*, 16, 1495-1510.
- SANDERS, F. e HOFFMAN, E., 2002, "A Climatology of Surface Baroclinic Zones". *Weather and Forecasting*, v.17-4, pp. 774-782.
- SAHA, S., NADIGA, S., THIAW, C., WANG, J., WANG, W., ZHANG, Q., VAN DEN DOOL, H. M., PAN, H.-L., MOORTHI, S., BEHRINGER, D., STOKES, D., PEÑA, M., LORD, S., WHITE, G., EBISUZAKI, W., PENG, P., e XIE, P., 2006, "The NCEP Climate Forecast System", *Bulletin of American Meteorological Society*, v. 19, pp. 3483-3517.
- SAHA, S., MOORTHI, S., PAN, H., WU, X., WANG, J., NADIGA, S., TRIPP, P., KISTLER, R., WOOLL EN, J., BEHRINGER, D., LIU, H., STOKES, D., GRUMBINE, R., GAYNO, G., WANG, J., HOU, Y., CHUANG, H., JUANG, H., SELA, J., IREDELL, M., TREADON, R., KLEIST, D., DELS, P., KEYSER, D., DERBER, J., EK, M., MENG, J., WEI, H., YANG, R., LORD, S., VAN DEN DOOL, H., KUMAR, A., WANG, W., LONG, C., IAH, M., XUE, Y., HUANG, B., SCHEMM, J., EBISUZAKI, W., LIN, R., XIE, P., CHEN, M., ZHOU, S., HIGGINS, W., ZOU, C., LIU, Q., CHEN, Y., HAN, Y., CUCURULL, L., REYNOLDS, R., RUTLEDGE, G. e GOLDBERG, M., 2010, "The NCEP Climate Forecast System Reanalysis", *Bulletin of American Meteorological Society*, v. 2, pp. 1015-1057.
- SEO, H., MURTUGUDDE, R., JOCHUM, M. e MILLER, A. J., 2008, "Modeling of Mesoscale Coupled Ocean-atmosphere Interaction and its Feedback to Ocean in the Western Arabia Sea", *Ocean Modelling*, v.25, pp. 120-131
- SMALL, R.J., deSZOEKE, S.P., XIE, S.P., O'NEILL, L., SEO, H., SONG, Q., CORNILLON, P., SPALL, M. e MINOBE, S., 2008, "Air–sea interaction over ocean fronts and eddies", *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v.45-3:4, pp. 274-319.
- SMITH, T. M., e R. W. REYNOLDS, 1998, "A high-resolution globalsea surface temperature climatology for the 1961–90 base period", *Journal of Climate*, 11, 3320–3323.
- SMITH, T. M. e REYNOLDS, R. W., 2003, "Extended Reconstruction of Global Sea Surface Temperatures Based on COADS Data (1854-1997)", *Journal of Climate*, 16, 1495-1510.
- SIMMONDS, I., e KEAY, K., 2000, "Mean Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEP–NCAR Reanalysis", *Journal of Climate*, 13, 873–885.
- STONE, P. H., 1978, "Baroclinic Adjustment", *Journal of Atmospheric Sciences*, v.35:4, pp.561-571

- STUART, J., RINTOUL, S.R., 1998, "Meteorological Monographs", *American meteorological Society*, v.27, n.49.
- SURA, P., SARDESHMUKH., P.D., 2008, "A global view of non-gaussian SST variability", *Journal of Physical Oceanography*, v.38, n3, pp. 639-647.
- TEIXEIRA, F.V.B., TANAJURA, C.A.S., TOLEDO, E., 2002, "An investigation of the SACZ with extended simulation of the atmospheric model RAMS", *Revista Brasileira de Meteorologia, Brasil*, v.17, n.1, pp. 83-92.
- TORRES Jr, A. R., 1995, "Resposta da Ressurgência Costeira de Cabo Frio a Forçantes Locais", Tese de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil.
- XUE, M., DROEGEMEIER., K. K., WANG, V., SHAPIRO, A., BREWSTER, K., 1995, *Advanced Regional Prediction System User's Guide*. University of Oklahoma.
- XUE, H., BANE Jr., J. M., 1997, "A numerical investigation of the Gulf Stream and its meanders in response to cold air outbreaks", *J. Phys. Oceanogr.*, v.27, pp. 2606-2629.
- XUE, H., YONGPING Li, BANE Jr, 2000, "Air-sea interactions during the passage of a winter storm over the Gulf Stream: A three-dimensional coupled atmosphere-ocean model study" *Journal of Geophysical Research*, v.107, n. C11.
- WEBSTER, P.J., 1994, "The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions", *Reviews of Geophysics*, v.32 (4), pp. 427-476.
- WELLER, R. A., BRADLEY, F., LUKAS, R., 2004, "The Interface or Air-Sea Flux Component of the TOGA Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment and Its Impact on Subsequent Air-Sea Interaction Studies", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 21, pp. 223-257.
- WIIN-NIELSEN, A., 1967, "On baroclinic instability as a function of the vertical profile of the zonal wind", *Monthly Weather Review*, pp. 733-739.
- WOOLNOUGH, S.J., SLINGO, J. M., HOSKINS, B. J., 1999, "The relationship between Convection and Sea Surface Temperature on Intrasazonal Timescales", *Journal of Climate*, v.13, pp. 2086-2104.
- ZHANG, Y., PERRIE, W., 2001, "Feedback Mechanisms for the Atmosphere and Ocean Surface", *Boundary Layer Meteorology*, v. 100, pp. 321-348.