Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

Laís Tabosa Machado

A Dinâmica de Resposta dos Furacões do Oceano Atlântico Tropical Norte sobre a Atmosfera da América do Sul

São Paulo
2019

Laís Tabosa Machado

A Dinâmica de Resposta dos Furacões do Oceano Atlântico Tropical Norte sobre a Atmosfera da América do Sul

Dissertação apresentada no Programa de Pós-Graduação do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como forma de requisito parcial para obtenção do título de mestre. **Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.**

Área de Concentração: Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Tércio Ambrizzi

São Paulo

2019

Aos meus pais Celma e Lupercio e a todas as pessoas que dedicam ao estudo de ciclones tropicais.

Agradecimentos

- Primeiramente a Deus que me proporcionou saúde, força e paciência durante toda a minha jornada acadêmica;
- Aos meus pais Celma e Lupercio pelo amor, incentivo e compreensão durante a busca dos meus sonhos;
- Aos meus demais familiares que sempre estiveram ao meu lado;
- Ao professor Dr. Tércio Ambrizzi que embarcou no tema de mestrado por mim proposto, além de todo o apoio, conversas e oportunidades ao longo do mestrado;
- Ao professor Dr. Pedro Leite da Silva Dias por todas as nossas conversas, conselhos e incentivo à procura de novos desafios;
- Ao professor Dr. Nicholas Hall da Universidade de Toulouse que esteve em São Paulo no primeiro semestre de 2017 e me auxiliou a implementar e modificar os códigos do modelo *GCM DREAM* para atender a demanda da minha pesquisa;
- Aos professores do IAG/USP em especial professor Dr. Carlos Raupp que me ajudou em momentos de dúvidas;
- À professora Dr.ª Rosmeri Porfírio da Rocha do IAG/USP e ao professor Dr. Luiz Fellipe Gozzo da UNESP/Bauru que participaram como membros da minha banca de qualificação de mestrado;
- À André Seiji Wakate Teruya que me ajudou na implementação e entendimento do programa *Modes*;
- À José Leandro Campos que me auxiliou nos momentos iniciais com o modelo *GCM DREAM;*
- À Lívia Dutra a quem dividi sala em boa parte do mestrado pela amizade, boa convivência e incentivo;
- Aos meus colegas de mestrado, em especial, Camila, Pedro, Isabela, Decker, Enzo e Victoria pelos bons momentos e amizade;
- Aos meus amigos Lucas, Martin, Wesley, Carolina, Thais, Israel, Pedro, Estevão, Caio e Igor pelas risadas e a amizade de sempre;
- Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) que me concedeu bolsa de mestrado nos primeiros meses;
- À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) que me concedeu bolsa no decorrer no mestrado e financiou a minha participação no

AGU FALL MEETING 2018 que foi realizada em Washington, Estados Unidos entre os dias 10-14/12/2018.

"A mente que se abre a uma nova ideia,

jamais retornará ao seu estado original"

Albert Einstein

Resumo

A pesquisa teve como objetivo central investigar se os furacões do Oceano Atlântico Tropical Norte são capazes de influenciar a América do Sul (AS), principalmente no que se refere aos padrões de precipitação e circulação atmosférica. No entanto, como os furacões possuem uma gama de variedades de trajetórias, gêneses e decaimento, a pesquisa se restringiu apenas a avaliação dos furacões que poderiam causar maiores impactos na atmosfera da AS, sobretudo no norte do continente. Nesse sentido duas hipóteses foram estabelecidas concernente a trajetória e intensidades dos furacões. Para a trajetória a hipótese era de que quanto mais próximo da AS os furacões transitassem maior seria seu grau de interação com o continente ao passo que os furacões que atingissem a categoria 5 na escala de intensidade Saffir-Simpson também poderiam exercer maiores influências. Assim, através desses critérios, 6 furacões foram selecionados entre os anos de 1988-2017 e estes foram avaliados com base nos dados do *CHIRPS* e da reanálise *ERA Interim*, além de simulações numéricas com o modelo dinâmico *GCM DREAM*. Os resultados mostraram que, de fato, os furacões conseguiam impactar a atmosfera da AS uma vez que nos baixos níveis da troposfera foram observados modificações nos alísios, interferência na posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e influência na nebulosidade, pressão, temperatura e umidade do norte da AS. Além disso, foram constatadas interações entre os furacões e a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), onde essa última canalizava parte dos seus escoamentos para os furacões que, por sua vez, se intensificavam. Já para os altos níveis da troposfera, foram observados o surgimento de um anticiclone no Noroeste (NO) da AS como resposta a existência dos furacões, sendo que após formado esse anticiclone sugere uma possível interação com os furacões uma vez que ele se deslocava segundo o movimento dos mesmos. Além dessas duas abordagens a pesquisa também se utilizou das Funções dos Modos Normais no sentido de reconstituir o campo de vento horizontal através da contribuição individual de cada onda atmosférica excitada a partir de um furacão. Nessa etapa escolheu-se um dos furacões selecionados e os resultados indicaram que as principais ondas envolvidas nas características observadas nos baixos níveis da troposfera como, por exemplo, ciclones ou sistemas frontais, vinham das ondas de Rossby e Gravidade-Inercial (GI). Já para os altos níveis as ondas atmosféricas envolvidas no processo de formação do anticiclone no NO da AS foram as ondas de Rossby, GI e as ondas Mistas de Rossby-Gravidade (MRG), sendo que essa última indicava justamente uma comunicação entre os dois hemisférios. No que se refere as ondas de Rossby elas se sobressaíram em todos nos níveis atmosféricos devido a relação delas com a geostrofia ao passo que as ondas GI ficaram restritas em mostrar apenas processos de divergência, logo elas foram úteis para identificar regiões ligadas a precipitação. Com relação aos resultados para os padrões de precipitação foram

observadas durante a passagem dos furacões anomalias positivas no norte da AS e anomalias negativas no Brasil Central, sendo que esse resultado foi interpretado como sendo um reflexo do aumento das concentrações de momento e umidade na região norte da AS por onde os furacões transitavam. Por fim, foi avaliado o caso do furacão Irma que teve uma trajetória distante da AS. Esse furacão foi avaliado no sentindo de testar as hipóteses feitas anteriormente e os resultados mostraram que esse furacão não conseguiu exercer impacto na atmosfera da AS. Desse modo, concluiu-se que os furacões do Oceano Atlântico conseguem impactar a atmosfera da AS como indicou os resultados, porém que isso só ocorrerá se eles descreverem uma trajetória muito próxima ao continente sul-americano.

Palavras-Chave: Furacões, padrões de circulação e precipitação, ondas atmosféricas, modelo *GCM DREAM*.

Abstract

The main objective of this research is to investigate whether hurricanes from the North Tropical Atlantic Ocean can influence the South American's atmosphere, especially in terms of circulation and precipitation patterns. However, since hurricanes have a great range of trajectories, genesis and decay this research only focused the study of hurricanes that may impact the South American, particularly in the northern continental region. In this sense, two hypotheses were established about the trajectory and intensities of hurricanes. For the trajectory, the hypothesis is that the closer the hurricanes pass by South America the greater would be their degree of interaction with the South American atmosphere variability. Also, the higher the Hurricanes classification, for instance, category 5 on the Saffir-Simpson Scale, the influence could be increased. Following this criteria 6 hurricanes were selected between the years 1988-2017 and they were evaluated based on *ERA Interim* reanalysis and *CHIRPS* data, as well as numerical simulations using the dynamic *GCM DREAM* model. The results showed that these hurricanes really impacted the atmosphere of the South America. At lower levels of the troposphere, the passage of hurricanes caused trade winds deformation, interference in the Intertropical Convergence Zone's (ITCZ) position, besides of the influence on the cloudiness, pressure, temperature and moist in the north of the continent. In addition, it was detected interactions between hurricanes and the South Atlantic Subtropical High (SASH), where the SASH sustained the wind flows towards the hurricanes, supporting their intensification. Regarding the results for the upper levels of the troposphere it was observed the development of an anticyclone in the Northwest of South America as a response to the hurricane presence. It was noticed that this anticyclone interacts with the hurricanes once it moves according to their movement. In addition to these two approaches, it was also used the Normal Mode Functions in order to reconstruct the horizontal wind field through the individual contribution of each atmospheric waves excited from a hurricane. One of the selected hurricanes was chosen and the results indicated the main waves related to the characteristics observed at lower levels of the troposphere are the Rossby and Gravity-Inertial (GI) waves. For the upper levels, the atmospheric waves related with the formation of the anticyclone in northwestern South America's were the Rossby, GI and the Mixed Rossby-Gravity (MRG) modes, where the MRG waves clearly show the interaction between the two hemispheres. The Rossby waves excelled at all atmospheric levels due to their relationship to the geostrophic approach, while the GI waves only showed divergence processes, being useful to identify regions linked to precipitation. The precipitation patterns during the hurricanes passage generates positive anomalies in the north of the South America and negative anomalies in central Brazil. This result was interpreted as an increase of momentum and moist concentrations in the South America's northern region due to the interaction with the hurricanes. As a case study the hurricane Irma was investigated. This hurricane was intense but its track was distant of the South

America being evaluated in the order to test the hypotheses previously assumed. The results indicated that the hurricane Irma did not have any impact in the South American's atmosphere, where not interations with SASH, temperature or moist were observed. In summary, it was observed that North Atlantic Ocean hurricanes can influence the South America's atmosphere when their trajectories are close to the South American continent.

Keywords: Hurricanes, precipitation and circulation patterns, atmospheric waves, *GCM DREAM* model

Lista de Figuras

Figura 1.1 - Classificação dos fenômenos meteorológicos segundo escalas temporais e espaciais. **Fonte:** Penn State Meteorology 26

Figura 1.2 - Estrutura clássica de um furacão. **Fonte:** Figura extraída de Grec Carbone, adaptada de Eric Stevens (1999).....28

Figura 1.3 – Formação e rastreamento médio dos ciclones tropicais. **Fonte:** NHC/NOAA.....30

Figura 1.4 - Exemplos de ciclones: **a)** Ciclone tropical Katrina (2005), **b)** Ciclone Subtropical Katie (2015) e **c)** Ciclone Extratropical sobre a América do Norte. **Fonte:** a) Global Policy Lab, b) Wikipedia e c) NASA.....31

Figura 1.5 - Diagrama de dispersão das ondas atmosféricas, $\omega > 0$ indica propagação para oeste e $\omega < 0$ para leste. K é o número de onda zonal. Yanai se comporta como onda GI para oeste para $k < 1/\sqrt{2}$ e como Rossby para $k > 1/\sqrt{2}$. **Fonte:** Figura extraída de Matsuno (1966).....32

Figura 1.6 - Reconstituição do campo do vento referente à climatologia do vento horizontal com dados de Janeiro do ERA Interim (1980-2009) correspondente ao nível de 229hPa pelos Modos Normais. **a)** mostra a reconstituição com a contribuição dos modos de GI e Rossby, **b)** apenas Rossby e **c)** apenas GI. O vento está em unidade de m/s e sua intensidade está demostrada tanto pelas cores como também pela magnitude do vetor.**Fonte:** Figura extraída de Zagar et al. (2015), Fig.12 do artigo.....35

Figura 2.1 - Trajetórias, localização das gênesis e decaimentos (ao atingir terra firme) do conjunto de furacões do período de 1950 a 2007 obtidos através de análise de *clusters*. **Fonte:** Figura extraída de Kossin et al. (2010).....38

Figura 2.2 -Trajetória dos furacões estudados**: a)** Furacão Gilbert (set/1988), **b)** Ivan (set/2004), **c)** Emily (Jul/2005),**d)** Dean (Agt/2007), **e)** Felix (Agt/2007) e **f)** Dennis (Jul/2005) – simultâneo ao Emily. Notar que as trajetórias são bem semelhantes onde eles surgem no Oceano Atlântico Central próxima à AS e percorrem um caminho próximo ao continente. Com a exceção do f) todos os outros atingiram categoria 5 na escala Saffir-Simpson, alguns mais de uma vez. **Fonte:** *WikiMedia Commons*.....39

Figura 2.3 - Perfil vertical de aquecimento em um sistema convectivo profundo nos trópicos.. 49

Figura 2.4 - Esquema de representação de truncamento truncado a) triangular b) triangular "dentado".....53

Figura 2.5 - Ilustração do perfil vertical do processo de difusão vertical – linha azul – e do processo de resfriamento – linha vermelha – para os diversos níveis verticais do modelo *GCM*

DREAM. O tempo de amortecimento (princípio de dissipação) levado para completar cada processo também está indicado no esquema.....54

Figura 3.1: Quantidade de furacões registrados desde 1848 até 2017 no Oceano Atlântico Norte em função dos meses.....57

Figura 3.2 – Séries temporais da quantidade de furacões do Oceano Atlântico Norte. **a)** Número de furacões por temporada que ocorreram desde 1848, independente da categoria na escala Saffir-Simpson, **b**) o mesmo que a) porém apenas para furacões com atingiram categorias maiores ou iguais a 3 na escala Saffir-Simpson e, por fim, **c)** o mesmo que a) porém com a série começando a partir de 1925 e apenas para furacões que atingiram a categoria 58

Figura 3.3 – Série temporal do QBO INDEX desde1985. Esse índice representa a média mensal do vento a 30hPa na região Equatorial com dados de reanálise do *NCEP/NCAR*.....61

Figura 3.4 – Série Temporal do ONI INDEX desde 1985 como representação do ENSO. Esse índice mede a média da TSM na região 5°N – 5°S e 120-170°W em um intervalo de 3 meses e quantifica o índice através da anomalia feita com base numa climatologia de 30 anos.....62

Figura 3.5 – Série temporal do PDO INDEX desde 1985. Esse índice mensal é calculado a partir da anomalia de TSM encontrada no Oceano Pacífico Norte com base nos dados de climatologia.....62

Figura 3.6 – Série temporal da AMO INDEX desde 1985. Esse índice mensal se baseia na medida de TSM na faixa de 0-70°N e usa suavizações para encontrar o produto final. Mais informações sobre sua metodologia podem ser encontradas em Enfield et al. (2001).....62

Figura 3.7 – Trajetória dos ciclones tropicais detectados na temporada de 1988. **Fonte:** NHC/NOAA 64

Figura 3.8 - Trajetória dos ciclones tropicais detectados na temporada de 2004. **Fonte:** NHC/NOAA 65

Figura 3.9 - Trajetória dos ciclones tropicais detectados na temporada de 2005. **Fonte:** NHC/NOAA 65

Figura 3.10 - Trajetória dos ciclones tropicais detectados na temporada de 2007. **Fonte:** NHC/NOAA 65

Figura 3.11 - Pressão em hPa (contorno), temperatura em °C (sombreado), e vento em m/s (vetor) para o nível de superfície em diferentes momentos do ciclo de vida do furacão Ivan via dados do *ERA Interim*: **a)** corresponde ao dia 04/09/04 às 06Z quando o Ivan (centro de baixa pressão no meio do Atlântico Equatorial) era tempestade tropical; **b)** em 05/09/04 às 12Z quando o Ivan era categoria 1 na escala Saffir-Simpson; **c)** em 06/09/04 às 18Z quando o Ivan estava em categoria 2; **d)** em 07/09/04 às 12Z com o Ivan atingindo categoria 3; **e)** quando Ivan estava passando pelo norte da AS em 08/09/04 às 06Z, nesse instante ele estava em

categoria 4 e, por fim, **f)** em 13/09/04 às 00Z com o Ivan na categoria 5. O Ivan está destacado pela marca em azul.....67

Figura 3.12 - Pressão em hPa (contorno), divergência do vento horizontal x 10^5 em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de superfície para o furacão Ivan via dados do *ERA Interim* referente aos dias**: a)** 04/09/04 às 06Z quando o Ivan era ainda uma tempestade tropical na escala Saffir-Simpson, **b)** 05/09/04 às 12Z quando o mesmo era categoria 2, **c)** em 07/09/04 às 12Z quando o Ivan era categoria 3 e **d)** 10/09/04 às 00Z com o Ivan em categoria 4. O furacão está destacado pela marca em vermelho e a posição da ZCIT pode ser identificada com a convergência do vento nos Oceanos Atlântico e Pacífico.....69

Figura 3.13 - Tempestade Tropical Ivan em 03 de setembro de 2004 às 12Z nas coordenadas 9.5°N 31.2°W. A posição da ZCIT está destacada pelos retângulos brancos. **Fonte:** Revolvy Website.....69

Figura 3.14: a) Furacão Ivan em 07/09/2004 às 19:45UTC tirada do *GOES-12* com 1km de resolução e no canal do visível. Nessa imagem o Ivan está em categoria 3 na escala Saffir-Simpson. **b)** Ivan em 08/09/2004 às 6:15UTC **c)** Ivan no dia 09/09/2004 às 6:45UTC próximo ao Lago Maracaibo, na Venezuela. **d)** Ivan em 10/09/2004 às 16UTC. **Fontes**: a) Wikipedia b) Nevada Appeal c) e d) CClausen 70

Figura 3.15 - Temperatura de brilho média entre as penteadas: a) 01-05/09 e b)06-10/09. **Fonte:** CPTEC/INPE.....71

Figura 3.16 - Linha de corrente e velocidade vertical ômega em Pa/s (sombreado) no nível de 850hPa para o furacão Ivan via dados do *ERA Interim* referente aos dias**: a)** 06/09/04 às 18Z quando o Ivan era categoria 2 na escala Saffir-Simpson, **b)** 08/09/04 às 06Z quando o mesmo era categoria 4, **c)** em 13/09/04 às 00Z quando o Ivan era categoria 4 indo para 5 pela terceira vez. **d)**Mostra a climatologia para o mês de setembro em 850hPa com dados de 1948-2017. O furacão está destacado pela marca em vermelho.....73

Figura 3.17 - Pressão de superfície em hPa (contorno), temperatura em °C (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa em diferentes momentos do ciclo de vida do furacão Ivan via dados do *ERA Interim*: **a)** Dia 07/09 às 00Z quando o Ivan estava na categoria 3 na escala Saffir-Simpson e **b)** no dia 13/09 às 00Z quando o furacão estava em categoria 4. A posição do Ivan está destacada em azul.....78

Figura 3.18 - a) Altura geopotencial em mgp (contorno), advecção de temperatura em °C/s (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa para o furacão Ivan via dados do *ERA Interim* no dia 06/09/04 às 12Z e **b)** Advecção de vorticidade em m s^{-3} no dia 07/09/04 às 12Z no nível de 850hPa. A posição do furacão está destacada em vermelho e em ambos os casos o furacão Ivan estava com categoria 3 na escala Saffir-Simpson.....79

Figura 3.19 - Umidade em g Kg^{-1} (contorno), advecção de umidade em g Kg^{-1} s^{-}1 (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa em diferentes momentos do ciclo de vida do furacão Ivan via dados do *ERA Interim*: **a)** 04/09/04 às 06Z quando o Ivan era uma tempestade tropical e b) em 06/09/04 às 12Z com o Ivan em categoria 3 na escala Saffir-Simpson. A posição do Ivan está destacada em vermelho.....79

Figura 3.20 - Divergência do vento horizontal x10^5 em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa para o furacão Ivan via dados do *ERA Interim* referente aos dias**: a)** 06/09

às 12Z quando o Ivan estava em categoria 3 na escala Saffir-Simpson e **b)** no dia 09/09 às 12Z com o Ivan em categoria 5. A posição do furacão está destacada em vermelho.....80

Figura 3.21 - Linha de corrente e Ômega em Pa/s (sombreado) no nível de 250hPa para o furacão Ivan via dados do *ERA Interim* referente aos dias: **a)** 09/09/04 às 12Z quando Ivan atingiu pela primeira vez categoria 5, **b)** em 12/09/04 às 12Z quando Ivan era categoria 4 e **c)** em 16/09/04 às 18Z quando o Ivan já estava no continente (EUA) sob a classificação de tempestade tropical. **d)** A climatologia para o mês de setembro em 250hPa com dados desde 1948. O furacão está destacado em vermelho.....81

Figura 3.22: Divergência do vento horizontal x 10^5 em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 250hPa para o furacão Ivan via dados do *ERA Interim* referente aos dias**: a)** 09/09 às 12Z e **b)** em 12/09 às 12Z. Em ambos os casos o furacão Ivan estava em categoria 5 na escala Saffir-Simpson. A posição do furacão está destacada em vermelha.....84

Figura 3.23 - Climatologia da precipitação acumulada em mm nos meses **a)** Julho, **b)** Agosto e **c)** Setembro com dados do *CHIRPS* desde 1981-2017.....85

Figura 3.24 - Anomalia de precipitação acumulada em mm apenas durante o ciclo de vida dos furacões: **a)**Gilbert (13 dias), **b)** Ivan (22 dias), **c)** Dennis (10 dias), **d)** Emily (11 dias), **e)** Dean (11 dias) e **f)** Felix (6 dias).....86

Figura 3.25 - Esquematização dos resultados observacionais obtidos para o nível de 850hPa. A marca em vermelho destaca a posição do ciclone tropical, H indica a ASAS, as linhas cheias em preto mostram direções preferenciais de escoamento e a linha verde tracejada mostra ondulações na traseira dos ciclones. **a**) Destaca o momento quando o ciclone tropical se forma e começa a receber escoamentos da ASAS, **b)** enfatiza o que acontece na atmosfera quando o furacão está passando pelo norte da AS e em **c)** mostra o mesmo quando o furacão já está distante da AS.....90

Figura 3.26 - Esquematização dos resultados observacionais obtidos para o nível de 250hPa. Neste nível ocorre a formação de um anticiclone na porção NO da AS que posteriormente segue o deslocamento dos furacões. Esses movimentos secundários do anticiclone estão expressos pelos círculos azuis tracejados e o movimento do furacão é indicado pelas marcações em rosa claro. A configuração dos ventos da figura vale apenas para as marcações mais escuras.....92

Figura 3.27 - Altura equivalente (D_m) para cada um dos 30 índices verticais (*m*).....95

Figura 3.28 - Função Estrutura Vertical, G_m, referente apenas aos primeiros seis índices verticais.....95

Figura 3.29 - Reconstituição do campo de vento horizontal em m/s com base nas FMN com a contribuição de todas as ondas atmosféricas. Dia 12/09/04 às 12Z no nível de 857.34hPa com destaque para a posição do furacão Ivan em vermelho.....96

Figura 3.30 - Reconstituição do campo de vento horizontal em m/s com base nas FMN com a contribuição apenas das ondas de Rossby. Dia 07/09/04 às 12Z no nível de 857.34hPa com destaque para a posição do furacão Ivan em vermelho e também a presença do furacão Frances chegando na Flórida.....97

Figura 3.31- Reconstituição do campo de vento horizontal em m/s com base nas FMN com a contribuição apenas das ondas de GI. Dia 10/09/04 às 12Z no nível de 857.34hPa com destaque para a posição do furacão Ivan em vermelho.....98

Figura 3.32 - Reconstituição do campo de vento horizontal em m/s com base nas FMN com a contribuição apenas da onda MRG. Dia 11/09/04 às 12Z no nível de 257.37hPa com destaque para a posição do furacão Ivan em vermelho.....99

Figura 3.33 - Reconstituição do campo de vento horizontal em m/s com base nas FMN com a contribuição apenas da onda de Kelvin. Dia 11/09/04 às 12Z no nível de 857.34hPa com destaque para a posição do furacão Ivan em vermelho.....100

Figura 3.34 - As três figuras mostram o campo de vento horizontal em m/s para o nível de 857.34hPa para o dia 06/09 às 12Z. **a)** Apenas via os modos de Rossby, **b)** Apenas via GI e **c)** Reconstituição sem filtragem dos modos (reanálise). Destaque para **1**- Escoamentos ondulatório na traseira do furacão Ivan que está destacado em vermelho, **2-** Escoamentos preferenciais, neste caso, para o Sul do Brasil em que os modos GI mostram a convergência na área e Rossby indica o escoamento associado ao sistema de alta pressão. **3**- Sistemas de alta pressão explicados pelos modos Rossby, **4-** Sistema frontal com a contribuição de Rossby e GI, **5**- Furacão Frances com a circulação explicada por Rossby e a convergência associada a GI e, por fim, **6-** Escoamento associado a ASAS com a divergência nos modos GI e rotação nos modos Rossby.....102

Figura 3.35 - As três figuras mostram o campo de vento horizontal em m/s para o nível de 857.34hPa para o dia 10/09 às 12Z. **a)** Apenas via os modos de Rossby, **b)** Apenas via GI e **c)** Reconstituição sem filtragem dos modos (reanálise). Essa figura destaca as setas rosas que mostram a direção do vento. Em a) e c) se observa a posição do anticiclone na AS. Em c) existe um escoamento mais acentuado na parte oceânica para o furacão Ivan, sendo o mesmo explicada pelos modos de Rossby. No continente também existe um escoamento nos modos de Rossby, porém este são mais de leste enquanto que também existe um escoamento bem descrito pelos modos GI. O resultado é que na figura c) os vetores ficam com magnitudes menores ao se somar a contribuição desses dois modos.....103

Figura 3.36 - As quatro figuras mostram o campo de vento horizontal em m/s para o nível de 237.37hPa para o dia 11/09 às 12Z. **a)** Apenas via os modos de Rossby, **b)** Apenas via GI e **c)** Apenas para o modo Yanai e **d)** Reconstituição sem filtragem dos modos (reanálise). Nas figuras se pode observar a formação de um anticiclone no HS como contribuição dessas ondas. A onda de GI indica uma discreta divergência associada ao anticiclone.....105

Figura 3.37 - Balanço de calor em diferentes momentos do ciclo de vida do furacão Ivan. Legenda: **rosa**- variação local de temperatura, **azul-claro** – advecção horizontal de temperatura, **azul-escuro**- advecção vertical de temperatura, **vermelho**- termo de aquecimento adiabático e **preto**-fonte de calor diabática.....109

Figura 3.38 - Balanço de momento em diferentes momentos do ciclo de vida do furacão Felix. Legenda: **rosa**- variação local de vorticidade relativa, **azul-claro** – advecção horizontal de vorticidade relativa, **azul-escuro**- advecção vertical de vorticidade relativa, **laranja** – advecção de vorticidade planetária, **vermelho**- termo da divergência, **roxo**- termo de inclinação e **preto**- fonte de momento.....113

Figura 3.39 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Altura geopotencial em mgp (contorno), temperatura em °C (sombreado) e vento (m/s) no nível de 975hPa. **a)** Após 06h de simulação, **b)** após 24h, **c)** após 72 horas e **d)** após 174 horas (7 dias e 6horas). A posição do furacão está destacada em azul.....116

Figura 3.40 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Altura geopotencial em mgp (contorno), temperatura em °C (sombreado) e vento (m/s) no nível de 975hPa, figura com zoom. **a)** Após 06h de simulação, **b)** após 84h (após 3 dias e 12h), **c)** após 156 horas (6 dias e 12h) e **d)** após 186 horas (7 dias e 18horas). A posição do furacão está destacada em azul.....117

Figura 3.41 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo GCM DREAM. Divergência $x10^4$ em 1/s (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 975hPa. **a)** Após 24h de simulação, **b)** após 102h (após 4 dias e 6h), **c)** após 150 horas (6 dias e 6h) e **d)** após 186 horas (7 dias e 18horas). A posição do furacão está destacada em vermelho.....119

Figura 3.42 - Linha de corrente e velocidade vertical ômega em Pa/s (sombreado) no nível de 850hPa para o instante inicial da simulação do Ivan com o modelo *GCM DREAM*.....120

Figura 3.43 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo GCM DREAM. Linha de Corrente e velocidade vertical ômega em Pa/s (sombreado) no nível de 850hPa. **a)** após 18h de simulação, **b)** após 30h, **c)** após 54h (2 dias e 6h), **d)** após 90h (3 dias e 18h), **e)** após de 114h (4 dias e 18h), **f)** após 138h (5 dias e 18h), **g)** após 162h (6 dias e 18h) e, por fim, **h)** após 240h (10 dias). A posição do ciclone tropical está destacada em vermelho.....121

Figura 3.44 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Altura geopotencial em mgp (contorno), temperatura em °C (sombreado) e vento (m/s) no nível de 850hPa. a) Após 36h de simulação e b) após 132h (5 dias e 12h). A posição do furacão está destacada em azul.....124

Figura 3.45 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Altura geopotencial em mgp (contorno), advecção de temperatura em °C/s (sombreado) e vento (m/s) no nível de 850hPa. **a)** Momento inicial da simulação, **b)** após 144h (6 dias) e, por fim, em **c)** após 156h (6 dias e 12h).....124

Figura 3.46 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo GCM DREAM. Umidade em gKg^{-1} (contorno), advecção de umidade em g Kg^{-1} $s^{-}1$ (sombreado) e vento em m/s (vetor) **a)** Após 12h de simulação, **b)** após 90h (3 dias e 18h), **c)** após 186h (7 dias e 18h). A posição do furacão está destacada em vermelho.....125

Figura 3.47 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Divergência em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa. **a)** Após 96h (4 dias) de simulação, **b)** após 150h (6 dias e 6h) e **c)** após 192h (8 dias). A posição do furacão está destacada em vermelho.....125

Figura 3.48 - Simulação do furacão Ivan com o modelo *GCM DREAM* em seu instante inicial no nível de 250hPa. A figura contém as variáveis linhas de corrente e velocidade vertical ômega em Pa s^{-1} (sombreado).....129

Figura 3.49 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Linha de corrente e ômega em Pa s^{-1} (sombreado) no nível de 250hPa. **a)** Após 18h de simulação, **b)** após 48h, **c)** após 90h (3 dias e 18h), **d)** após 144h (6 dias), **e)** após 174h (7 dias e 6h) e **f)** após 216h (9 dias). A posição do furacão está destacada em vermelho.....130

Figura 3.50 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Divergência em $x10^4$ em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 250hPa. **a)** Após 18h de simulação, **b)** após 72h (3 dias), **c)** após 96h (4 dias) e **d)** 204h (8 dias e 12h). A posição do furacão está destacada em vermelho.....131

Figura 3.51 - Trajetória do furacão Irma que ocorreu em setembro de 2017. **Fonte:** *Wikimedia Commons* 133

Figura 3.52 - Anomalia de precipitação acumulada em mm durante o furacão Irma de setembro de 2017.....134

Figura 3.53 - Altura geopotencial em mgp (contorno), temperatura em °C (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de superfície para o furacão Irma via dados do *ERA Interim* referente aos dias. **a)** Dia 01/09/17 às 12Z, **b)** no dia 05/09/17 às 00Z e **c)** no dia 08/09/17 às 12Z. A posição do furacão está destacada em azul.....136

Figura 3.54 - Divergência $x10^4$ em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) para o furacão Irma utilizando-se dados do *ERA Interim* no nível de superfície. **a)** Dia 03/09/17 às 00Z e **b)** no dia 03/09/17 às 12Z.A posição do furacão está destacada em vermelho e a posição da ZCIT pode ser encontrada com base na convergência de momento, estando na faixa 10°N no Oceano Pacífico e em 8°N no Oceano Atlântico. A posição do furacão está destacada em vermelho.....137

Figura 3.55 - Linha de corrente e ômega em Pa/s (sombreado) no nível de 850hPa para o furacão Ivan via dados do ERA Interim referente aos dias**: a)** 03/09/17 às 00Z quando o Irma era categoria 2 na escala Saffir-Simpson, **b)** 05/09/17 às 12Z quando o mesmo era categoria 5, **c)** em 06/09/17 às 12Z quando o Irma ainda estava em categoria 5 e **d)** em 09/09/17 às 12Z com o Irma em categoria 4. O furacão está destacado pela marca em vermelho.....138

Figura 3.56 - Linha de Corrente e ômega em Pa s^{-1} (sombreado) para o furacão Irma utilizando-se dados do *ERA Interim* no nível de 850hPa. **a)** Dia 01/09/17 às 12Z, **b)** dia 03/09/17 às 12Z, **c)** dia 06/09/17 às 00Z e em **d)** no dia 09/09/17 às 00Z. A posição do furacão esta destacada em vermelho.....141

Figura 3.57 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Altura geopotencial em mgp (contorno), temperatura em °C (sombreado) e vento em m/s (vetor) para o furacão Irma no nível de 975hPa. **a)** Simulação após 42h, **b)** após 168h (7 dias) e **c)** após 240h (10 dias). A posição do furacão está destacada em azul.....143

Figura 3.58 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Divergência $x10^4$ em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 975hPa. **a)** Após 108h de simulação (4 dias e 12h) e **b)** após 186h (7 dias e 18h). A posição do furacão está destacada em vermelho.....144

Figura 3.59 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM.* Linha de Corrente e ômega em Pa s^{-1} (sombreado) no nível de 850hPa. **a)** Após 48h de simulação, **b)** após 96h (4 dias), **c)** após 132h (5 dias e 12h), e **d)** após 162h 96 dias e 18h). A posição do furacão esta destacada em vermelho.....145

Figura 3.60 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Divergência x10^4 em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa. **a)** Após 144h (6 dias) de simulação e **b)** após 216h (9 dias). A posição do furacão está destacada em vermelho.....147

Figura 3.61 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Altura geopotencial em mgp (contorno), temperatura em °C (sombreado e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa. **a)** Simulação após 84h (3 dias e 12h) e **b)** após 168h (7 dias). A posição do furacão está destacada em azul.....147

Figura 3.62 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Umidade em g Kg^{-1} (contorno), advecção de umidade em g Kg^{1} s^{-}1(sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa. **a)** após 96h (4 dias) de simulação, **b)** após 234h (9 dias e 18h). A posição do furacão está destacada em vermelho.....148

Figura 3.63 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Linha de Corrente e ômega em Pa s^{-1} (sombreado) no nível de 250hPa. **a)** Início da simulação, **b)** após 48h, **c)** após 84h (3 dias e 12h), e **d)** após 186h (7 dias e 18h). A posição do furacão esta destacada em vermelho.....149

Figura 3.64 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Divergência x10^4 em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 250hPa. **a)** Após 162h (6 dias e 18h) de simulação e **b)** após 234h (9 dias e 18h). A posição do furacão está destacada em vermelho.....150

Lista de Tabelas

Tabela 1.1 – Classificação dos ciclones tropicais nas escalas: Saffir-Simpson, RSMC Tokyo, Australian Scale 27

Tabela 1.2 - Fatores necessários para formação dos ciclones tropicais.....29

Tabela 1.3 - Diferenças entre os ciclones tropicais, subtropicais e extratropicais 31

Tabela 2.1: Furacões selecionados. **Fonte:** NHC/NOAA.....39

Tabela 2.2: Informações fornecidas no programa *Normal Modes Fuctions* para seus cálculos 46

Tabela 2.3 - Informações utilizadas para simular cada furacão no *GCM DREAM* 55

Tabela 3.1 – Quadro comparativo acerca dos resultados encontrados via os dados observacionais em relação aos resultados encontrados via simulação numérica utilizando-se do modelo *GCM DREAM*. Quadro restrito apenas aos resultados referentes aos baixos níveis da troposfera.....127

Tabela 3.2 - Comparação dos resultados observacionais dos 6 furacões estudados na pesquisa com relação aos resultados das simulações numéricas realizadas e com os resultados observacionais do Irma.....152

Lista de Abreviaturas e Siglas

AMO	*Atlantic Multidecadal Oscillation*
AS	América do Sul
ASAN	Alta Subtropical do Atlântico Norte
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASO	Agosto-Setembro-Outubro
ASPS	Alta Subtropical do Pacífico Sul
BRAMS	*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System*
CDO	*Climate Data Operators*
CHIRPS	*Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station*
CPC	*Climate Prediction Center*
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DREAM	*Dynamical Research Empirical Atmospheric Model*
ECMWF	*European Centre of Medium-Range Weather Forecasts*
ENSO	*El Nino Southern Oscillation*
ERC	*European Research Council*
FMN	Funções de Modos Normais
GCM	General Circulation Model
GI	Onda de Gravidade-Inercial
GrADS	*Grid Analysis Display System*
GOES	*Geostationary Operational Environment Satellite*
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JAN	Jatos de Altos Níveis
JBN	Jatos de Baixos Níveis
MJO	*Madden-Julian Oscillation*
MRG	Onda Mista de Rossby-Gravidade
NASA	*National Aeronautics and Space Administration*
NCEP	*National Centers for Environmental Prediction*
NHC	*National Hurricane Center*

NO	Região Noroeste
NOAA	*National Oceanic and Atmospheric Administration*
ONI	*Oceanic Ninõ Index*
PDO	*Pacific Decadal Oscillation*
QBO	*Quasi-biennial Oscillation*
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
SOI	*Southern Oscillation Index*
TSM	Temperatura de Superfície do Mar
WRF	*Weather Research and Forecasting*
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

Sumário

Capítulo I

Introdução.....23

1.1 Objetivos 24

1.2 Revisão Bibliográfica.....25

1.2.1 Ciclones Tropicais.....25

1.2.2 Propagação de Ondas Atmosféricas na Região Tropical e Mecanismos de Teleconexão.....32

Capítulo II

Dados e Metodologia.....37

2.1 Hipóteses Realizadas 37

2.2 Casos Selecionados.....38

2.3 Dados e Softwares Utilizados.......40

2.4 Procedimentos.....41

2.4.1 Etapa Observacional.....42

2.4.2 Teoria de Modos Normais.....42

2.4.3 Simulações Numéricas 48

Capítulo III

Resultados.....56

3.1 Padrões Atmosféricos da AS em Episódios de Furacões.....56

3.1.1 A Atividade dos Furacões no Oceano Atlântico Norte.....57

3.1.2 Características Sinóticas e de Precipitação Observadas durante a Passagem dos Furacões via Dados Observacionais.....66

3.1.3 Esquematização dos Padrões de Circulação.....88

3.2 O Papel das Ondas Atmosféricas nos Padrões Sinóticos.....93

3.2.1 Estruturas das Funções de Modos Normais e suas Características.....93

3.2.2 Reconstituição do Campo de Vento Horizontal para o Furacão Ivan.....101

3.3 Perfis Verticais e Simulações Numéricas De Furacões.....107

3.3.1 Perfis Verticais dos Balanços de Calor e Momento.....107

3.3.2 Simulação do Furacão Ivan Utilizando o Modelo *GCM DREAM*.....115

3.4 Furacão Irma.....132

3.4.1 Comparação dos Aspectos Sinóticos no Episódio do Furacão Irma.....134

3.4.2 Simulação do Furacão Irma.....142

Capítulo IV

4.1 Conclusão.....153

4.2 Sugestões para Trabalhos Futuros.....158

Referências Bibliográficas 160
Apêndice A.....166
Apêndice B.....168

CAPÍTULO I

Introdução

Nos Oceanos Atlântico e Pacífico Leste é usual o termo furacão para descrever a categoria mais intensa dos ciclones tropicais - sistemas não frontais de núcleo quente que são caracterizados pela presença de nuvens organizadas ao redor de uma circulação fechada que surgem em águas oceânicas tropicais e subtropicais (*National Hurricane Center/ National Oceanic e Atmospheric Administration - NHC/NOAA*). Para ser considerado um furacão a velocidade dos ventos associados ao sistema devem ser superiores a 119 km/h de acordo com a escala Saffir-Simpson que classifica os ciclones tropicais.

A temporada dos furacões no Oceano Atlântico Norte ocorre entre junho e novembro quando a temperatura do oceano em questão está mais elevada inclusive à maiores profundidades (NHC/NOAA). Nesse cenário, surgem muitas preocupações devido aos possíveis perdas humanas e materiais relacionadas à consequente passagem dos furacões. Dentre os efeitos locais associados a passagem dos mesmos destacam-se ventos intensos, surgimento de tornados, ressaca no mar, aumento do nível do mar em áreas costeiras, além de grandes volumes de precipitação que podem gerar como consequência principal a inundação das áreas atingidas.

Os efeitos locais ocasionados pelos furacões já são bem conhecidos e explorados na literatura, no entanto, será que os mesmos furacões que surgem no Oceano Atlântico Tropical Norte podem causar algum efeito em uma localidade mais remota como, por exemplo, na América do Sul (AS)? A presente pesquisa visa responder essa pergunta tendo como motivação principal o fato dos furacões representarem uma potente fonte de calor localizada na região tropical.

Através de bibliografias que descrevem o balanço de energia, sabe-se que em uma média global existe um equilíbrio de energia ao se contabilizar o saldo de radiação na superfície e na atmosfera, a transferência de energia da superfície para a atmosfera na forma de calor sensível e latente e a liberação de energia no processo de condensação das nuvens que pode ocasionar precipitação. Porém, ao considerar eventos locais, nota-se que não existe um equilíbrio de energia e que a ocorrência de uma precipitação intensa pode aquecer e muito a coluna atmosférica. De forma geral, 1 mm/dia de precipitação corresponde a um aquecimento de 0,25 °C/dia (ou 29 W/m^2), logo um furacão com taxa de precipitação média de 400 mm/dia pode proporcionar um aquecimento na coluna atmosférica de 100 °C/dia.

Esse excesso de energia local tem que ser transportado para outras regiões, porém como o gradiente de temperatura na região tropical e, sobretudo equatorial, é muito pequeno, esse transporte horizontal de calor não é eficiente (Sobel et al. 2001; Lutsko, 2017).

Outra forma de resfriar o ambiente local é pela ascensão adiabática da parcela de ar, no entanto, por conservação de massa isso implicará em movimento subsidente em alguma outra localidade, não necessariamente apenas na vizinhança do sistema como também à longas distâncias. Além disso, a divergência em altos níveis induzida pela presença de uma fonte de calor excita o surgimento de ondas atmosféricas que podem se propagar à longas distâncias transportando energia e modificando a circulação atmosférica (Norton, 2006; Kim et al., 2016).

Portanto, ao considerar um furacão como uma fonte de calor nota-se que este pode trazer efeitos tanto locais como também para regiões mais remotas sendo que a presente pesquisa visa investigar se os furacões que ocorrem no Oceano Atlântico Tropical Norte causam algum impacto na atmosfera da AS.

Até o presente momento, o tema abordado nessa pesquisa sofre de uma carência de trabalhos realizados especificamente sobre o assunto, logo, no sentido de realizar uma pesquisa mais sólida será utilizado três vertentes principais. A primeira consiste na utilização de dados observacionais (reanálises, dados de satélite), a segunda tem um viés teórico com o uso da Teoria dos Modos Normais para avaliar a influência dos furacões na atmosfera da AS sob o ponto de vista de ondas atmosféricas, e, para finalizar foram feitas simulações numéricas de alguns furacões com o modelo baroclínico *GCM DREAM* (*General Circulation Model / Dynamical Research Empirical Atmospheric Model)* no sentido de analisar e comparar com os resultados obtidos da parte observacional.

1.1 Objetivos

A principal meta da pesquisa é avaliar se furacões que ocorrem no Oceano Atlântico Tropical Norte impactam a atmosfera da AS e de que forma ocorre essa influência principalmente no que se refere aos padrões de precipitação e circulação atmosférica. Entre os objetivos específicos destacam-se:

- Analisar a climatologia de rastreamentos de furacões segundo Kossin et al. (2010) de forma a estipular quais trajetórias poderiam ocasionar maior impacto na AS;

- Com base no item anterior e na estrutura dos furacões formular e testar uma hipótese para a maior influência dos furacões sobre a AS;
- Analisar um conjunto de furacões selecionados nos itens anteriores e com base em dados observacionais verificar a existência de padrões de precipitação e circulação atmosférica gerados pela passagem dos mesmos;
- Por meio da teoria de propagação das ondas atmosféricas na região tropical e por padrões de teleconexão identificar o papel e a importância de cada onda atmosférica (onda de Rossby, gravidade-inercial e etc.) na construção das feições observadas via reanálises. Para realizar essa tarefa será utilizado o *software Modes* e a teoria dos modos normais;
- Utilizar as equações do balanço termodinâmico a fim de avaliar um conjunto de furacões no que se refere a fonte de calor e compreender como os termos do balanço se comportam e quais as suas principais características no ciclo de vida dos furacões;
- Simular alguns furacões através do modelo baroclínico de complexidade intermediária *GCM DREAM* e comparar com os resultados da parte observacional;

1.2 Revisão Bibliográfica

Esta seção tem como finalidade ambientar o leitor sobre os principais tópicos abordados na pesquisa bem como destacar os trabalhos que estão sendo utilizados como referência.

Os itens abordados serão: Ciclones Tropicais que tratará das principais características de formação e desenvolvimento dos mesmos, além das principais diferenças com relação aos ciclones subtropicais e extratropicais. Já em Propagação de Ondas Atmosféricas na Região Tropical e Mecanismos de Teleconexão serão contemplados os trabalhos clássicos e recentes realizados sobre o tema fontes de calor e mecanismos de teleconexão, além de uma pequena introdução sobre o conceito e aplicação da teoria dos modos normais e os principais trabalhos realizados sobre o tema específico da pesquisa.

1.2.1 Ciclones Tropicais

Os ciclones tropicais são fenômenos conhecidos desde os primórdios da humanidade. Há relatos dos mesmos nas grandes navegações no séc. XIV e mesmo

entre antigas civilizações como os Maias na América Central. Inclusive a denominação de furacão em inglês *hurricane* tem uma origem Maia onde segundo a crença religiosa havia um Deus de nome *Huracán* responsável pelos ventos, tempestades e fogo.

A seguir será apresentada uma revisão sobre os aspectos fundamentais para a caracterização dos ciclones tropicais como sua definição, classificações, estrutura e origem.

Definição

Segundo a definição utilizada pela *NOAA* os ciclones tropicais são todo sistema de baixa pressão que não possuem origem frontal como, por exemplo as frentes frias, e que apresentam um núcleo quente em toda a sua extensão vertical. Além disso, esses sistemas giram em torno de uma circulação fechada que podem conter várias células de tempestades. No Hemisfério Sul (HS) eles possuem nos baixos níveis da atmosfera uma rotação no sentido horário e no Hemisfério Norte (HN) no sentido anti-horário.

Os ciclones tropicais formam-se exclusivamente sobre os oceanos e como o nome sugere eles ocorrem em águas preferencialmente tropicais (em 30°N – 30°S), podendo em alguns casos surgir também em águas subtropicais, por exemplo, o furacão Catarina (Pezza e Simmonds, 2005).

Eles costumam ter um ciclo de vida com duração de dias a semanas e um diâmetro médio de 600 km o que os classifica como fenômenos entre a mesoescala e escala sinótica (Fig,1.1).

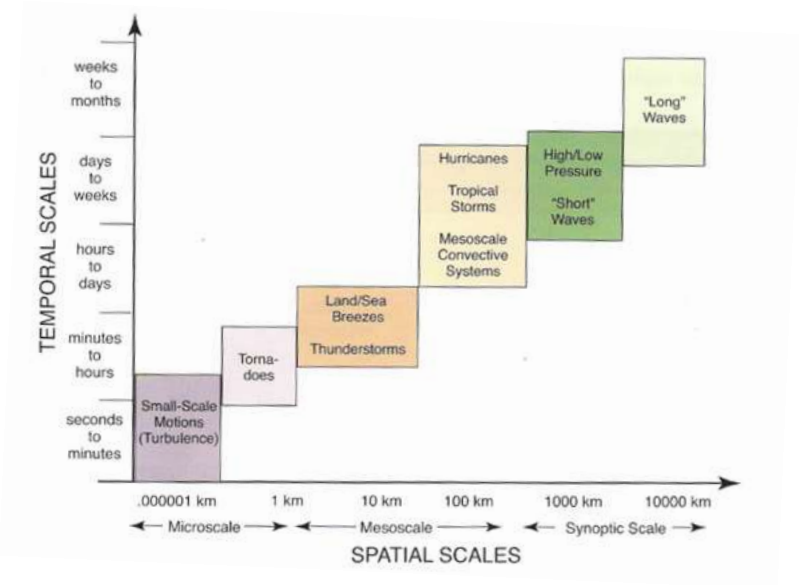


Figura 1.1 - Classificação dos fenômenos meteorológicos segundo escalas temporais e espaciais.
Fonte: Penn State Meteorology

Classificação

Os ciclones tropicais possuem diversas classificações e nomenclaturas ao redor do mundo, sendo as principais:

- Nos Oceanos Atlântico e Pacífico Leste e Central a escala de classificação utilizada é a Saffir-Simpson que já passou por várias modificações e hoje utiliza apenas a média da velocidade dos ventos a 1 m da superfície em um intervalo de tempo de 10 minutos. Nessa escala os ciclones podem ser considerados depressões tropicais, tempestades tropicais ou furacões com categorias que vão de 1 até 5;
- Já no Oceano Pacífico Oeste a escala utilizada é a RSMC Tokyo que usa como critério a média dos ventos mantido pelo sistema durante 10 min. Nessa escala os ciclones podem ser classificados em depressões tropicais, tempestades tropicais, tempestades tropicais severas ou tufões que variam entre as categorias de 1 a 3.
- Outra escala bem conhecida é a escala Australiana utilizada no Oceano Pacífico Sul. O critério é o mesmo da escala RSMC Tokyo, porém a classificação não contempla outros nomes como as demais e alterna apenas entre as categorias de 1 a 5.

Tabela 1.1 - Classificação dos ciclones tropicais nas escalas:

Saffir-Simpson		**RSMC Tokyo**		**Australian Scale**	
Categoria	**Vel. do Vento em km/h**	**Categoria**	**Vel. do Vento em km/h**	**Categoria**	**Vel. do Vento em km/h**
5	**≥ 256**	**Tufão Violento**	**≥ 194**	**5**	**≥ 198**
4	**209-251**				
3	**178-208**	**Tufão Forte**	**157-193**		
2	**154-177**	**Tufão**	**118-156**	**4**	**158-198**
1	**119-153**	**Tempestade Tropical Severa**	**89-117**	**3**	**118-157**
Tempestade Tropical	**63-118**	**Tempestade Tropical**	**62-88**	**2**	**69-117**
Depressão Tropical	**≤ 62**	**Depressão Tropical**	**≤ 61**	**1**	**63-68**

É importante observar que as escalas apresentam semelhanças como o limiar para se torna um ciclone tropical. No entanto, é importante também notar suas diferenças onde para um mesmo sistema pode haver uma classificação mais intensa em uma escala e em outra a classificação pode ser mais branda. Por exemplo, se um sistema fosse detectado com 195 km/h na escala Saffir-Simpson ele seria classificado

como um furacão categoria 3, na escala Australiana como ciclone tropical categoria 4 mas, na escala RSMC Tokyo, a classificação seria a mais intensa.

Na presente pesquisa o foco será em furacões do Oceano Atlântico Norte, ou seja, ciclones tropicais com velocidade dos ventos superiores a 119 km/h.

Estrutura

A Figura 1.2 mostra a estrutura clássica observada nos ciclones tropicais mais intensos – furacões. Em depressões e tempestades tropicais nem todos esses elementos se fazem presentes visto que muitas vezes os sistemas não estão totalmente organizados.

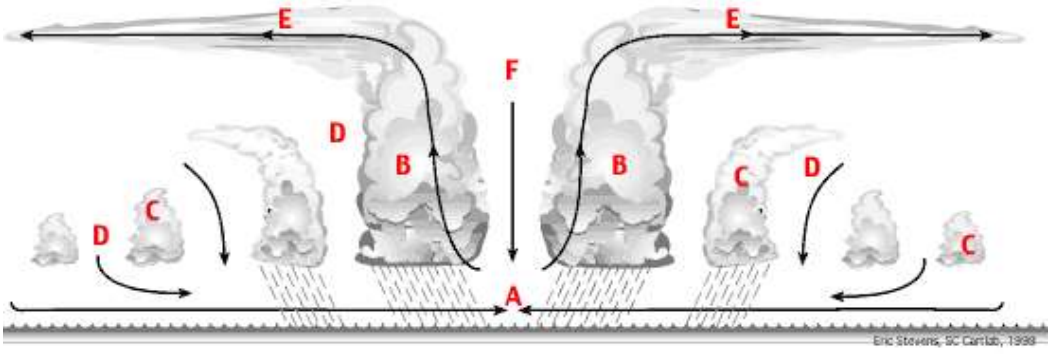


Figura 1.2 - Estrutura clássica de um furacão. **Fonte:** Figura extraída de Grec Carbone, adaptada de Eric Stevens (1999).

Em termos gerais, as características especificas mostradas na Figura 1.2 são:

A- Região chamada de “olho” que se configura como um centro de baixa pressão (da ordem 950 hPa) onde ocorre convergência em baixos níveis. Em geral, essa estrutura possui entre 32-65km;

B- Nuvens espessas associadas às tempestades que se formam ao redor do olho e que podem atingir a tropopausa. Essa região é a “parede” do olho onde se tem intensos valores de velocidade do vento. Essa região pode atingir cerca de 80-480 km de extensão;

C- Bandas de precipitação em formato espiralado;

D- Regiões de convecção mais fraca e subsidência;

E- Saída dos ventos na região da “parede do olho”, comumente formada por nuvens cirrus e cirrostratus;

F- Região de subsidência sobre o olho onde os ventos são calmos e o céu é limpo.

Origem e Ocorrência

Para o surgimento e manutenção dos ciclones tropicais são necessários alguns elementos dinâmicos e termodinâmicos como indica a Tabela 1.2:

Tabela 1.2 - Fatores necessários para formação dos ciclones tropicais:

Mecanismos Dinâmicos	Mecanismos Termodinâmicos
Vortex pré-existente	Atmosfera instável
Ausência de cisalhamento do vento	Temperatura do mar em cerca de 27 °C até no mínimo 50 m
Distância da linha do Equador para a atuação da força de Coriolis	Evaporação

A principal fonte de energia dos ciclones tropicais está nos oceanos através de processos de evaporação e, portanto, liberação de calor latente. É devido a esta característica que eles requerem para sua formação águas com elevadas temperaturas, mesmo em maiores profundidades. Já a instabilidade atmosférica por sua vez garante que os sistemas irão se desenvolver em células de tempestades profundas.

Diferentemente dos elementos termodinâmicos, são os elementos dinâmicos os responsáveis pelo sistema adquirir as feições e *status* de ciclone tropical. Inicialmente antes do surgimento do sistema de baixa pressão que dará origem ao ciclone tropical é necessário algum outro fenômeno ou sistema para que este ciclone se desenvolva. Segundo a *NOAA* os principais distúrbios responsáveis pela geração dos ciclones tropicais são:

- Ondas tropicais que desempenham um papel em cerca de 70% de toda a formação de furacões na Bacia do Atlântico;
- Sistemas de baixa pressão com núcleos frios nos níveis mais elevados da atmosfera;
- Sistemas remanescentes de deteriorações frontais;
- Aglomerados de trovoadas produzidos por sistemas meteorológicos não tropicais;
- Área de baixa pressão não tropical.

Paralelo ao desenvolvimento do ciclone a partir dos distúrbios anteriores é necessário um ambiente preferencialmente com ausência ou com valores muito baixos de cisalhamento do vento - mudança na direção e intensidade do vento com a altura. Isso ocorre porque um ambiente com cisalhamento favorece a atividade convectiva, logo

se os elementos termodinâmicos começarem a agir em um ambiente cisalhante o resultado será o enfraquecimento do sistema que nem chegará ao *status* e organização de um ciclone tropical.

Por fim, é necessário que o sistema se afaste do Equador para que a força de Coriolis possa atuar e assim intensificar o sistema nos baixos níveis da atmosfera. Dessa forma, o sistema aumenta sua vorticidade e consegue atingir a estrutura clássica mostrada anteriormente.

A Figura 1.3 mostra a ocorrência dos ciclones tropicais no planeta. Observe que os mesmos surgem em áreas oceânicas tropicais, porém um pouco distantes do Equador onde a força de Coriolis é nula. Outro ponto interessante é a ausência desses ciclones na costa oeste da AS e no Oceano Atlântico Sul. No primeiro caso a justificativa é a presença de águas oceânicas essencialmente frias em decorrência da atuação da Corrente de Humboldt. Já no caso do Oceano Atlântico Sul a justificativa dessa ausência é a presença de cisalhamento do vento que, como anteriormente mencionado, não permite a organização e fortalecimento dos ciclones tropicais.

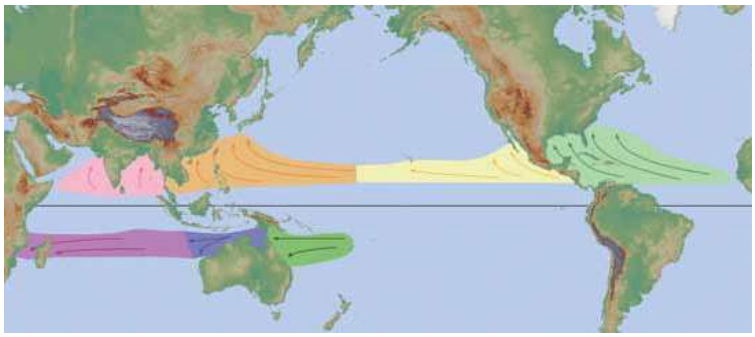


Figura 1.3 – Formação e rastreamento médio dos ciclones tropicais. **Fonte:** NHC/NOAA

Em termos de temporada dos ciclones tropicais esses respondem ao aquecimento e inércia dos oceanos em cada hemisfério. No Hemisfério Norte a temporada tem seu início em 15 de maio no Oceano Pacífico Leste e em 1° de junho nos demais locais, já o final da temporada ocorre em 30 de novembro.

No Hemisfério Sul, a temporada dos ciclones tropicais tem seu início no Oceano Pacífico e Indico começando em 30 de novembro e estendendo até 30 de abril.

Diferenças entre Ciclones Tropicais vs. Subtropicais vs. Extratropicais

Os ciclone tropicais, subtropicais e extratropicais são muito investigados na literatura, porém eles guardam profundas diferenças que são importantes de ser salientadas para melhor compreensão da formação e estrutura dos ciclones tropicais.

No sentido de expor as diferenças de forma mais clara foi organizado um quadro com os principais pontos de divergência:

Tabela 1.3 - Diferenças entre os ciclones tropicais, subtropicais e extratropicais:

Aspectos	Ciclones Tropicais	Ciclones Subtropicais	Ciclones Extratropicais
Formato	Aspecto arrendondado	Aspecto arrendondado, porém menos que os ciclones tropicais	Formato em espiral. No HS tem o aspecto de vírgula invertida.
Dimensão horizontal	Diâmetro médio de 600 km	Diâmetro varia entre 500 a 1000km	Diâmetro médio de 1000km
Associação com sistemas frontais	Não associado	Não associado	Associado. Em geral, as frentes são uma parte dos mesmos
Perfil de Temperatura na Troposfera	Em todos os níveis (baixos, médios e altos) possui elevadas temperaturas. Portanto, núcleo quente.	Nos baixos e médios níveis da atmosfera o núcleo se mostra aquecido, porém nos altos níveis da atmosfera predomina um núcleo frio.	Apenas nos baixos níveis da atmosfera que o sistema poderá ter temperaturas mais elevadas. Nos médios e altos níveis prevalece baixas temperaturas.
Perfil da Pressão na Troposfera	Domina um cenário mais barotrópico com as isóbaras e isotermas dispostas em camadas verticais.	Domina um cenário mais barotrópico com as isóbaras e isotermas dispostas em camadas verticais.	Domina um cenário baroclínico onde as isóbaras se inclinam sobre as isotérmicas.

A Figura 1.4 mostra um exemplo de cada um desses sistemas onde se pode observar as diferenças espaciais:

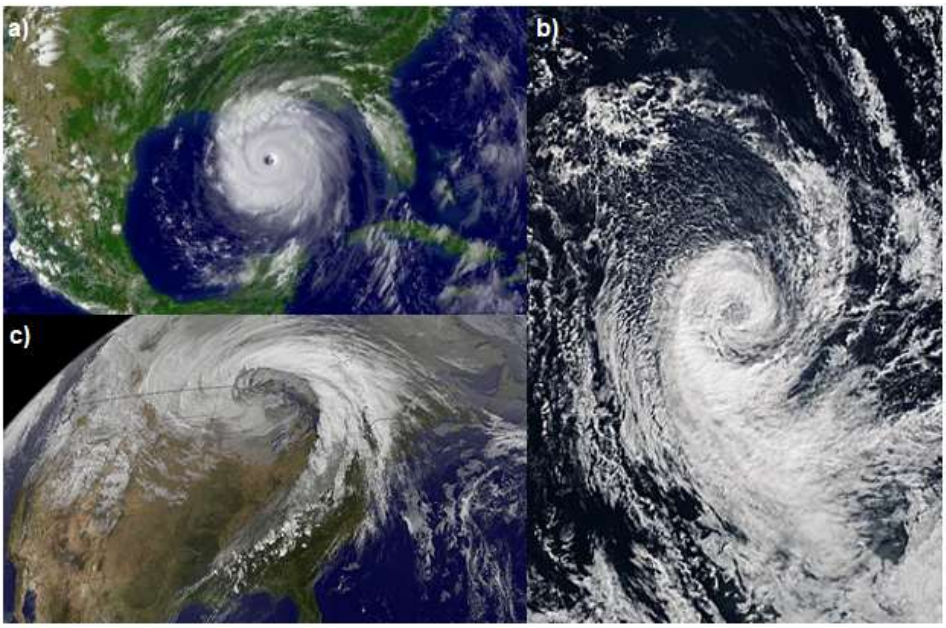


Figura 1.4 - Exemplos de ciclones: **a)** Ciclone tropical Katrina (2005), **b)** Ciclone Subtropical Katie (2015) e **c)** Ciclone Extratropical sobre a América do Norte. **Fonte:** a) Global Policy Lab, b) Wikipedia e c) NASA

1.2.2 Propagação de Ondas Atmosféricas na Região Tropical e Mecanismos de Teleconexão

Como foi mencionado anteriormente existe uma escassez de pesquisas sobre o tema furacões e mecanismos de teleconexão na AS; desta forma, muitos dos trabalhos utilizados como referência não se relacionam especificamente com furacões, mas sim a mecanismos de teleconexão gerados por fontes de calor na região tropical.

De início, um trabalho pioneiro e sempre lembrado sobre fontes de calor tropicais e ondas atmosféricas é Matsuno (1966) que avaliou os tipos de ondas existentes na região equatorial. Para isso ele usou o conjunto de equações da água rasa no plano β-equatorial linearizadas e adimensionalizadas para um estado básico em repouso (Solução dos Modos Normais). Ao introduzir a solução na forma de onda ele chegou no problema de um oscilador harmônico simples onde ele pode avaliar as soluções: ondas de Gravidade-Inercial (GI) para leste e oeste, ondas de Rossby, ondas mistas de Rossby-Gravidade (ou Yanai) e as ondas de Kelvin. A Fig. 1.5 mostra o diagrama de dispersão dessas ondas segundo Matsuno (1966).

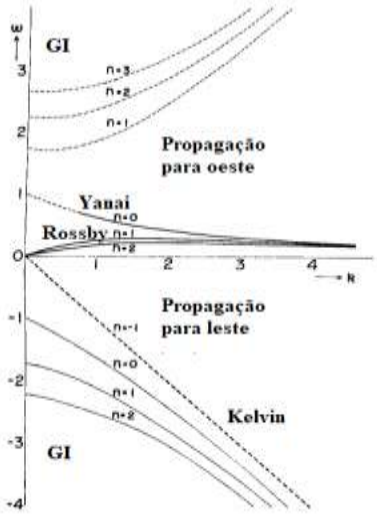


Figura 1.5 - Diagrama de dispersão das ondas atmosféricas, ω > 0 indica propagação para oeste e ω < 0 para leste. K é o número de onda zonal. Yanai se comporta como onda GI para oeste para k < 1/√2 e como Rossby para k > 1/√2. **Fonte:** Figura extraída de Matsuno (1966).

Ainda nesse artigo, Matsuno reproduziu uma fonte de calor estacionária com fonte e sumidouro de massa dispostas lado a lado sobre o Equador e, posteriormente, avaliou a sua resposta no ajuste do campo do vento e do geopotencial. O resultado foi uma convergência em baixos níveis no local do sumidouro de massa (fonte de calor) e de divergência na fonte de massa.

No que se refere a propagação de ondas atmosféricas foi observado uma dispersão de ondas de Kelvin que se propagam para leste e ondas de Rossby para oeste. Como as ondas de GI têm frequências elevadas, elas se dispersavam antes do

equilíbrio da solução ser atingido. Assim, tendo em vista esses resultados, Matsuno inferiu uma circulação do tipo Walker, ou seja, uma célula de circulação zonal.

Após esse trabalho pioneiro, porém teórico de Matsuno, Maruyama e Yanai (1967) fizeram registros observacionais da onda mista de Rossby-Gravidade (onda de Yanai) e um ano depois Wallace e Kousky (1968) observaram ondas de Kelvin provendo, portanto, um respaldo observacional para o trabalho de Matsuno (1966).

Posteriormente, Gill (1980) simulou uma fonte de calor de pequena escala situada sobre o Equador na região da Indonésia, uma das três grandes regiões de convecção localizados na região tropical. O resultado encontrado por ele foi semelhante a Matsuno (1966) e como as ondas de Rossby viajam com cerca de 1/3 da velocidade das ondas de Kelvin, essas últimas conseguiam atingir uma região 3 vezes maior no mesmo intervalo de tempo. Gill (1980) ainda realizou outros experimentos com a introdução de fontes e sumidouros de massa. Ele investigou a resposta dos ventos zonal e meridional e da pressão em relação a uma fonte simétrica e antissimétrica em relação ao Equador.

Os resultados de Gill (1980) para a fonte simétrica foi algo semelhante ao dito anteriormente com a propagação de ondas de Kelvin e Rossby, além das rápidas ondas GI. Observou-se ainda um escoamento em direção à fonte de calor nos baixos níveis da atmosfera e o oposto em altos níveis. Gill (1980) ainda concluiu que a feição encontrada era correspondente a uma célula de Walker tal qual Matsuno (1966).

Já para a fonte antissimétrica, os resultados foram a propagação de ondas de Rossby e Yanai. Kelvin é uma onda de características simétricas ao cruzar o Equador, enquanto Yanai é uma onda de características assimétricas (Wheeler e Kiladis, 1999). Assim, Gill (1980) encontrou repostas mais a oeste da fonte de calor e como essas ondas se propagam de forma mais lenta, essa resposta ocorreria em uma menor área de influência. A circulação predominante nesse caso era do tipo Hadley, ou seja, meridional onde a fonte de calor localizada no HN forçava o surgimento de um anticiclone no hemisfério oposto. Ao juntar as fontes simétrica e antissimétrica Gill (1980) encontrou padrões que lembravam o que ocorre na monção asiática.

Além dessas duas categorias existe uma terceira que é a fonte assimétrica. Nesta categoria a fonte é introduzido apenas em um hemisfério. Os furacões estão nessa categoria uma vez que eles representam fonte de calor e sumidouros de massa em apenas um hemisfério.

Esse trabalho de Gill é muito explorado até os dias atuais, seja em forma de comparação, validação de resultados ou inovações, principalmente no que se refere à mecanismos de teleconexão. Como forma de exemplos mais recentes que tem como base Gill (1980) pode-se citar Taschetto e Ambrizzi (2012) que avaliaram a influência

da temperatura de superfície do mar (TSM) do Oceano Índico e Pacífico na precipitação da AS ou ainda Jang et al. (2013) ou Haarsma et al. (2010) que avaliaram a relação do El Niño com a precipitação na Austrália e na monção indiana, respectivamente.

Outro trabalho de extrema relevância sobre a determinação observacional do espectro de ondas é Kasahara e Puri (1981). Nesse artigo os autores derivaram as Funções de Modos Normais (FMN) para representar os campos de velocidade horizontal e massa de forma simultânea em uma visão tridimensional (latitude, longitude e altura), sendo que as FMN se configuram como as autosoluções do modelo de equações primitivas linearizadas sobre a esfera considerando um estado básico em repouso. Sua teoria será melhor explicada na seção 2.4.2 e importância desse trabalho reside no fato das suas múltiplas aplicações. De maneira geral, esse conjunto de soluções une o perfil vertical e horizontal de forma a melhor representar a atmosfera em aspectos físicos e energéticos, considerando cada tipo de solução ondulatória nela existente. Como exemplos de suas aplicações pode-se citar Tanaka e Terasaki (2006) que avaliaram questões referentes à bloqueios, além de estudos sobre aspectos energéticos (Silva Dias et al., 1987; Zagar et al. 2009a, 2015).

Na presente pesquisa, o interesse nas FMN reside no fato de que se pode realizar a projeção dos modos horizontais associados aos modos verticais com dados de reanálise com a finalidade de reconstituir o espaço físico e, devido as suas propriedades, pode-se filtrar essa reconstituição baseando-se em modos apenas gravito-inerciais (GI) ou Rossby (dito modos rotacionais). Com isso pode-se recriar uma dada configuração observada e analisar qual a contribuição de cada modo na mesma.

Para melhor ilustrar essa aplicação considere a Figura. 1.6 referente à Zagar et al. (2015) - Fig.12 do artigo, onde pode-se notar a climatologia horizontal dos ventos para o mês de janeiro (1980-2009) com dados do *ERA Interim* no nível de 229hPa. A Fig. 1.6a mostra a circulação total considerando o processo de reconstituição do espaço físico pelos modos normais enquanto que a Figura. 1.6b mostra o mesmo considerando apenas a contribuição dos modos de Rossby e Figura. 1.6c o mesmo considerando apenas os modos de GI.

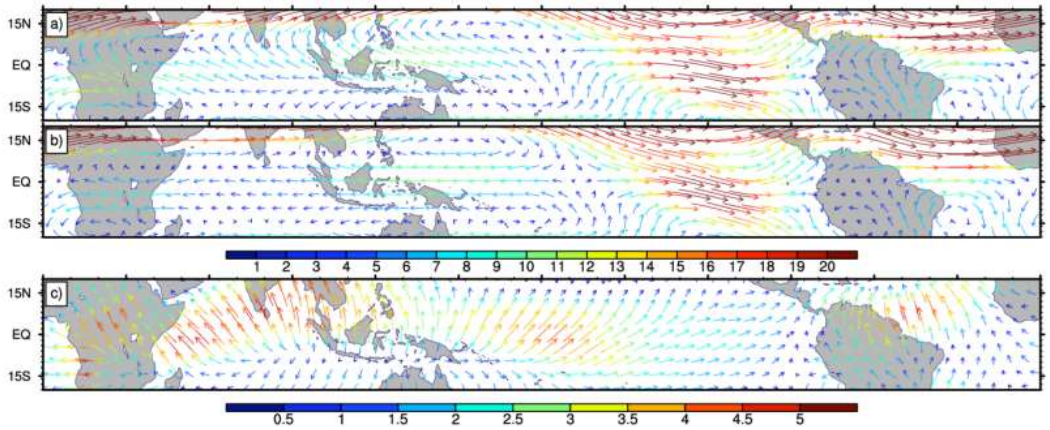


Figura 1.6 - Reconstituição do campo do vento referente à climatologia do vento horizontal com dados de Janeiro do *ERA Interim* (1980-2009) correspondente ao nível de 229hPa pelos Modos Normais. **a)** mostra a reconstituição com a contribuição dos modos de GI e Rossby, **b)** apenas Rossby e **c)** apenas GI. O vento está em unidade de m/s e sua intensidade está demostrada tanto pelas cores como também pela magnitude do vetor. **Fonte:** Figura extraída de Zagar et al. (2015), Fig.12 do artigo.

Na Figura 1.6 se observa que existem feições que podem ser atribuídas apenas aos modos de Rossby como, por exemplo, o giro horário próximo à costa do Brasil ao passo que existem feições que tem grande contribuição das ondas de GI como, por exemplo, o vento de sudeste sobre o norte do Brasil ou sobre o continente africano. Note também a magnitude dos modos de reconstituição onde os modos GI são 4 vezes menores que os modos rotacionais.

Por fim, considerando alguns trabalhos específicos sobre furacões e a AS, tem-se como destaque inicial Silva Dias e Schulbert (1979) onde os autores levantaram semelhanças sobre as feições vistas sobre a Alta da Bolívia no verão austral e os furacões do Oceano Atlântico Norte, ambas do ponto de vista de intensa fonte de calor. Entre essas semelhanças têm-se: o alongamento para oeste em 250hPa da circulação anticiclônica do HS em relação ao deslocamento da fonte no HN, além do surgimento de um anticiclone no hemisfério oposto a fonte como resposta a esta.

Outro trabalho sobre o tema foi desenvolvido por Herdies (1995) que simulou o furacão Gilbert que ocorreu no Caribe em 1988 e constatou uma resposta inter-hemisférica, indicando uma intensificação do escoamento de leste nos baixos níveis do norte do Brasil, além de uma redução da pressão no centro do Brasil e uma intensificação da circulação anticiclônica sobre a AS em baixos níveis, no entanto, o próprio autor sugeriu na época que faltava estudos mais detalhados para se entender melhor essa interação.

Já Mello (1995) explorou o cisalhamento vertical do vento em relação a um ambiente com uma intensa fonte de calor no Caribe. A conclusão foi de que quanto maior é o cisalhamento, menor é a queda de pressão na AS sendo que isso seria efeito da interação entre a baroclinicidade associado à fonte de calor e o ambiente, também,

baroclínico (esse representado pelo cisalhamento do vento) que, assim, projetariam energia no modo barotrópico por meio de mecanismos de não-linearidade que, por sua vez, transportaria energia para latitudes mais altas, não as concentrando sobre as áreas de interesse, no caso, a AS. Vale lembrar que esse último efeito ocorre porque o modo barotrópico dito acima é não-divergente e isso faz com que qualquer projeção nesse modo não fique confinado apenas nos trópicos.

Tendo em vista todos os trabalhos mencionados acima e a ausência de trabalhos que abordem o tema central proposto nessa pesquisa, as próximas seções serão destinadas a exposição de um trabalho praticamente inédito que visa fundamentalmente se basear nos trabalhos anteriores para explorar algo até então desconhecido.

Capítulo II

Dados e Metodologia

Esse capítulo tem como finalidade indicar todos os procedimentos utilizados na pesquisa bem com suas respectivas justificativas. Ao todo o capítulo possui 4 tópicos que abordam inicialmente as hipóteses desenvolvidas segundo os objetivos pretendidos, seguida dos estudos de caso selecionados e dos dados utilizados. No tópico de procedimentos será descrito as três principais fases da pesquisa: Parte observacional, teoria dos modos normais e simulações com o modelo *GCM DREAM*.

2.1 Hipóteses Realizadas

Para avaliar se os furacões do Oceano Atlântico Norte impactam a atmosfera da AS foi inicialmente questionado sobre quais condições esse efeito poderia ser maximizado e a primeira hipótese levantada foi sobre a trajetória dos furacões.

Em Kossin et al. (2010) pode-se encontrar uma análise de *clusters* sobre as trajetórias dos furacões do Oceano Atlântico Norte reproduzida aqui na Figura 2.1. E através do *cluster* número 4 é possível observar que existe um conjunto de furacões que surge no centro do Oceano Atlântico e que segue por uma trajetória muito próxima ao norte da AS, ao passo que, nos demais *clusters* o observado são furacões mais distantes do continente sul-americano.

Portanto, no sentido de maximizar o impacto local dos furacões na AS acredita-se que quanto mais próximos do continente eles transitarem maior será a influência deles.

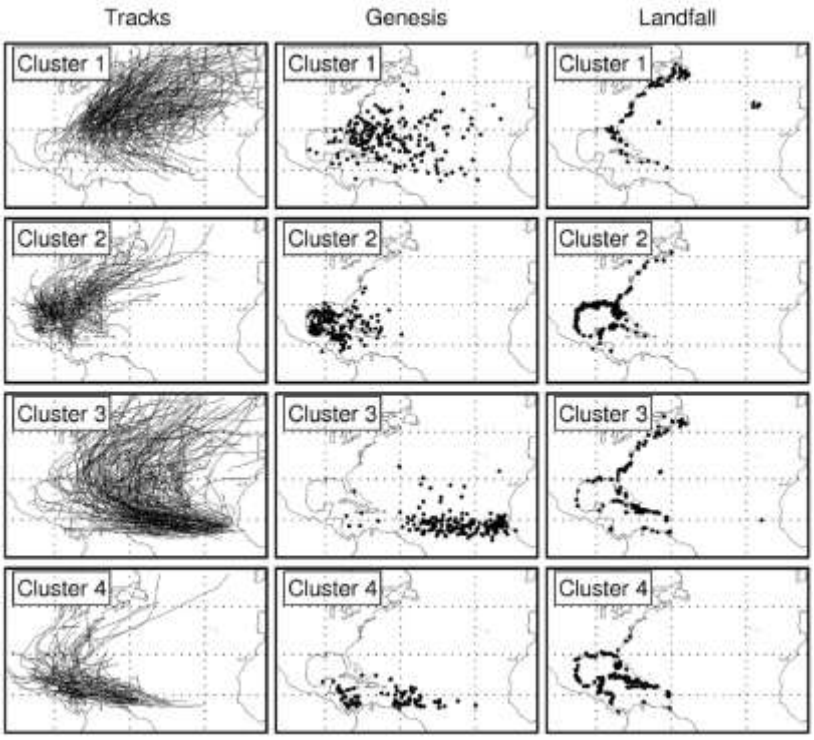


Figura 2.1 - Trajetórias, localização das gênesis e decaimentos (ao atingir terra firme) do conjunto de furacões do período de 1950 a 2007 obtidos através de análise de *clusters*. **Fonte:** Figura extraída de Kossin et al. (2010)

Outro ponto questionado foi acerca da intensidade dos furacões. A Tabela 1.1 mostra a escala Saffir-Simpson onde a categoria mais intensa indica ventos superiores a 252 km/h. Como esse valor denota a força do sistema, expressa pelo giro dos seus ventos, acredita-se que furacões que atinjam a categoria 5 poderiam desempenhar uma maior influência local na circulação norte da AS onde os mesmos furacões transitariam segundo a hipótese anterior.

Dessa forma, os critérios utilizados para dar prosseguimento a pesquisa foram avaliar furacões com:

- Trajetória próxima ao continente sul-americano;
- E que tenham atingido categoria 5 na escala Saffir-Simpson.

2.2 Casos Selecionados

Tendo em vista o item anterior foram selecionados 6 furacões entre 1988 e 2017. A Tabela 2.1 mostra algumas de suas informações e a Figura. 2.2 indica a trajetória descrita por eles.

Tabela 2.1 - Furacões selecionados. **Fonte:** NHC/NOAA

Furacão	Data do Evento	Máx. Cat. Saffir-Simpson	Máx. Vel. Vento (km/h)	Pressão Mín. (hPa)	Origem
Gilbert	08-20/09/1988	5	295	888	Onda vinda da costa oeste africana em 03/08/1988
Ivan	02 a 24/09/2004	5	270	910	Onda vinda da costa oeste africana em 31/08/2004
Dennis	04 a 13/07/2005	4	241	930	Onda vinda da costa oeste africana em 29/06/2005
Emily	11 a 21/07/2005	5	260	929	Onda vinda da costa oeste africana em 06/07/2005
Dean	13 a 23/08/2007	5	277	905	Onda vinda da costa oeste africana em 11/08/2007
Felix	31/08/2007 05/09/2007	5	277	929	Onda vinda da costa oeste africana em 24/08/2007

A trajetória dos furacões selecionados:

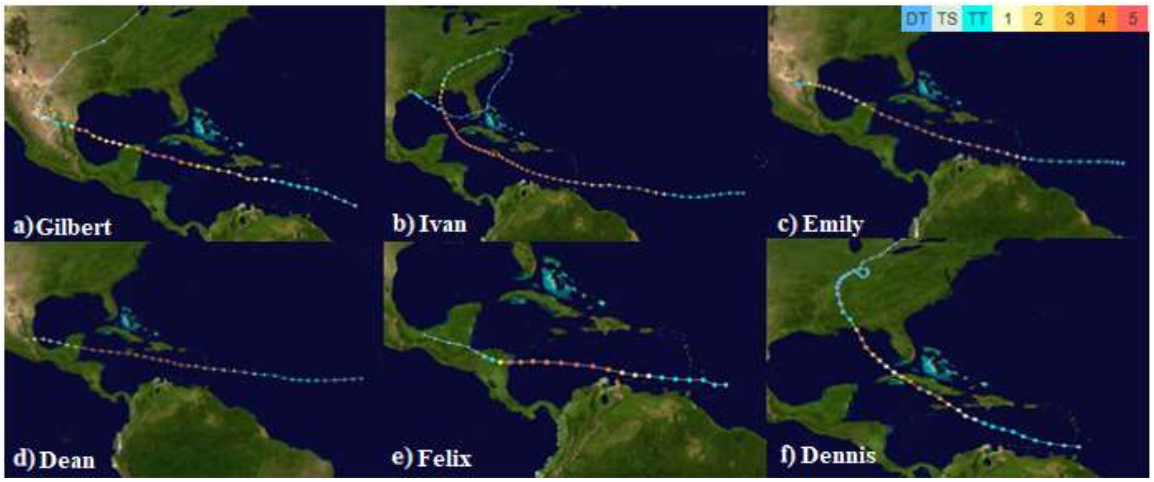


Figura 2.2 -Trajetória dos furacões estudados**: a)** Furacão Gilbert (set/1988), **b)** Ivan (set/2004), **c)** Emily (Jul/2005),**d)** Dean (Agt/2007), **e)** Felix (Agt/2007) e **f)** Dennis (Jul/2005) – simultâneo ao Emily. Notar que as trajetórias são bem semelhantes onde eles surgem no Oceano Atlântico Central próxima à AS e percorrem um caminho próximo ao continente. Com a exceção do f) todos os outros atingiram categoria 5 na escala Saffir-Simpson, alguns mais de uma vez. **Fonte:** *WikiMedia Commons*.

O furacão Dennis ocorreu alguns dias antes do furacão Emily, desta forma optou se também por avaliar os resultados desse furacão.

Os furacões selecionados apresentam interessantes características segundo *o National Hurricane Center (NHC/NOAA).* O Ivan, por exemplo, percorreu mais de 9000 km, com uma duração de 22 dias, sendo que por 10 dias foi um furacão com categoria maior ou igual a 3 na escala Saffir-Simpson. Além disso, ele se tornou a tempestade do HN que chegou ao *status* de grande furacão com registro mais ao sul, chegando a

10.2°N. Ele ocupa ainda a quarta posição em termos de duração em categoria 5 com tempo de 2 dias e 12h.

O Gilbert é o segundo furacão mais intenso que ocorreu no Atlântico, além de ser o primeiro furacão categoria 5 que atingiu o continente (México) e o segundo mais intenso ao tocá-lo. Ocupa, ainda, a segunda colocação junto com outros furacões em relação ao pico de velocidade do vento com o valor de 295 km/h, sendo que foi ainda o furacão mais intenso que ocorreu em setembro.

Já o Emily é o único furacão categoria 5 que ocorreu no mês de julho e o furacão que chegou à categoria 5 de forma mais rápida numa temporada. Além disso, o Emily e o Dennis são os ciclones tropicais mais intensos que se formaram antes do mês de agosto.

O furacão Dean, por outro lado, configura-se na oitava colocação entre os furacões mais intensos que ocorreram no Atlântico, dividindo posição com o Mitch (outubro/1998). Além disso, ele está junto com o Felix no *top* 8 em relação ao pico de velocidade do vento com o valor de 280 km/h e no *top* 8 de furacões que mais permaneceram em categoria 5, com valor de 1 dia, junto com o Felix e o Gilbert.

Tendo em vista essas informações constata-se que os furacões selecionados foram de grande intensidade e, portanto, tendo potencial para impactar o norte da AS.

2.3 Dados e *Softwares* Utilizados

Na presente pesquisa foram requeridos os seguintes dados:

- Dados de Reanálise do *ERA Interim*: Para cada um dos eventos listados na Tabela 2.1 foi feito o *download* dos dados de reanálise com 1° de resolução espacial em intervalos de 6 horas em coordenadas isobáricas. As variáveis presentes em cada arquivo são: vento horizontal e vertical, temperatura, divergência, vorticidade, vorticidade relativa, geopotencial e umidade específica;
- Dados de reanálise do *ERA Interim* com 0.5º de resolução espacial entre os dias 31/08 a 12/09/2017 correspondente ao furacão Irma;
- Dados de reanálise do *ERA Interim* com 1º de resolução espacial correspondente as médias dos meses de julho a setembro desde 1979 a 2017 com intuito de fazer a climatologia de cada mês;
- Dados de Reanálise do *ERA Interim* entre os dias 05-24/09/2004 referentes ao furacão Ivan. Esses dados foram requeridos em coordenada gaussiana regular e o arquivo conta com apenas 6 variáveis: temperatura, umidade específica,

vento horizontal, além do geopotencial e pressão de superfície. Esses dados foram adquiridos apenas as 12Z para cada um dos dias acima. O intuito desses dados foi na utilização das funções de modos normais que será detalhado na próxima seção;

- Dados diários de precipitação do *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station Data (CHIRPS)* com resolução espacial de 0.5° no período dos eventos selecionados;
- Dados mensais de precipitação do *CHIRPS* desde 1948-2017 com resolução espacial de 0.5° com a finalidade de fazer a climatologia da precipitação para os meses de interesse.

Em termos de *softwares* foram utilizados:

- *Grid Analysis Display System (GrADS)*;
- *Climate Data Operators (CDO);*
- A plataforma livre Anaconda com a finalidade do uso da linguagem *Python* para suas diversas aplicações em análise de dados;
- O *Software Modes*. Esse *software* é livre e foi criado no *European Research Council (ERC)* dentro do projeto *Modes* que tinha como intuito a aplicação de funções harmônicas em vetores 3D baseando-se nos modos naturais de oscilação (modos normais da atmosfera) com a finalidade de representar padrões de circulação por meio de séries (Zagar et al., 2015). Esse programa usa linguagem de Fortran 90 e usa metodologia desenvolvida por Kasahara e Puri (1981). Em Zagar et al. (2015) se pode encontrar a apresentação do programa mostrando tanto a instalação como a teoria e forma de aplicação em meteorologia;
- O modelo *GCM DREAMS*. Esse é o modelo baroclínico da Universidade de Reading no Reino Unido em uma versão modificada segundo Hall et. al (2018).

2.4 Procedimentos

Como a pesquisa apresenta três vertentes principais, esse tópico será dividido em três partes a fim de contemplar cada uma de forma mais sistematizada.

2.4.1 Etapa Observacional

Nessa etapa utilizou-se o *GrADS* para plotar os dados provenientes do *ERA Interim* e *CHIRPS*. Diversos campos meteorológicos foram plotados em vários níveis verticais no sentido de acompanhar a evolução horária dos mesmos frente aos eventos dos furacões selecionados – Tabela 2.1. A área de investigação e análise foi fixada entre as latitudes de 40°S e 35°N e nas longitudes de 10 a 110°W, ou seja, contemplando toda a América Latina e ainda uma parte da América do Norte.

Além dos próprios campos meteorológicos foram plotadas também as anomalias de cada um deles. No entanto, para gerar as figuras de anomalia foram necessários gerar primeiramente figuras referentes a climatologia mensal de cada uma das variáveis estudadas e essas foram confeccionadas por meio do *CDO* através da média dos dados mensais também disponibilizados pelo *ERA Interim*. Dessa forma, os campos de anomalia foram produzidos através da subtração da respectiva climatologia para cada uma das variáveis avaliadas.

Para a precipitação foi utilizada a mesma metodologia com as figuras referentes a evolução diária da precipitação em cada evento. Além disso, também foram plotadas a precipitação acumulada durante os mesmos.

Já para as figuras de anomalia de precipitação foi utilizado o seguinte método: durante o mês de ocorrência do furacão avaliado, ou seja, entre julho e setembro, a climatologia de precipitação do respectivo mês foi dividida pela quantidade de dias existente durante o mesmo, ou seja, 30 ou 31 dias, e, posteriormente foi multiplicada pela quantidade de dias referente a duração completa do evento de furacão. Dessa forma, para gerar a figura de anomalia de precipitação durante todo o evento foi feito o cálculo da precipitação acumulada menos essa nova medida de climatologia.

O objetivo dessa etapa foi identificar os principais padrões de circulação e precipitação na atmosfera da AS durante os furacões escolhidos. Além disso, como foram selecionados vários estudos de caso outro objetivo foi avaliar a existência de padrões comuns entre os mesmos, ou seja, se havia uma sistematização dos resultados, além das possíveis diferenças entre eles.

2.4.2 Teoria de Modos Normais

Os movimentos que ocorrem na atmosfera podem ser descritos por um conjunto de equações primitivas, tais como, equação de Navier-Stokes, continuidade e termodinâmica. Essas equações têm como base princípios de conservação de

momento, massa e energia, respectivamente, sendo as principais variáveis descritas por elas: vento horizontal e vertical, pressão ou geopotencial, densidade e temperatura.

Essas equações formam um sistema determinado e prognóstico, no entanto, esse conjunto de equações primitivas são classificadas como sendo equações diferenciais parciais o que faz com que sua solução analítica não seja encontrada a menos de algumas aproximações como, por exemplo, as clássicas aproximações do equilíbrio hidrostático e aproximação incompressível.

Além disso, essas equações apresentam termos não lineares o que dificulta seu processo de resolução. Um exemplo de termo não linear é o de advecção. Um método usado para tornar as equações lineares é o método das perturbações que consiste em atribuir para cada variável um estado básico, muitas vezes relacionado a climatologia e um estado transiente (ou perturbado) que induz a ideia de anomalia. Pela definição desse método o estado transiente é muito menor que o estado básico, assim ao impor cada variável com seus respectivos estados o resultado é a linearização dessas equações, que aliados as aproximações clássicas - para movimentos de grande escala - tornam as soluções plausíveis de serem encontradas.

O que se denomina de modos normais é justamente as soluções das equações primitivas linearizadas na esfera considerando um estado básico em repouso (Zagar et al., 2015). Kasahara e Puri (1981) derivaram os modos normais de forma teórica e discorreram sobre as suas diversas possibilidades de aplicação que foram desenvolvidas no decorrer dos anos seguintes.

O formato das soluções dos modos normais são ondas atmosféricas, como as a ondas de GI, ondas de Rossby, ondas Mistas de Rossby-Gravidade (ou Yanai) e as ondas de Kelvin. Essas ondas podem ser excitadas por fontes de calor na atmosfera, logo um furacão pode inicia-las e as propagar pela atmosfera transportando energia e mudando as características de escoamento de uma localidade.

Embora a questão energética seja interessante, a presente pesquisa não abordou esse tema, concentrando-se apenas na parte do escoamento associado a cada tipo de solução ondulatória em um evento de furacão. É interessante mencionar que a abordagem dos modos normais em um evento de teleconexão atmosférica causada por um furacão é inédito, mostrando uma parte inovadora e inexplorada até o momento.

O objetivo com o uso dos modos normais é gerar figuras semelhantes a Figura 1.6 (correspondente à Zagar et al. 2015) e identificar as feições e escoamentos associados a cada tipo de oscilação atmosférica em um evento de furacão.

Além disso, com os dados de reanálise citados no item anterior pode-se comparar os resultados observacionais com a reconstituição do vento horizontal gerado pelas ondas atmosféricas e, assim, identificar quais os tipos de ondas estão associados

a uma dada configuração de teleconexão observada na reanálise. Isso é importante, pois indicará quais ondas estão mais associadas a interação entre a fonte do HN e a atmosfera do HS, sendo que esses resultados poderão ser comparados com outros estudos sobre o tema como, por exemplo, Silva Dias (1978,1988) e Gill (1980).

A seguir, será apresentada um subtópico que mostrará de forma breve a teoria dos modos normais e o funcionamento do *software Modes* para realizar o processo de reconstituição do vento horizontal para cada onda atmosférica. A notação utilizada é similar a Zagar et al. (2015).

No Apêndice B encontra-se uma descrição detalhada sobre a teoria dos modos normais, no entanto, para mais informações recomenda-se a leitura de Zagar et al. (2015) e Kasahara e Puri (1981).

Software Modes e Teoria dos Modos Normais

O furacão escolhido para o uso dos modos normais foi o Ivan, ocorrido em setembro de 2004. Sua seleção foi motivada pelo mesmo ter uma maior duração e ter chegado mais próximo à AS em relação aos demais furacões avaliados.

Sobre o programa, ele atua em cinco etapas sendo que o arquivo do evento a ser estudado deve conter as variáveis temperatura, vento horizontal, umidade específica e geopotencial e pressão de superfície dispostos em *grid* gaussiano e em coordenada vertical σ, onde

$$\sigma = \frac{p}{p_s} \tag{1}$$

onde p_s é a pressão da superfície e p a pressão em um dado nível.

O ponto de partida do *Modes* é o conjunto de equações primitivas linearizadas sobre a esfera considerando um fluido invíscido e adiabático com estado básico em repouso. Nessa configuração ao se introduzir o método de separação de variáveis chega-se a uma função para a estrutura vertical e um conjunto de equações na parte horizontal onde o programa consegue resolvê-las por meio de séries.

A primeira etapa do programa é caracterizada pela *namelist gaussian* onde o número de pontos de grade gaussiano entre os polos deve ser fornecido. Já a segunda etapa do programa consiste em calcular a estrutura vertical que tem a seguinte expressão como problema e com as seguintes condições de fronteira (C.F.):

$$\frac{d}{d\sigma}\left(\frac{\sigma}{S}\frac{dG}{d\sigma}\right) + \frac{H_*}{D}G = 0 \tag{2}$$

Com C.F: $\frac{dG}{d\sigma} + \frac{\Gamma_0}{T_0}G = 0$ em $\sigma = 1$ (fronteira inf.) e $\sigma\frac{dG}{d\sigma} = 0$ em $\sigma = \sigma_T$ (fronteira sup.)

onde $S(\sigma) = \frac{R\Gamma_0}{gH_*}$ é um parâmetro de estabilidade junto com $\Gamma_0 = \frac{RT_0}{C_p\sigma} - \frac{dT_0}{d\sigma}$, T_0 é a temperatura média global em cada nível σ, H_* é um fator de adimencionalização que vale 8 km (altura média da tropopausa).

A expressão acima consiste a um problema de *Sturm-Liouville* em que os autovalores são chamados de alturas equivalentes D_m (*D>0*) e os autovetores ortogonais correspondem as próprias estruturas verticais $G(\sigma)$.

O programa resolve (2) por meio do método da diferença finita, sendo necessário impor ao programa a quantidade de autovalores (*m*) que se deseja calcular. *m* pode ser entendido como o número de onda vertical, sendo que cada *m* irá corresponderá a uma dada altura equivalente *D*.

A terceira etapa é a *namelist* da função da estrutura horizontal, também chamada de funções de Hough onde os coeficientes da mesma são calculados. A seguir, o conjunto de equações básicas dessa etapa. Em Zagar et al. (2015) os autores simplificaram a notação ao omitirem que essas equações representam um sistema com *m* equações referentes aos *m* autovalores requeridos na estrutura vertical:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + LW = 0 \tag{3}$$

em que $W(\lambda,\varphi,t) = H_n^k(\lambda,\varphi)e^{-i\nu_n^k t}$ (4)

$$H_n^k(\lambda,\varphi) = \Phi_n^k(\varphi)e^{ik\lambda} \tag{5}$$

$$\Phi_n^k(\varphi) = \begin{matrix} U_n^k(\varphi) \\ -iV_n^k(\varphi) \\ Z_n^k(\varphi) \end{matrix} \tag{6}$$

onde $W=(u^*,v^*,h^*)^T$ são as variáveis adimensionalizadas investigadas (vento zonal, meridional e altura geopotencial), *L* é matriz do operador diferencial linear, $\mathrm{H}_\mathrm{n}^\mathrm{k}(\lambda,\varphi)$ a função de Hough, $\Phi_n^k(\varphi)$ função vetor de Hough que mostra o perfil meridional, ν_n^k é a frequência também dependente do número de onda zonal (*k)* e meridional (*n*). λ a longitude e φ a latitude.

A parte do programa que gera a estrutura vertical e horizontal não são feitos com os dados de temperatura de interesse pois, segundo Zagar et. al. (2015) essas estruturas variam muito pouco de um dado para o outro e, assim, não existe a necessidade de recalculá-los sempre. Os dados usados nessa parte foram os do programa que usa a média do ano de 2000.

A solução desse conjunto de equações consiste em impor solução oscilatória para a dependência temporal e longitudinal e função vetores de Hough na porção meridional que são, em geral, resolvidas por polinômios de Legendre (Kasahara e Puri, 1981).

Nas *namelists* são inseridas informações sobre os pontos de grade dos dados de interesse, a quantidade de níveis verticais requeridos, além dos números de ondas verticais (*m* ou quantidade de D_m), zonais (*k*) e meridionais (*n*) desejados. Esses dados são importantes para o limite dos cálculos do *software*. No experimento em questão foram dadas as seguintes informações:

Tabela 2.2 - Informações fornecidas no programa *Normal Modes Fuctions* para seus cálculos.

Data e Hora	05-24/09/2004 com dados apenas as 12Z
Pontos de grade gaussiano	256
Número de pontos zonais e meridionais	512 e 256 respectivamente
Número de níveis verticais	60 níveis em coordenada sigma
Número de modos verticais requeridos (m)	30 níveis
Número de modos zonais requeridos (k)	De 0 à 30
Número de modos meridionais requeridos (n)	De 0 à 30

A quarta etapa refere-se à projeção onde as equações (7) – (10) resumem o processo. A busca neste item é de encontrar coeficientes para posteriormente ser feita a inversão. Nessa *namelist* deve-se colocar os dados de interesse vindos do *ERA Interim*. Por fim, vem a etapa de inversão e filtragem, nesse item é importante ter em mente que o conjunto de equações usadas no *software* bem como sua teoria mostram que existem três tipos de soluções básicas em termos de ondas atmosféricas: uma de baixa frequência de caráter rotacional associada às ondas de Rossby e duas de alta frequência que são as ondas GI para leste e para oeste. As ondas de Kelvin e a MRG se fazem presentes também, bastando especificá-las.

Na questão da projeção calcula-se os coeficientes representados nas equações (8) e (10) e na inversão usam-se as equações (7) e (9) no sentido de reconstruir os espaços físicos com base nos coeficientes encontrados via a projeção. Os modos GI e Rossby dependem de *m*, *k* e *n,* assim na filtragem deve-se escolhê-los de forma a filtrar um deles ou nenhum.

As equações representativas dessa etapa:

$$\begin{matrix} u(\lambda,\varphi,\sigma_j) \\ v(\lambda,\varphi,\sigma_j) \\ h(\lambda,\varphi,\sigma_j) \end{matrix} = \sum_{m=1}^{M} S_m \boldsymbol{X}_m(\lambda,\varphi) G_m(j) \qquad (7)$$

em que S_m = $\begin{matrix} \sqrt{gD_m} & 0 & 0 \\ 0 & \sqrt{gD_m} & 0 \\ 0 & 0 & D_m \end{matrix}$

Em (7) os dados de entrada do *ERA Interim* estão do lado esquerdo da igualdade, do lado direito têm S_m que funciona para adimensionalizar o processo, $G_m(j)$ a estrutura vertical já calculada e $\boldsymbol{X_m}(\lambda, \phi)$ os coeficientes necessários para a projeção e posterior inversão. Eles são calculados como:

$$\boldsymbol{X}_m(\lambda, \varphi) = \frac{1}{S_m} \sum_{j=1}^{J} (u, v, h)_j{}^T G_m(j) \tag{8}$$

Eq. (8) mostra que um vetor com coeficientes referentes a um dado modo vertical *m* pode ser projetado em harmônicos de Hough, ou seja, associados à estrutura horizontal na forma:

$$\boldsymbol{X}_m(\lambda, \varphi) = \sum_{n=1}^{R} . \sum_{k=-K}^{K} \chi_n^k\ (m) H_n^k\ (\lambda, \varphi; m) \tag{9}$$

Note que em (9) o índice meridional (*n*) vai até *R*, na verdade *R* contempla todos os modos GI (leste e oeste) e Rossby, logo essa somatória varre três vezes o *n* máximo escolhido. O número de onda zonal (*k*) mostra um grande *range* que vai desde –*K* a *K* incluindo o zero e essas duas somatórias são combinadas. O $H_n^k(\lambda, \varphi; m)$ já havia sido calculado na estrutura horizontal. Para achar essa projeção precisa-se encontrar $\chi_n^k\ (m)$ que é um coeficiente complexo dado por:

$$\chi_n^k(m) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{1} \boldsymbol{X}_m(\lambda, \varphi) . [H_n^k]^* d\mu d\lambda \tag{10}$$

A partir do resultado em (10) volta-se na equação (9) e posteriormente em (7) onde assim consegue-se inverter e, portanto, reconstituir o campo de vento horizontal e o campo do geopotencial como função de soluções oscilatórias que são controladas via o interesse do pesquisador.

Na presente pesquisa reconstituiu-se apenas o campo do vento horizontal às 12Z durante a ocorrência do furacão Ivan. A área de reconstituição foi entre as latitudes de 40°S e 35°N e as longitudes de 10-110°W. As figuras de reconstituição foram feitas na linguagem *Python*.

A respeito das filtragens é importante ter em mente que cada onda atmosférica é representada por uma trinca de valores: *m, k* e *n* que são os responsáveis pela

filtragem das soluções. No programa existem apenas três tipos principais de ondas como mencionado anteriormente: onda de GI para leste e oeste e as ondas de Rossby para oeste. As ondas de Kelvin e MRG são respectivamente definidas como sendo o *n=1* para as ondas de GI para leste e para as ondas de Rossby.

No procedimento adotado na presente pesquisa se decidiu em um primeiro momento por realizar as reconstituições sem filtrar nenhuma onda atmosférica e em um segundo momento realizar uma filtragem apenas no *n*, separando as ondas entre si, porém mantendo para cada uma delas todos os seus modos de *m* e *k*, ou seja, de 0 a 30 modos cada um.

Portanto, para cada arquivo do furacão Ivan existem 5 figuras de reconstituição do vento horizontal sendo elas:

- Sem a filtragem de ondas atmosféricas;
- Reconstituição apenas via as ondas de Rossby;
- Reconstituição apenas via as ondas de GI (leste e oeste);
- Reconstituição apenas via as ondas de Kelvin;
- E reconstituição apenas via as ondas MRG.

2.4.3 Simulações Numéricas

A terceira e última parte dos procedimentos envolve a parte de modelagem onde foram feitas algumas simulações dos furacões apresentados na Tabela 2.1. Porém, antes de justificar a escolha do modelo e especificar suas características será dada um enfoque na análise do perfil de calor dos furacões que é uma parte essencial e que precedeu as simulações.

A fonte de calor associada aos furacões

Os furacões são sistemas de convecção profunda que constitui importantes fontes de calor na região tropical. Muitos trabalhos exploraram o perfil de aquecimento dessas células profundas sendo que o principal resultado está ilustrado na Fig. 2.3 que denota o perfil típico de aquecimento em um sistema que possui uma taxa de precipitação de apenas 10 mm/dia:

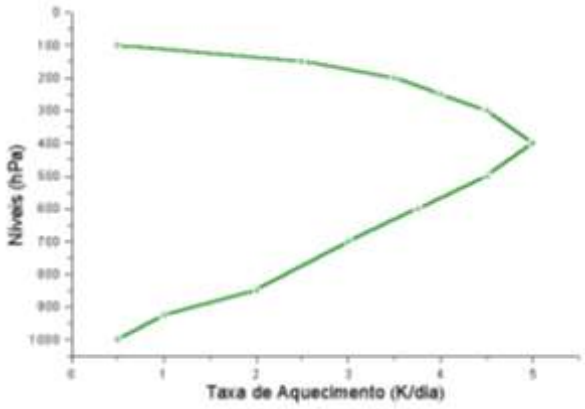


Figura 2.3 - Perfil vertical de aquecimento em um sistema convectivo profundo nos trópicos.

Pela Figura 2.3 é possível observar que o aquecimento será máximo na média troposfera, próximo a 400 hPa. No exemplo acima o valor máximo atingido é de 5 K/dia enquanto que a média em toda a coluna vertical é de 2,5 K/dia, lembrando que a regra geral é um aquecimento de 0,25 K/dia para cada 1 mm de chuva.

No entanto, os furacões são fenômenos muito intensos em que a taxa de precipitação excede facilmente os 100 mm/dia. Além disso, os furacões possuem uma estrutura bem complexa que pode mudar, intensificar ou enfraquecer dependo das condições oceânico-atmosféricas associadas – vide capítulo I, tópico 1.2.1. Dessa forma, avaliar o perfil de aquecimento para cada evento de furacão desde a sua formação é muito importante não só para compreender todo o ciclo de vida do mesmo como também para quantificar e descrever o perfil de aquecimento atmosférico provocado pela presença do furacão, isto é, qual a fonte de calor injetada na atmosfera pelo sistema.

Assim, com o objetivo de avaliar o perfil de aquecimento de cada um dos furacões selecionados no sentido de interpretar os resultados e usá-los posteriormente nas simulações foram gerados perfis verticais para cada um dos termos da equação termodinâmica expressa abaixo:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + V_h.\nabla_p T + \omega\frac{\partial T}{\partial p} - \omega\frac{RT}{cpP} = Res \qquad (11)$$

(a) (b) (c) (d) (e)

Os termos da equação termodinâmica são:

(a) Variação local de temperatura
(b) Advecção horizontal de temperatura
(c) Advecção vertical de temperatura

(d) Termo de aquecimento adiabático
(e) Termo de aquecimento diabático (Resíduo)

O termo de aquecimento diabático é o termo que mostra a fonte de calor associada ao sistema, logo esses foram os valores e os perfis buscados para entender e representar o sistema em uma futura simulação.

Modelo GCM DREAM

Hoskins e Simmons (1975) desenvolveram a primeira versão do *General Circulation Model (GCM)* que é um modelo dinâmico pautado apenas nas equações primitivas que regem a dinâmica atmosférica sem incluir processos físicos como, por exemplo, mudança de fase da água. Devido a essa característica, a versão original do modelo é comumente referido como sendo um modelo dinâmico seco.

Muitos estudos foram realizados com as versões iniciais do modelo como, por exemplo, Jin e Hoskins (1995), Ambrizzi e Hoskins (1997) e Valdes e Hoskins (1989) e em todos os casos foi mostrado que o modelo apesar de não incluir processos físicos mais sofisticados é uma boa representação de fenômenos de escala sinótica e escala global.

Já o *Dynamical Research Empirical Atmospheric Model (DREAM)* se configura como uma versão mais recente do modelo de Hoskins e Simmons (1975) e foi o primeiro a ter uma adaptação da técnica da forçante empírica mostrada em Hall (2000).

Segundo essa técnica, a forçante de um sistema pode ser associada a um modelo mais simples que conta apenas com processos de advecção e dissipação simples. Dessa forma, introduzindo uma série temporal longa e impondo um processo de integração com passo de tempo único em um modelo inicialmente não forçado, essas forçantes podem ser determinadas e ainda separadas segundo diferentes escalas de tempo (Hall et. al, 2018). Além disso, essas forçantes podem ser inseridas do lado direito das equações primitivas de um modelo dinâmico como os GCM_s no sentido de orientá-los a cometer menos erros sistemáticos, mas sem interferir no equilíbrio das soluções (Hall et. al, 2000).

Outras mudanças do *DREAM* em relação a Hoskins e Simmons (1975) são o aumento da resolução horizontal, modificações nos processos de difusão e amortecimento, além de incluir a umidade específica que anteriormente não se fazia presente. Esses aspectos serão retomados mais adiante.

Após essas modificações o modelo *GCM DREAM* continuou a ser amplamente utilizado para investigação de diversos fenômenos como, por exemplo, estudos de El

Nino (Hall et al., 2000; Lin et al., 2007), ondas de leste africanas (Leroux e Hall, 2009; Leroux et. al, 2011), além de mecanismos de interações trópicos-extratrópicos (Hall et. al, 2013).

Tendo em vista esses trabalhos e a simplicidade e qualidade do modelo para soluções de problemas de escala sinótica optou-se pela sua utilização para investigar eventos de furacões. A seguir será apresentada a metodologia empregada no modelo, suas principais características, forma de execução, além da descrição dos experimentos realizados.

Sistemas de equações do modelo GCM DREAM

O modelo original se baseia nas equações primitivas considerando um gás perfeito, invíscido, adiabático, hidrostático em um planeta em rotação. Abaixo o conjunto de equações iniciais – equação da vorticidade, divergência, temperatura, log pressão e hidrostática - segundo Hoskins e Simmons (1975) que utiliza coordenadas esféricas na horizontal e sigma na vertical:

$$\frac{\partial\zeta}{\delta t} = \frac{1}{1-\mu^2}\frac{\delta}{\delta\lambda}\,\mathfrak{I}_{\mathrm{v}} - \frac{\delta}{\delta\mu}\,\mathfrak{I}_{\mathrm{u}} \tag{12}$$

$$\frac{\delta D}{\delta t} = \frac{1}{1-\mu^2}\frac{\delta}{\delta\lambda}\,\mathfrak{I}_{\mathrm{u}} + \frac{\delta}{\delta\mu}\,\mathfrak{I}_{\mathrm{v}} - \nabla^2\left(\frac{u^2+v^2}{2(1-\mu^2)} + \phi + \bar{T}\ln p^*\right. \tag{13}$$

$$\frac{\delta T'}{\delta t} = -\frac{1}{1-\mu^2}\frac{\delta(uT')}{\delta\lambda} - \frac{\delta(vT')}{\delta\mu} + DT' - \dot{\sigma}\,\frac{\delta T}{\delta\sigma} + \mathrm{K}\frac{T\bar{\omega}}{p} \tag{14}$$

$$\frac{\delta \ln p^*}{\delta t} = -V.\nabla \ln p^* - D - \frac{\delta\dot{\sigma}}{\delta\sigma} \tag{15}$$

$$\frac{\delta\phi}{\delta ln\sigma} = -T \tag{16}$$

onde $\mathfrak{I}_{\mathrm{u}}$ e $\mathfrak{I}_{\mathrm{v}}$ são definidos como:

$$\mathfrak{I}_{\mathrm{u}} = \mathrm{v}\zeta - \sigma\frac{\delta u}{\delta\sigma} - T'\frac{\delta lnp^*}{\delta\lambda} \tag{17}$$

$$\mathfrak{I}_{\mathrm{v}} = -\mathrm{u}\zeta - \dot{\sigma}\frac{\delta v}{\delta\sigma} - T'(1-\mu^2)\frac{\delta \ln p^*}{\delta\mu} \tag{18}$$

Nas equações acima os termos estão adimensionalizados onde ζ indica a vorticidade absoluta, D a divergência, $T = \bar{T}(\sigma) + T'$ a temperatura, p* a pressão de superfície, ϕ o geopotencial, σ a coordenada vertical, λ a longitude, μ = senθ, sendo θ a latitude e *u* e *v* são respectivamente as velocidades zonal e meridional multiplicadas por cos θ.

A escala de comprimento é o raio da Terra (a = 6400 km) e de tempo é Ω^{-1}, sendo Ω a velocidade angular de rotação da Terra. Já a escala de temperatura é $\frac{a^2\Omega}{R}$ onde *R* indica a constante dos gases. Para a pressão a escala é a pressão inicial p_0=1000 hPa.

Nesse cenário o operador de advecção horizontal é dado por:

$$V.\nabla = \frac{\mathrm{u}}{1-\mu^2}\frac{\delta}{\delta\lambda} + v\frac{\delta}{\delta\mu} \tag{19}$$

Além disso, utilizando-se da definição de velocidade potencial χ e função de corrente ψ se pode reescrever as equações da vorticidade e divergência em termo dessas variáveis, o que confere mais duas novas variáveis no modelo:

$$u = -(1-\mu^2)\frac{\delta\psi}{\delta\mu} + \frac{\delta\chi}{\delta\lambda} \tag{20}$$

$$v = \frac{\delta\psi}{\delta\lambda} + (1-\mu^2)\frac{\delta\sigma}{\delta\mu} \tag{21}$$

$$\zeta = 2\mu + \frac{1}{1-\mu^2}\frac{\delta v}{\delta\lambda} - \frac{\delta u}{\delta\mu} = 2\mu + \nabla^2\psi \tag{22}$$

$$D = \frac{1}{1-\mu^2}\frac{\delta u}{\delta\lambda} + \frac{\delta v}{\delta\mu} = \nabla^2\chi \tag{23}$$

Escrever as equações horizontais em termos de vorticidade e divergência é um artifício utilizado para a resolução de problemas numéricos uma vez que as soluções podem ser mais facilmente encontradas com o uso de técnicas espectrais.

No presente modelo as equações que expressam a porção horizontal são resolvidas por meio de harmônicos esféricos. Nesse método as variáveis (ζ, D, T', ϕ) se reduzem a uma representação de transformadas de Fourier para a parte zonal e em polinômios de Legendre na parte meridional, sendo assim, as variáveis e suas mudanças ficam caracterizadas através de alterações na fase e amplitude dos espectros. Na porção vertical a solução é calculada por meio do método da diferença finita que consegue conservar massa, energia total e momento angular.

Características do GCM DREAM

O modelo utilizado apresenta um truncamento triangular "*jagged*" (dentado) no número de onda 42 (T42). A seguir um exemplo para T5 nas configurações triangular e triangular "*jagged*":

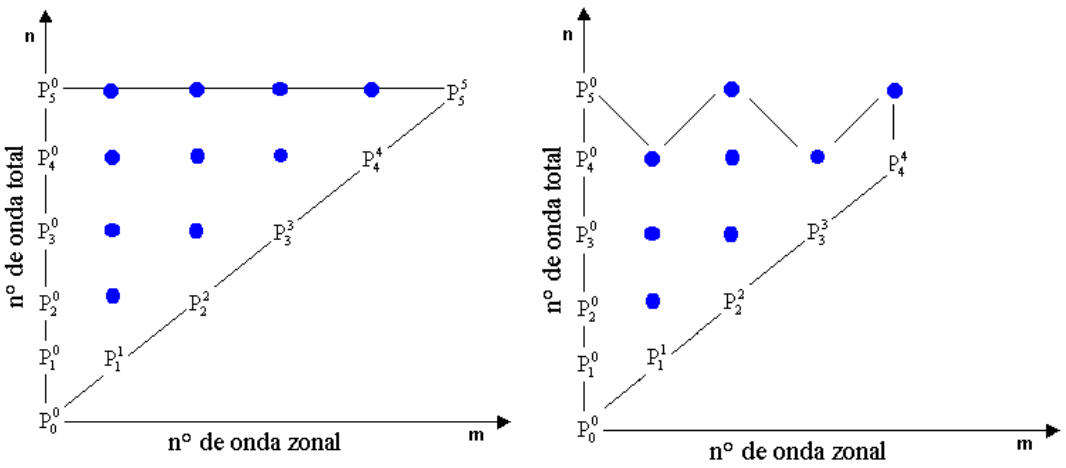


Figura 2.4 - Esquema de representação de truncamento truncado a) triangular b) triangular "dentado"

Cada ponto do diagrama da Fig. 2.4 corresponde um polinômio associado de Legendre (P_n^k) onde *k* e *n* são os números de onda zonal e meridional respectivamente. Os polinômios P_0^0 e P_1^0 são os polinômios geradores, calculados inteiramente para uma dada latitude, com os quais o cálculo é iniciado para *k=0*. Os polinômios de grau e ordem maiores são, então, consecutivamente calculados utilizando-se fórmulas de recorrência até completar todo o domínio (Nehrkorn, 1990).

Esse truncamento espectral está relacionado ao número de pontos de grade dispostos espacialmente, neste caso, 128 longitudes para todo o globo e 32 latitudes gaussianas para cada hemisfério.

O modelo conta ainda com 15 níveis verticais sigmas que são calculadas via a equação (1). Os níveis disponíveis no modelo são σ x 1000 hPa = 975, 925, 883, 850, 792, 700, 600, 500, 400, 300, 312, 250, 200, 150, 100 e 37 hPa.

O tempo para todas as integrações é de 22,5 minutos e o único processo físico contido no modelo é a difusão. Nessa etapa, o modelo usa de uma difusão interna bi-harmônica com coeficiente 2.333×10^6 $m^4 s^{-1}$ para as variáveis vorticidade, divergência, temperatura e umidade específica. Na camada limite planetária que o modelo classifica em σ = 0.8 a difusão tem um decréscimo linear e acima dessa camada, na atmosfera livre, o valor da difusão é constante. Já na difusão horizontal utiliza-se uma escala seletiva dada por $12h\nabla^6$. O processo de difusão é importante não só para a representação de qualquer sistema simulado como também para suavizar gradientes intensos que podem surgir em virtude do processo de truncamento. A Fig. 2.5 ilustra o perfil e o tempo de amortecimento para os processos de difusão e resfriamento radiativo.

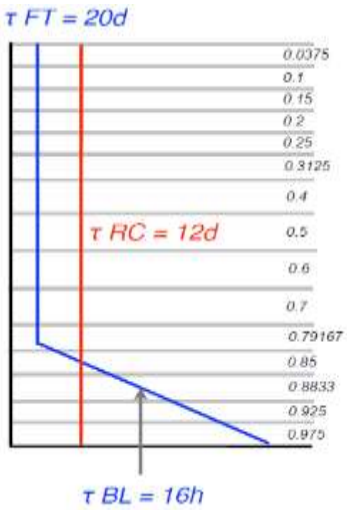


Figura 2.5 - Ilustração do perfil vertical do processo de difusão vertical – linha azul – e do processo de resfriamento – linha vermelha – para os diversos níveis verticais do modelo *GCM DREAM*. O tempo de amortecimento (princípio de dissipação) levado para completar cada processo também está indicado no esquema.

Pela Figura 2.5 pode-se observar que o tempo de dissipação do processo de difusão varia, sendo de 16h na camada limite planetária e de 20 dias na atmosfera livre. No entanto, o mesmo não ocorre com a temperatura que apresenta um perfil constante em todos os níveis verticais e com tempo de dissipação de 12 dias.

A umidade específica não era uma variável presente nas versões antigas do modelo, mas foi incluída nas novas versões com uma forma empírica de derivação de fontes e sumidouros de umidade – mais informações em Hall et. al (2018). O importante dessa questão é que ao introduzir uma fonte de calor diabática, como os furacões, a variável umidade terá uma comunicação com a equação da termodinâmica.

Outro ponto a ser destacado é a questão orográfica uma vez que o modelo não contém esta informação de forma explícita. Nesse caso, a orografia vem de forma implícita através do método da forçante empírica comentado anteriormente.

Funcionalidade do Modelo

O *GCM DREAM* atua basicamente em dois processos principais. No primeiro é introduzido o estado básico sem a presença de uma forçante e o modelo dentro do período de tempo estipulado pelo pesquisador alcança livremente um estado estacionário. Em um segundo momento as forçantes são introduzidas, o modelo é perturbado e as respostas nos diversos campos podem ser avaliadas.

No modelo as saídas são disponibilizadas em arquivos *NetCDF* para cada variável e para cada nível vertical. As variáveis disponíveis são: velocidade zonal, meridional e vertical, geopotencial, altura geopotencial, temperatura, umidade específica, vorticidade, divergência, velocidade potencial e potencial de corrente.

Descrição dos Experimentos

Simulou-se os furacões Ivan (2004) e Irma (2017). O primeiro faz parte do conjunto de furacões apresentados na Tabela 2.1 e o Irma mostra um exemplo de furacão intenso, porém com a trajetória diferente da estabelecida como critério de escolha para a seleção dos furacões. O Irma foi investigado justamente no sentido de avaliar as hipóteses propostas na pesquisa.

O estado básico utilizado em todas as simulações foi a climatologia dos meses de setembro-outubro-novembro com dados do *ERA Interim* entre 1979 a 2016 e a forçante foi prescrita segundo os resultados encontrados nos perfis da equação termodinâmica para o termo do aquecimento diabático.

Assim, se o furacão apresentasse um máximo de aquecimento na média troposfera o perfil imposto ao programa seria semelhante ao ilustrado na Fig. 2.2. Caso o contrário os perfis teriam sido modificados para atender aos resultados das reanálises. Além disso, como os furacões são fenômenos que se deslocam, intensificam e enfraquecem foi implementado no decorrer do programa alguns passos para garantir que a fonte fosse transiente e para que o sistema mudasse sua intensidade segundo o seu deslocamento. Veja o apêndice A para uma ideia do *script* desenvolvido para esta etapa do experimento.

O modelo também permitia a introdução de fontes de momento que são importantes nos furacões, porém não se utilizou desse recurso devido a complexidade de se representar a variação e o perfil de momento em um furacão – um exemplo será mostrado nos resultados.

A seguir, a Tabela 2.3 resume os principais parâmetros utilizados em cada experimento:

Tabela 2.3 - Informações utilizadas para simular cada furacão no *GCM DREAM.*

Parâmetros	Ivan (2004)	Irma (2017)
Dias de duração	02/09 a 12/09 (10 dias)	30/08 a 10/09 (11 dias)
Coordenadas Inicial e Final	9.7°N 27.6ºW 31.4ºN 87.7ºW	16.3°N 31.78°W 26.8°N 81.7°W
Fonte de Calor (K/dia)	0-20 (até 11.3°N 54.4ºW) 20-60 (até 18.4°N 80.4°W) e 60-100 (até 31.4°N 87.7°W)	0-50 em todo o domínio uma vez que a variação do furacão foi pequena
Raio do sistema	De 1° a 2°	1.5° em todo o percurso

Capítulo III

Resultados

Neste capítulo serão apresentados os principais resultados encontrados na pesquisa. Serão mostradas também análises, discussões aprofundadas e comparações com outros trabalhos em um total de 4 tópicos que seguem o mesmo arranjo do capítulo anterior.

O primeiro tópico chamado Padrões Atmosféricos da AS em Episódios de Furacões mostrará os resultados da parte observacional, abordando os principais padrões sinóticos observados nos eventos dos furacões apresentados na Tabela 2.1. Análises e interpretações de vários campos sinóticos serão discutidos e uma sistematização será especificada.

A aplicação da teoria dos modos normais com a decomposição e reconstituição do campo do vento horizontal em um evento de furacão será apresentada no tópico intitulado O Papel das Ondas Atmosféricas nos Padrões Sinóticos. Nesse tópico será avaliado as características de cada onda atmosférica e, sobretudo, sobre a participação delas no processo de mecanismos de teleconexão.

No tópico seguinte, denominado Perfis Verticais e Simulações Numéricas De Furacões será mostrado o perfil de balanço de energia e vorticidade nos diversos furacões selecionados bem como as simulações numéricas realizadas com o modelo *GCM DREAM*. Esses resultados serão comparados com os resultados apresentados nos dois tópicos anteriores.

Por fim, os resultados do Furacão Irma serão apresentados no sentido de fazer um contraponto aos furacões até então avaliados tanto na parte observacional como na parte de simulações numéricas.

3.1 Padrões Atmosféricos da AS em Episódios de Furacões

Na presente pesquisa foram estabelecidas duas hipóteses no sentido de aumentar a influência da atividade dos furacões do Oceano Atlântico Norte na atmosfera da AS, sendo elas acerca da trajetória e intensidade dos furacões. No caso da trajetória acredita-se que furacões que tenham uma trajetória próxima a AS tenham uma maior capacidade de interação com a circulação localizada no norte da AS ao passo que quanto mais intenso for o furacão maior seria seu poder de impacto devido a velocidade dos ventos associado ao mesmo. Por isso, a outra hipótese estabelecida é que furacões

que tenham atingido categoria 5 na escala Saffir-Simpson tenham maior condição de interação com o norte do continente sul-americano.

Vale lembrar que essas hipóteses foram feitas não apenas em um sentido de avaliar o impacto sobre o norte do continente como também no sentido de restringir a pesquisa a um grupo seleto de furacões, grupo esse indicado pelo *cluster* número 4 em Kossin et al. (2010) – Figura 2.1.

Assim, tendo em vista essas restrições foram selecionados 6 estudos de caso que foram apresentados na Tabela 2.1 e Figura 2.2. Porém antes de especificar e discutir os resultados encontrados considere uma análise sobre a temporada dos furacões no Oceano Atlântico Norte e os possíveis fenômenos capazes de influenciar a atividade dos mesmos.

3.1.1 A Atividade dos Furacões no Oceano Atlântico Norte

Os furacões são fenômenos intensos que têm sua temporada no Oceano Atlântico Norte ocorrendo entre os meses junho a novembro, com maior intensidade no mês de setembro. A Figura 3.1 mostra a quantidade de furacões que ocorreram em cada um dos meses do ano desde 1848:

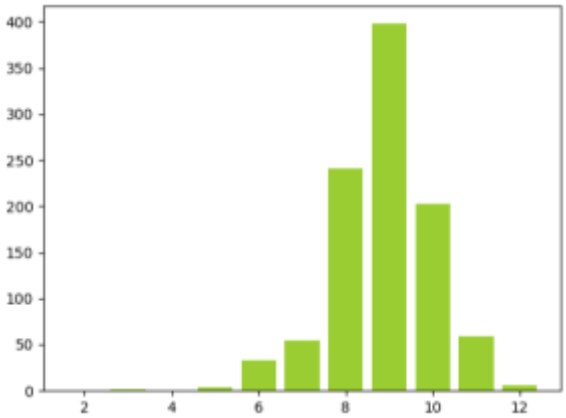


Figura 3.1: Quantidade de furacões registrados desde 1848 até 2017 no Oceano Atlântico Norte em função dos meses.

Com base nas informações fornecidas pela *National Hurricane Center (NHC/NOAA)* plotou-se séries temporais referente a quantidade de furacões por temporada. A Figura 3.2a mostra a série para todos os furacões, ou seja, todos os sistemas cuja a velocidade dos ventos ultrapassaram os 118 km/h impostos pela escala Saffir-Simpson, a Figura 3.2b mostra o mesmo mas, apenas para furacões que atingiram as categorias 3, 4 e 5 e, por fim, a Figura 3.2c considera apenas para furacões que atingiram a categoria 5.

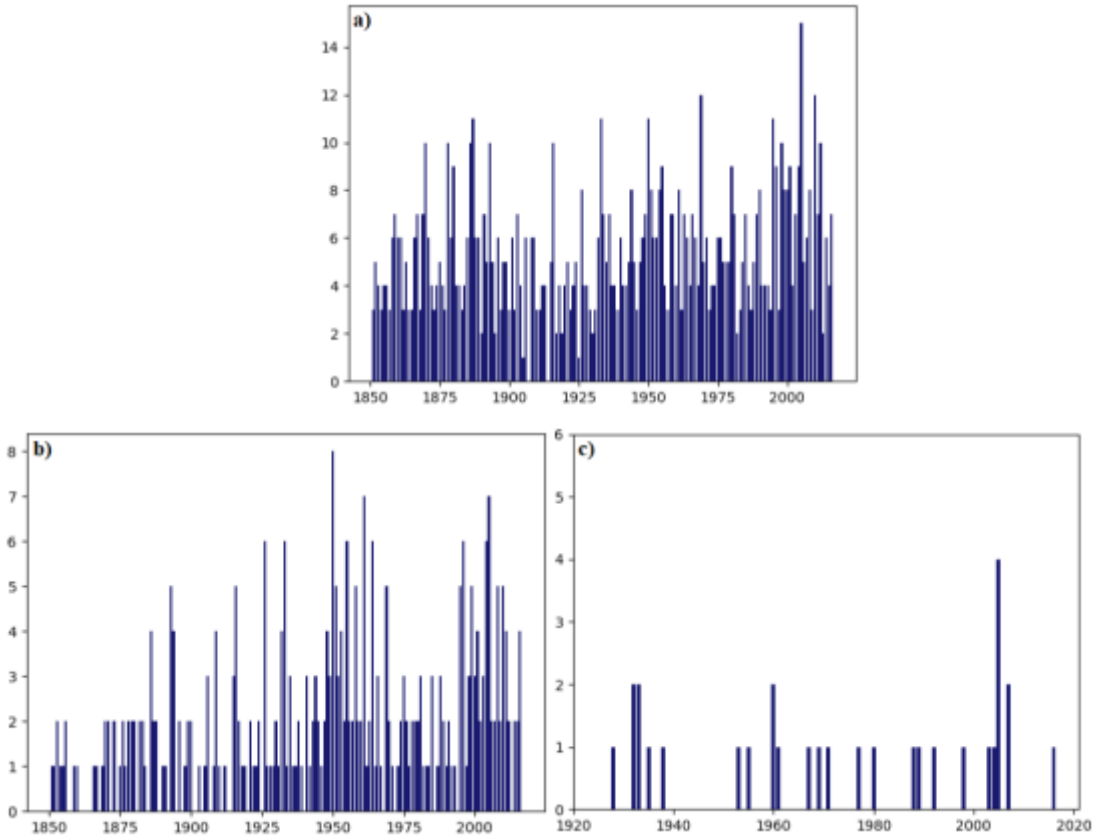


Figura 3.2 – Séries temporais da quantidade de furacões do Oceano Atlântico Norte. **a)** Número de furacões por temporada que ocorreram desde 1848, independente da categoria na escala Saffir-Simpson, **b**) o mesmo que a) porém apenas para furacões com atingiram categorias maiores ou iguais a 3 na escala Saffir-Simpson e, por fim, **c)** o mesmo que a) porém com a série começando a partir de 1925 e apenas para furacões que atingiram a categoria 5.

Pela Figura 3.2a se observa que algumas temporadas foram bem mais intensas que outras, onde muitas superaram a quantidade de 10 furacões por temporada. São esses anos: 1870, 1878, 1986, 1987, 1993, 1916, 1933, 1950, 1969, 1975, 1998, 2005, 2010 e 2012. Aliás, 2005 é o ano recorde desde a contagem oficial dos furacões no Oceano Atlântico Norte com um total de 15 furacões. Por essa mesma figura é também possível observar uma diminuição de furacões entre os anos de 1900 e 1925, sendo que a média de ocorrência dos furacões por temporada no Oceano Atlântico Norte segundo esses dados são de 5 eventos.

Em relação aos furacões com categoria maior ou igual a 3 – Figura 3.2b – observa-se eventos mais significativos a partir do ano de 1900, no entanto, esse resultado pode ser efeito de fontes mais seguras de classificação da velocidade dos furacões e, assim, de classificação na escala Saffir-Simpson. Vale lembrar que no século XIX não havia tantas fontes de informação (satélite, radar, estações meteorológicas e boias oceânicas) como nos dias atuais. Além disso, segundo esses dados a média desses eventos por temporada são de apenas 2 furacões.

Já na Figura 3.2c, a série temporal apresentada começa em 1925 e se estende até a temporada de 2016. Esses dados são de grande interesse visto que esses são os

furacões mais intensos, sendo esse um dos critérios para a seleção dos furacões avaliados na presente pesquisa.

Por esse gráfico observa-se que não é comum ocorrer mais de um furacão categoria 5 por temporada, a não ser em alguns anos como, por exemplo, em 2005 que teve 4 eventos. A média de furacões categoria 5 entre os anos de 1925-2016 foi de 1 furacão a cada 3 anos.

Através desses resultados surgem questionamentos sobre porque algumas temporadas são bem mais intensas que outras e a resposta segundo a literatura pode estar associada a mecanismos de teleconexão gerados por fenômenos como *QBO* (do inglês, Quasi-biennial Oscillation), *ENSO* (do inglês, *El Nino Southern Oscillation*), *PDO* (do inglês, *Pacific Decadal Oscillation*) e *AMO* (do inglês, *Atlantic Multidecadal Oscillation*).

A *QBO* ocorre na interface estratosfera-troposfera e se apresenta como uma alteração do regime médio zonal dos ventos entre 20-50hPa, sendo ora de leste e ora de oeste. O período desse comportamento é em média de 28 meses (Ribera et al., 2003).

A *QBO*, aliás, muitas vezes é usada como fator de previsibilidade de furacões, porém a relação entre eles ainda é incerta. Segundo Gray et al. (1992) na fase leste da *QBO* os ventos são mais fortes entre 10-15°N fazendo com que haja cisalhamento na porção superior da troposfera e, portanto, de enfraquecimento dos ciclones tropicais, pois conforme foi apresentada na Tabela 1.2, estes sistemas necessitam para sua formação de um ambiente sem cisalhamento do vento. Isso ocorre uma vez que ambientes cisalhantes favorecem a atividade convectiva e, assim, os ciclones tropicais não conseguem se organizar e fortalecer. Já na fase oeste o ambiente seria mais propício para o desenvolvimento desses sistemas. No entanto, ainda segundo Gray et al. (1992) durante a fase de leste da *QBO* ocorrem elevadas anomalias de baixas pressões em superfície e de altas pressões em altos níveis fazendo com que a altura da tropopausa seja maior nessa fase e, consequentemente, que haja uma convecção mais profunda. Isso auxiliaria no desenvolvimento de sistemas convectivos mais intensos principalmente entre ±7° de latitude. No entanto, apesar dessas últimas considerações, James Elsner (1999) mostrou que durante a fase oeste da *QBO* ocorrem mais furacões.

Já o *ENSO* é o deslocamento da célula de Walker para o Oceano Pacífico Leste, sendo o mesmo observado por variações nos padrões de pressão, vento e temperatura de superfície do mar (TSM) na região. Quando a TSM se apresenta por vários meses com anomalias positivas têm-se a configuração do El Nino e quando as anomalias são negativas têm-se eventos de La Nina (Glantz et al. 1996).

Existem vários índices que monitoram a atividade do *ENSO* cada um com uma dada metodologia de classificação. Como destaque pode-se citar como exemplos os índices *SOI* (do inglês, *South Oscillation Index*) e *ONI* (do inglês, *Oceanic Ninõ Index*). O *SOI* é comumente referido como índice atmosférico já que se baseia na diferença de pressão entre Taiti na Polinésia Francesa e Darwin localizado na Austrália, enquanto que o *ONI* é o dito índice oceânico que mede a anomalia da TSM entre as coordenadas de -5°S a 5°N e 120-170°W. Esses dois índices medem o processo de ascendência/descendência da célula de Walker e assim verificam a existência e a intensidade do *ENSO* que pode ser considerado fraco, moderado ou severo.

Em média, episódios de *ENSO* ocorrem com uma frequência de 2 a 5 anos e sua relação com a atividade dos furacões é antagônica. Segundo Gray (1984), Goldenberg (1996) e Arpe e Leroy (2009) quando há eventos de El Nino ocorre um aumento do cisalhamento do vento na região do Oceano Atlântico Tropical Norte e, assim, os ciclones tropicais não conseguem se organizar e fortalecer. Em episódios de La Nina o efeito é contrário, ou seja, diminui o efeito do cisalhamento no Caribe e, portanto, auxilia na intensificação de sistemas severos.

Na escala decenal um mecanismo apontado como influenciador das atividades dos furacões é o *PDO* que é monitorado por anomalias de TSM no Oceano Pacífico Tropical. Sua periodicidade é de aproximadamente 20-30 anos com a existência de duas fases: uma positiva relacionada a anomalias positivas de TSM no Oceano Pacífico Tropical e anomalias negativas de TSM no Oceano Pacífico Extratropical, enquanto que a fase negativa da *PDO* é contrária ao mencionado (Mantua et. al, 1997).

No que se refere a relação da *PDO* com os ciclones tropicais, Lupo et al. (2007) mostraram que durante a fase positiva da *PDO* existia uma forte variabilidade interanual da atividade dos furacões sendo esta possivelmente associada ao *ENSO*. Em anos de La Nina com *PDO* positiva, a força e o número de furacões eram maiores no Mar do Caribe do que em anos de El Nino, no entanto, essa feição não era percebida de forma tão marcante com a *PDO* negativa (Lupo et. al, 2007). Além disso, acredita-se que a *PDO* tem potencial para intensificar o *ENSO* na medida que estão na mesma fase e isso também sugere uma possível relação indireta da *PDO* nas atividades dos furacões no Atlântico.

Na escala multidecenal, um mecanismo referido como possível influenciador das atividades dos ciclones tropicais é a *AMO,* que apresenta ciclos de 55-70 anos e se relaciona ao processo de transporte de calor ao longo do Oceano Atlântico Norte (Knudsen et. al, 2011).

A redistribuição de calor via os oceanos é de fundamental importância uma vez que ela influência diretamente o calor que vai ser transportado via a atmosfera (Folland

et al., 1986). Como exemplo dessa relação pode-se citar a posição média da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que atualmente é levemente mais ao norte do Equador. Isso ocorre porque o saldo de energia transportado pelos oceanos mais a porcentagem da radiação solar e terrestre fazem com que o transporte de calor pela atmosfera seja no sentido HS para o HN, o que é evidenciado pela posição da ZCIT (Vimont e Kossin, 2007). Atualmente a *AMO* é responsável pelo transporte de 0,4 PWatts de energia, no entanto, existem fases em que a mesma apresenta anomalias de TSM positivas e negativas que definem, respectivamente, as suas fases positiva e negativa.

No que se refere a atividade dos furacões e a *AMO* Enfield et. al (2009) notaram que durante a fase positiva (1953-1970 e 1995-2000) houve 33 grandes furacões atingindo os Estados Unidos, enquanto que na fase negativa (1971-1994), apenas 15 furacões foram observados. Esses números evidenciam uma possível influência da *AMO* nos ciclones tropicais, provavelmente devido a modificação na TSM da região onde os mesmos atuam.

Em virtude do mencionado acima, as Figs. 3.3 a 3.6 mostram como estavam cada uma desses fenômenos durante a temporada dos furacões selecionados nesta pesquisa, lembrando que os furacões escolhidos foram o Gilbert (Setembro/1988), Ivan (Setembro/2004), Dennis (Julho/2005), Emily (Julho/2005), Dean (Agosto/2007) e o furacão Felix (Setembro/2007).

Cada uma das figuras foram construidas a partir dos índices utilizados para quantificar cada fenômeno (*QBO, ONI, PDO e AMO Index*), sendo os mesmos disponibilizados pelo *Climate Prediction Center (CPC/NOAA)*. Para maiores informações sobre cada um dos índices e suas fórmulas de cálculo recomenda-se o *site* https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/.

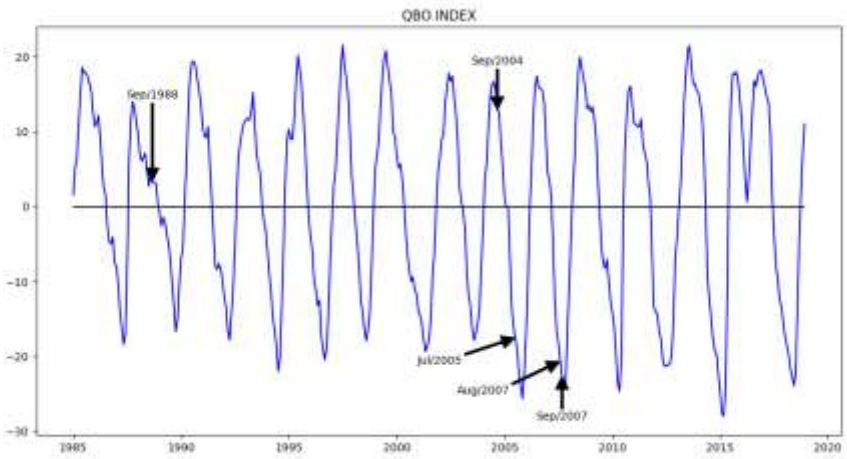


Figura 3.3 – Série temporal do QBO INDEX desde1985. Esse índice representa a média mensal do vento a 30hPa na região Equatorial com dados de reanálise do *NCEP/NCAR.*

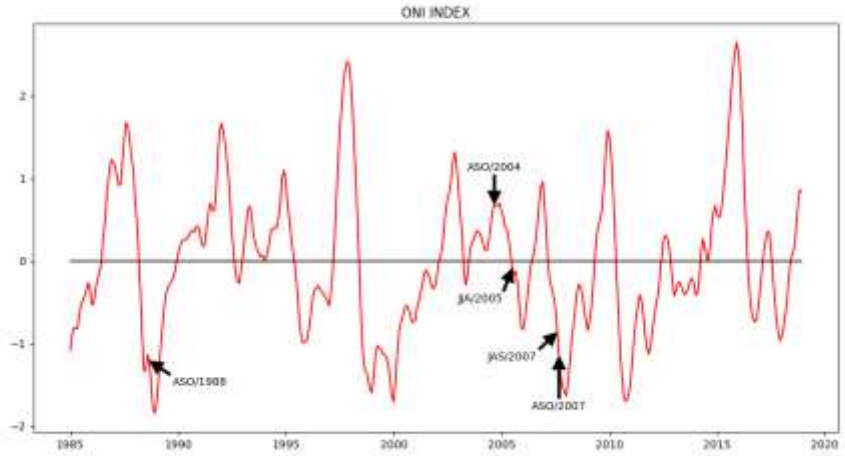


Figura 3.4 - Série Temporal do ONI INDEX desde 1985 como representação do ENSO. Esse índice mede a média da TSM na região 5°N – 5°S e 120-170°W em um intervalo de 3 meses e quantifica o índice através da anomalia feita com base numa climatologia de 30 anos.

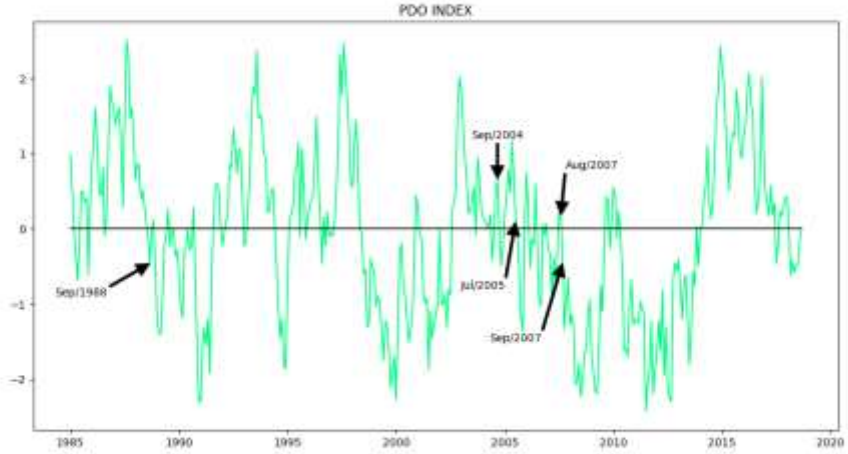


Figura 3.5 - Série temporal do PDO INDEX desde 1985. Esse índice mensal é calculado a partir da anomalia de TSM encontrada no Oceano Pacífico Norte com base nos dados de climatologia.

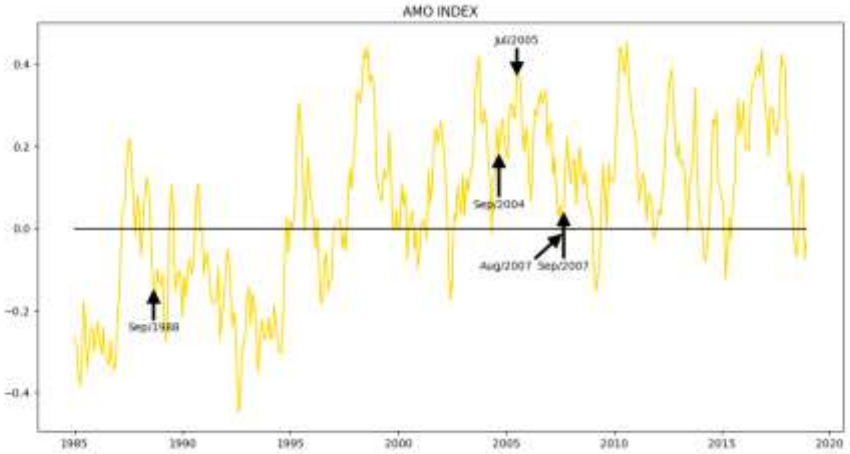


Figura 3.6 - Série temporal da AMO INDEX desde 1985. Esse índice mensal se baseia na medida de TSM na faixa de 0-70°N e usa suavizações para encontrar o produto final. Mais informações sobre sua metodologia podem ser encontradas em Enfield et al. (2001).

Durante a temporada de furacões de 1988 foram detectados um total de 12 ciclones tropicais, sendo que 5 chegaram a *status* de furacão e 3 foram considerados intensos, onde a Figura 3.7 ilustra essa temporada. Pela Figura 3.3 observa-se que no fim desta temporada a *QBO* mudou de positivo para negativo abrindo uma novo ciclo para esse fenômeno e que em setembro, mês de ocorrência do Gilbert, o valor registrado foi de -2,29 m/s de anomalia do vento a 30hPa. Nessa fase dita de leste não é favorável a ocorrência de furacões conforme foi comentado anteriormente.

No caso do *ENSO*, representado na Figura 3.4 pelo índice *ONI*, a temporada de 1988/1989 foi marcada pela ocorrência de umas das La Ninas mais intensas já registradas. Em relação a *PDO* e *AMO* as Figuras 3.5 e 3.6 mostram ambas em fases negativas. Portanto, conclui-se que embora a La Nina fosse favorável a ocorrência de furacões, os outros índices indicavam uma tendência de supressão dessa atividade.

Na temporada de 2004, quando ocorreu o furacão Ivan, houve um total de 15 ciclones tropicais no Oceano Atlântico Norte, sendo que destes 9 conseguiram atingir o *status* de furacão e destes, 6 se tornaram furacões intensos conforme ilustra a Figura 3.8. Nesta temporada, a *QBO* apresentava valores positivos, ou seja, ventos de oeste na estratosfera que, assim, poderiam auxiliar no desenvolvimento dos furacões. A anomalia de vento registrada em setembro de 2004 foi de 7,29 m/s.

Este ano também se caracterizava pela presença de um El Nino fraco, sendo que a *PDO* estava na fase negativa e a *AMO* na fase positiva. Neste caso, se observa que a configuração dos índices era oposta ao ano de 1988, com exceção da *PDO* que também era negativa. Em 2004, portanto, os fenômenos favoráveis a ocorrência dos furacões eram a *QBO* e a *AMO*.

O ano de 2005, por sua vez, é o ano que detém o recorde de registros de ciclones tropicais por temporada com 27 eventos, sendo que destes, 15 se tornaram furacões e 7 foram considerados intensos (Figura 3.9).

Em relação aos índices para a temporada de 2005 se observou uma *QBO* na fase leste com anomalias bem intensas e inferiores a -20m/s. Além disso, havia La Nina fraca (Figura 3.4), a *PDO* ainda estava na fase negativa e *AMO* com valores positivos, Figuras 3.5 e 3.6, respectivamente. Neste caso, observou-se que apesar da temporada ter sido intensa a La Nina que poderia auxiliar na atividade dos ciclones se apresentou discreta, enquanto que a *QBO* poderia provocar um aumento do cisalhamento da região de formação dos ciclones. A *AMO* continuou apresentando fase favorável aos furacões.

A temporada de 2007 também foi intensa com um total de 15 eventos detectados, sendo 6 furacões conforme mostra a Figura 3.10. Neste ano, a *QBO* continuou, como em 2005, com valores bem negativos, marcando a fase leste dos ventos estratosféricos. No caso do *ENSO* a temporada 2007/2008 foi semelhante a

temporada 1988/1989 como episódio de La Nina intensa, que poderia auxiliar na formação e desenvolvimento dos furacões. A *PDO* e a *AMO* continuaram com suas fases negativa e positiva, respectivamente.

Tendo, portanto, essas informações se concluiu que as temporadas analisadas foram muito intensas com vários casos de furacões em cada uma delas, de modo que essas temporadas conseguiram até superaram as médias ditas anteriormente tendo como conjunto de dados as séries temporais expostas na Figura 3.2.

Inferiu-se também que apesar das intensas temporadas mostradas acima que muitos dos fenômenos creditados a interferirem na atividade dos ciclones tropicais apresentaram fases antagônicas ao desenvolvimento dos mesmos como, por exemplo, o El Nino de 2004 ou a *AMO* de 1988.

No caso da *QBO* e da *PDO* ainda não há na literatura uma explicação direta e consensual sobre a fase desses fenômenos e a relação com a atividade dos furacões do Oceano Atlântico, portanto, é ainda um assunto em aberto que requer investigação, principalmente para melhorar os prognósticos sobre as temporadas futuras dos furacões tanto em escala anual quanto decenal.

Embora essa conectividade entre a atividade dos furacões e esses fenômenos sejam interessantes, esse tema não faz parte dos principais objetivos da presente pesquisa, no entanto, uma contextualização geral sobre como esses fenômenos oscilatórios estavam configurados são de extrema importância para entender como a atmosfera estava se comportando.

A seguir a ilustração da temporada dos furacões de 1988, 2004, 2005 e 2007 disponibilizadas pelo *NHC/NOAA*:

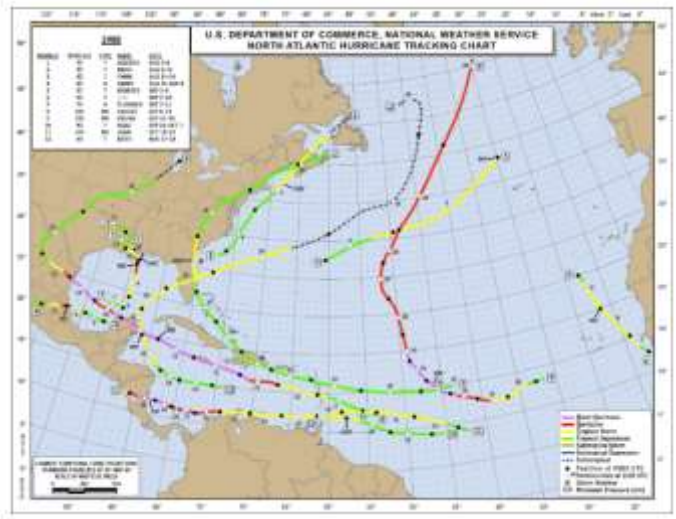


Figura 3.7 – Trajetória dos ciclones tropicais detectados na temporada de 1988. **Fonte:** NHC/NOAA

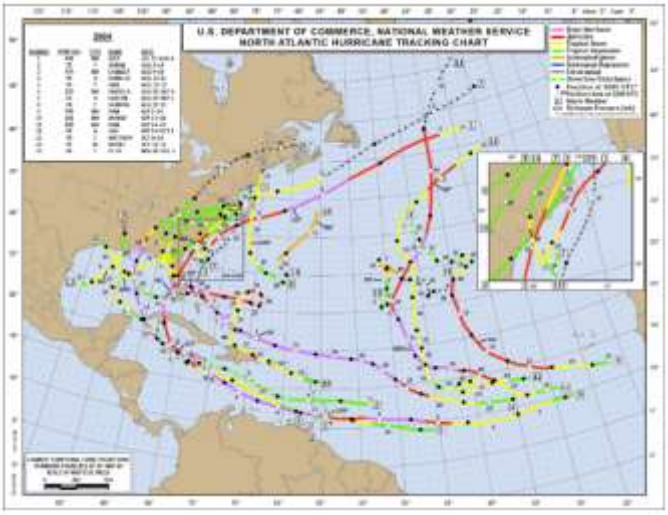


Figura 3.8 - Trajetória dos ciclones tropicais detectados na temporada de 2004. **Fonte:** NHC/NOAA

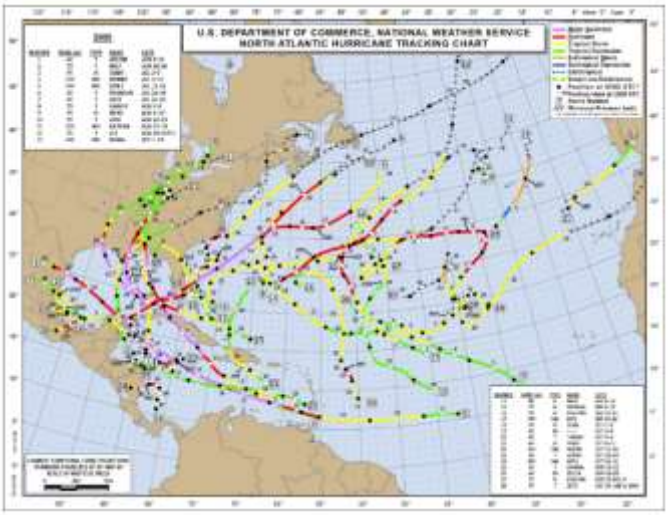


Figura 3.9 - Trajetória dos ciclones tropicais detectados na temporada de 2005. **Fonte:** NHC/NOAA

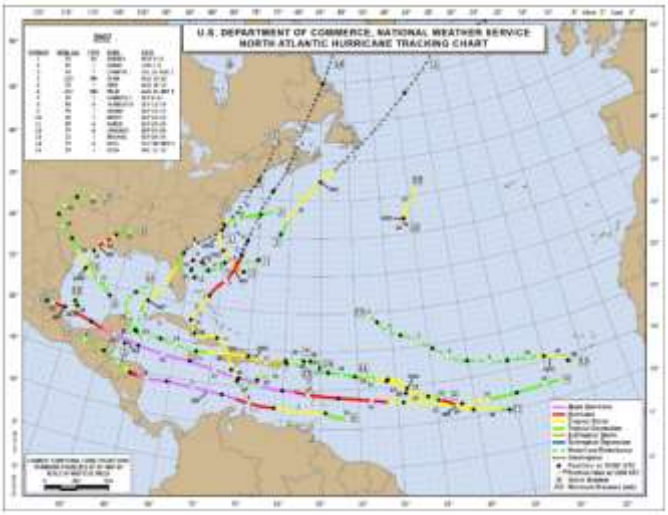


Figura 3.10 - Trajetória dos ciclones tropicais detectados na temporada de 2007. **Fonte:** NHC/NOAA

3.1.2 Características Sinóticas e de Precipitação Observadas durante a Passagem dos Furacões Baseando em Dados Observacionais

Esta subseção irá mostrar os resultados encontrados através de dados observacionais no que se refere a evolução de diversas variáveis meteorológicas frente a formação e desenvolvimento dos 6 furacões selecionados. Nessa etapa utilizou-se das reanálises do *ERA Interim* e *CHIRPS*, além de imagens de satélite e informações vindas de veículos de comunicação. Além disso, como foram analisados 6 casos outra finalidade foi avaliar se haviam termos comuns no que se refere à padrões de circulação e precipitação.

Esse último objetivo é importante uma vez que se fossem observados padrões comuns seria possível criar uma sistematização dos resultados que, por sua vez, seria inédito no tema proposto.

A seguir, serão apresentados os resultados comuns encontrados para os 6 furacões investigados, no entanto, no sentido de diminuir o número de figuras os resultados serão expressos apenas com figuras referentes ao furacão Ivan. Além disso, os resultados estarão separados por níveis verticais para facilitar seu processo de visualização e discussão. Por fim, é importante salientar que embora as figuras sejam para o furacão Ivan todos os resultados e análises devem ser estendidos para os demais furacões.

Padrões Detectados no Nível de Superfície

A Figura 3.11 mostra alguns momentos do ciclo de vida do furacão Ivan, tendo como destaque as variáveis temperatura, vento e pressão em superfície. O furacão está destacado pela marcação em azul:

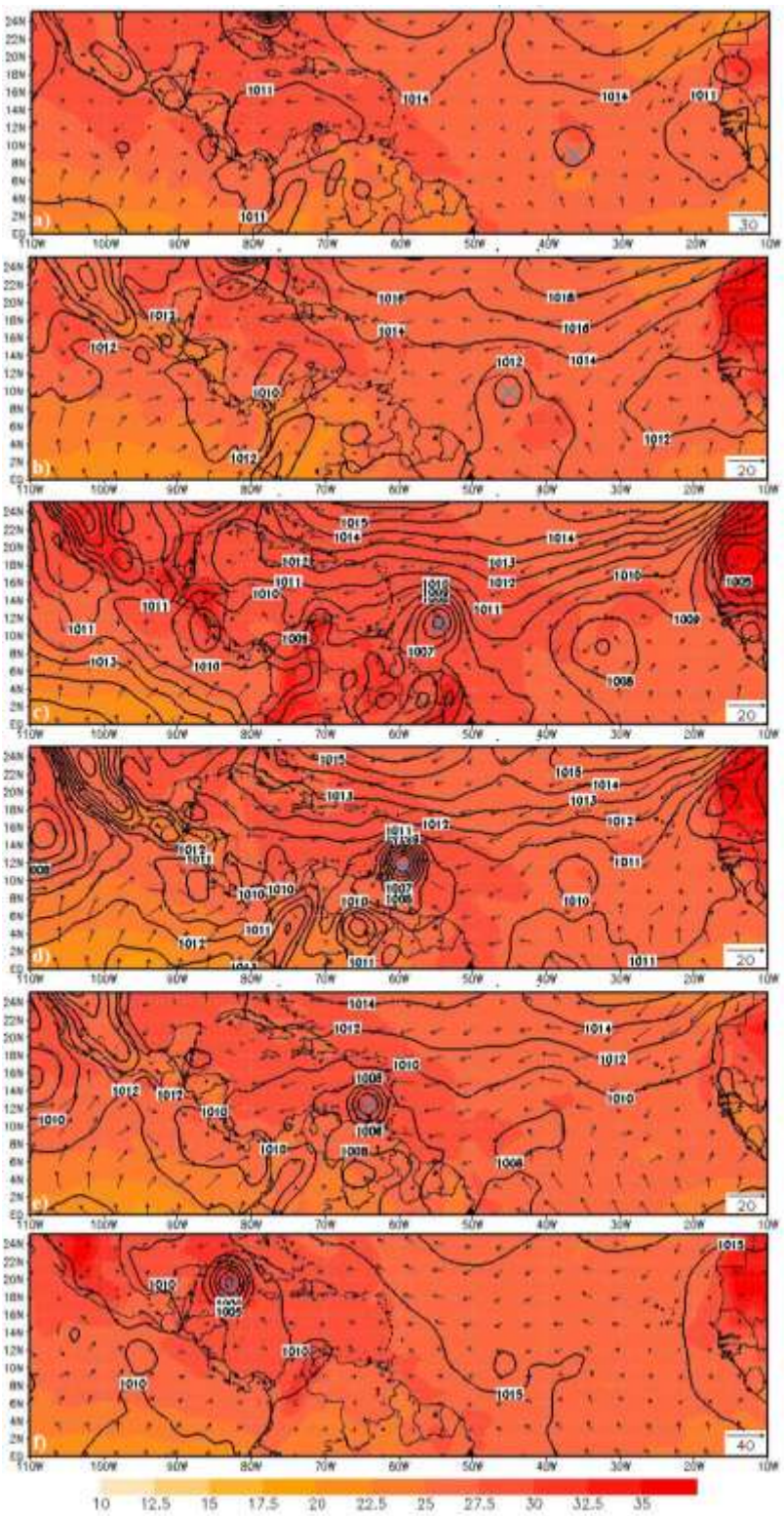


Figura 3.11 - Pressão em hPa (contorno), temperatura em °C (sombreado), e vento em m/s (vetor) para o nível de superfície em diferentes momentos do ciclo de vida do furacão Ivan via dados do *ERA Interim*: **a)** corresponde ao dia 04/09/04 às 06Z quando o Ivan (centro de baixa pressão no meio do Atlântico Equatorial) era tempestade tropical; **b)** em 05/09/04 às 12Z quando o Ivan era categoria 1 na escala Saffir-Simpson; **c)** em 06/09/04 às 18Z quando o Ivan estava em categoria 2; **d)** em 07/09/04 às 12Z com o Ivan atingindo categoria 3; **e)** quando Ivan estava passando pelo norte da AS em 08/09/04 às 06Z, nesse instante ele estava em categoria 4 e, por fim, **f)** em 13/09/04 às 00Z com o Ivan na categoria 5. O Ivan está destacado pela marca em azul.

Em todos os casos estudados se observou que a formação e o desenvolvimento de furacões proporcionaram mudanças na configuração dos ventos nas suas redondezas, sendo isso reflexo do intenso sistema de baixa pressão associado aos furacões. Como consequência deste padrão, se notou uma desconfiguração dos alísios que circundavam os furacões, lembrando que os alísios têm sua faixa de atuação entre ± 30° de latitude.

Outro efeito observado em superfície foi em relação a ZCIT que foi perturbada pela presença dos furacões. Nestes casos, a posição da ZCIT no Oceano Atlântico que era na faixa entre 5 – 10°N se tornava menos clara, particularmente nos momentos iniciais do desenvolvimento dos furacões até a aproximação deles com a AS, pois as posições dos furacões e da ZCIT eram praticamente semelhantes e, desse modo, a presença dos ciclones provocava uma descaracterização da linha típica da ZCIT.

A Figura 3.11 ilustra esse fato por meio da característica zonal da ZCIT que não é verificada. A Figura 3.12 mostra esse resultado por meio da convergência em baixos níveis do vento horizontal, onde a posição do furacão coincide com uma grande zona de convergência que é atribuída à ZCIT e a Figura 3.13 mostra o mesmo padrão a partir de uma imagem de satélite onde se nota a tempestade tropical Ivan no meio do Oceano Atlântico Tropical Norte e a presença da ZCIT imediatamente à sul do sistema. Observe nesta última figura que o ciclone tropical se mistura a ZCIT dificultando a sua identificação.

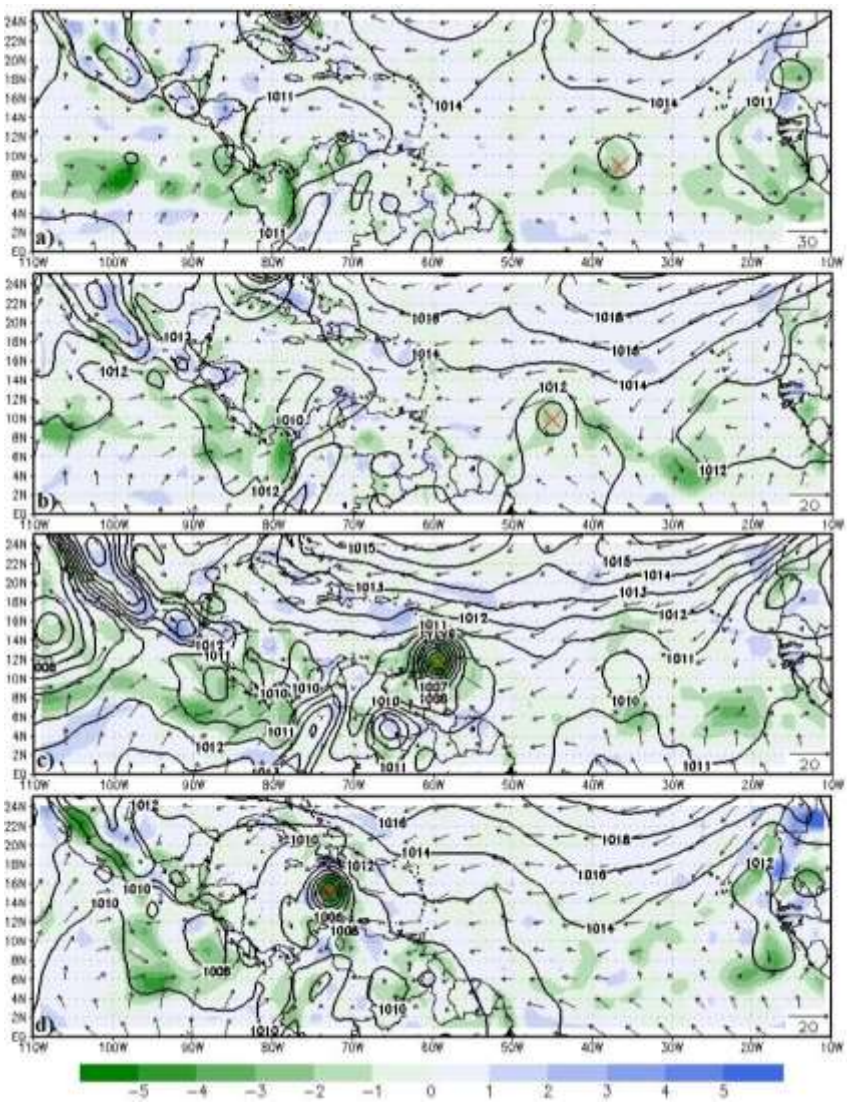


Figura 3.12 - Pressão em hPa (contorno), divergência do vento horizontal x 10^5 em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de superfície para o furacão Ivan via dados do *ERA Interim* referente aos dias**: a)** 04/09/04 às 06Z quando o Ivan era ainda uma tempestade tropical na escala Saffir-Simpson, **b)** 05/09/04 às 12Z quando o mesmo era categoria 2, **c)** em 07/09/04 às 12Z quando o Ivan era categoria 3 e **d)** 10/09/04 às 00Z com o Ivan em categoria 4. O furacão está destacado pela marca em vermelho e a posição da ZCIT pode ser identificada com a convergência do vento nos Oceanos Atlântico e Pacífico.

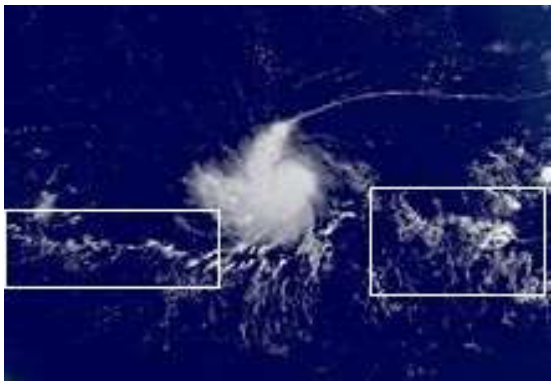


Figura 3.13 - Tempestade Tropical Ivan em 03 de setembro de 2004 às 12Z nas coordenadas 9.5° 31.2°W. A posição da ZCIT está destacada pelos retângulos brancos. **Fonte:** Revolvy Website

Por outro lado, quando os furacões estavam próximos ao continente sul-americano notou-se a mesma dificuldade de identificação da ZCIT, porém, acredita-se que o motivo seja diferente do anterior, pois de acordo com a climatologia, a ZCIT deveria estar localizada sobre o norte da AS, enquanto que os furacões estavam centrados ao norte dessa localidade. Neste caso, acredita-se que como os furacões conseguem interagir com a circulação do continente devido ao intenso sistema de baixa pressão neles associado que a ZCIT poderia ter sido deslocada em direção aos furacões.

A Figura 3.12 mostra esse fato através da convergência do vento horizontal onde é possível observar pelas Figuras 3.12c e 3.12d que a posição do furacão representa a região de maior convergência ao passo que o extremo norte da AS começa a apresentar uma convergência mais acentuada do que quando comparadas com as Figuras 3.12a,b quando o furacão estava transitando pelo Oceano Atlântico Equatorial. A Figura 3.14 também esboça essa característica com base em imagens de satélite que destacam a interação do furacão Ivan com a circulação localizada ao norte da AS e, consequentemente, com a nebulosidade e a ZCIT.

Figura 3.14: a) Furacão Ivan em 07/09/2004 às 19:45UTC tirada do *GOES-12* com 1km de resolução e no canal do visível. Nessa imagem o Ivan está em categoria 3 na escala Saffir-Simpson. **b)** Ivan em 08/09/2004 às 6:15UTC **c)** Ivan no dia 09/09/2004 às 6:45UTC próximo ao Lago Maracaibo, na Venezuela. **d)** Ivan em 10/09/2004 às 16UTC. **Fontes**: a) Wikipedia b) Nevada Appeal c) e d) CClausen

Por fim, a Figura 3.15 indica a relação dos furacões com a ZCIT através de penteadas acerca da temperatura de brilho:

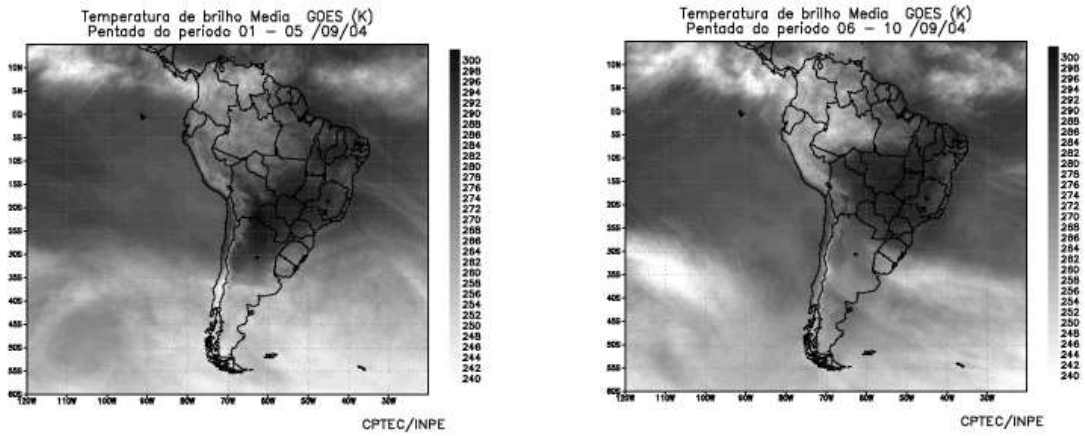


Figura 3.15 -Temperatura de brilho média entre as penteadas: **a)**01-05/09 e **b)**06-10/09.
Fonte: CPTEC/INPE

Na Figura 3.15a se observa a posição da ZCIT pela temperatura de brilho na primeira pentada do mês de setembro, época em que o furacão Ivan estava ainda se formando no meio do Oceano Atlântico já na Figura 3.15b o Ivan já estava formado e contornando a AS. Observe que na Figura 3.15b a posição da ZCIT dentro do continente sul-americano não é tão clara quanto a imagem anterior, sendo que o mesmo pode ser verificado na Figura 3.12. Sendo assim, com base nas figuras apresentadas há uma clara indicação que os furacões investigados neste estudo exerceram influência sobre posição da ZCIT de forma que a mesma ou se descaracterizou ou se tornou de difícil identificação.

É interessante notar que a ZCIT também pode atuar no desenvolvimento de ciclones tropicais uma vez que ela se configura como um local de instabilidade que pode auxiliar na propagação de ondas atmosféricas e, assim, na formação de distúrbios atmosféricos na região, que é uma condição necessária para se formar os ciclones tropicais como foi mostrado na Tabela 1.2.

Além desses resultados envolvendo os alísios e a ZCIT outro ponto observado foi o comportamento de algumas variáveis meteorológicas frente a evolução do ciclo de vida dos furacões avaliados.

No caso da pressão atmosférica foi observado que quando os furacões se aproximavam do norte da AS começavam a surgir alguns sistemas de baixa ou alta pressão no norte do continente. Esses sistemas eram locais e tiveram pouco tempo de vida e na medida que os furacões se distanciavam do continente eles acabavam por desaparecer. Esses padrões podem ser visualizados através das Figuras 3.11 e 3.12

que mostram vários momentos do ciclo de vida do Ivan, onde se destaca as imagens 3.11b,c onde esses sistemas estão mais visíveis.

Esse último resultado é importante pois Herdies (1991) sugeriu haver uma redução da pressão no centro do continente sul-americano quando ele simulou o furacão Gilbert de 1988. Neste caso, com apenas dados de reanálises não foi observado uma redução da pressão no centro do continente mas, somente no extremo norte da AS. No entanto, essa questão será retomada quando os resultados das simulações com o modelo *GCM DREAM* forem apresentados.

Em relação a temperatura e sua advecção não foram observadas nenhuma mudança abrupta com a passagem dos furacões, o que se observou foi apenas temperaturas mais elevadas na região onde se concentravam os furacões, provavelmente devido ao efeito da intensa fonte de calor associada aos mesmos. Dessa forma, por onde os furacões passavam a temperatura local se elevava (Figura 3.11).

Assim, o que foi observado é que quando os furacões se aproximavam do norte da AS que a temperatura da região aumentava ligeiramente e em uma escala local, no entanto, como toda essa região já apresenta temperaturas bem elevadas, esse aumento de temperatura se tornou algo apenas sutil. Em relação ao resto da AS não foi associada nenhuma mudança atrelada à passagem dos furacões.

No caso da divergência, também não foi notada nenhuma grande alteração na AS devido ao efeito direto da passagem dos furacões, tendo sido observado apenas um efeito mais local com a aproximação dos furacões ao continente, concentrando assim maior convergência nessa região, em especial no extremo norte da AS (Figura 3.12).

Padrões Detectados no Nível de 850hPa

Para enfatizar os principais resultados em termos de padrões de circulação encontrados no nível de 850hPa, considere a Figura 3.16 que mostra os campos da velocidade vertical ômega e linha de corrente em 3 diferentes momentos do ciclo de vida do furacão Ivan que está destacado pela marca em vermelho. A Figura 3.16d mostra o campo climatológico das linhas de corrente para setembro, mês de ocorrência do Ivan:

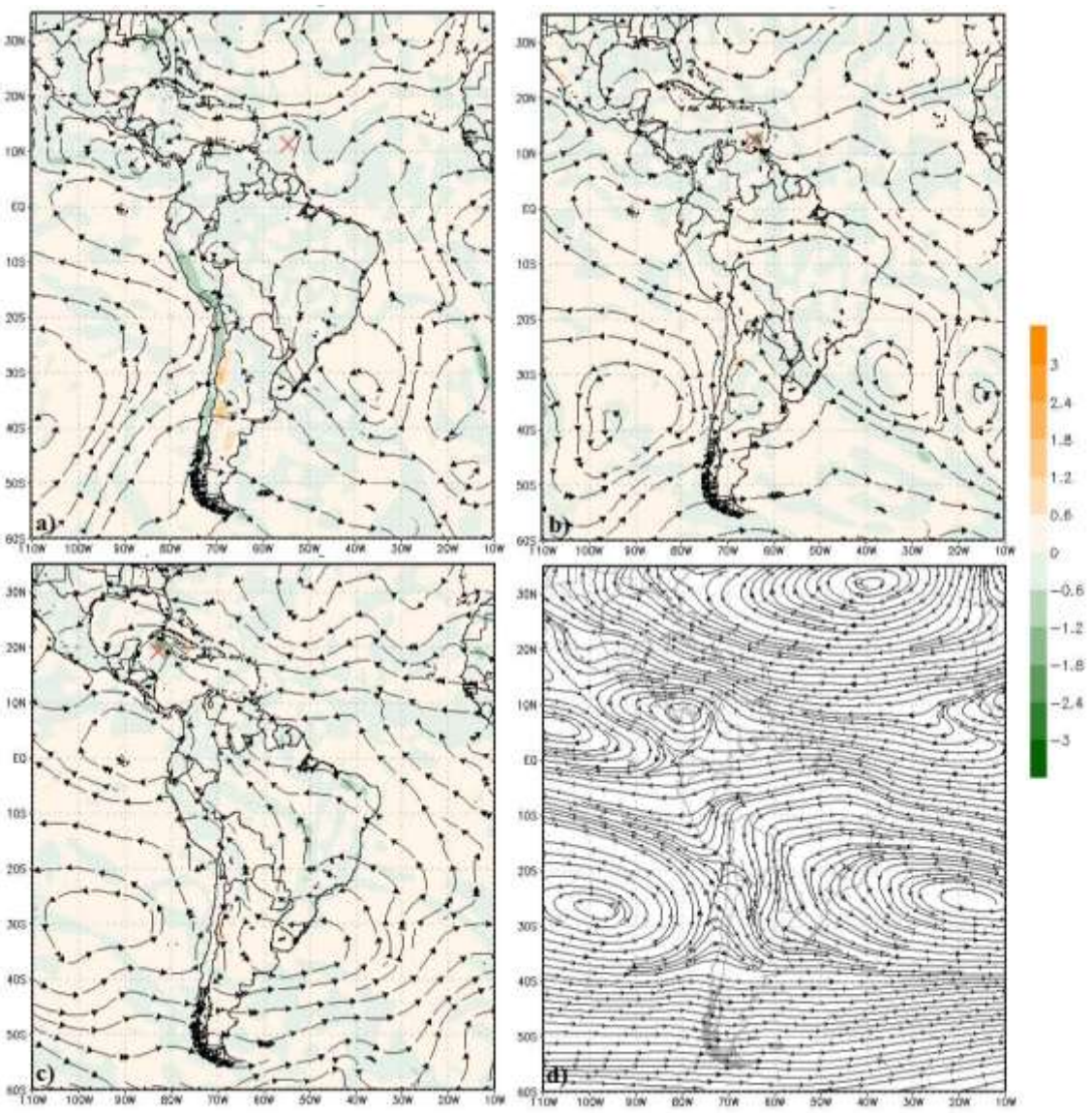


Figura 3.16 - Linha de corrente e velocidade vertical ômega em Pa/s (sombreado) no nível de 850hPa para o furacão Ivan via dados *do ERA Interim* referente aos dias**: a)** 06/09/04 às 18Z quando o Ivan era categoria 2 na escala Saffir-Simpson, **b)** 08/09/04 às 06Z quando o mesmo era categoria 4, **c)** em 13/09/04 às 00Z quando o Ivan era categoria 4 indo para 5 pela terceira vez. **d)**Mostra a climatologia para o mês de setembro em 850hPa com dados de 1948-2017. O furacão está destacado pela marca em vermelho.

A Figura 3.16d que indica a climatologia do mês de setembro mostra alguns dos principais elementos sinóticos presentes na dinâmica de circulação em 850hPa sendo eles: a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) que apresenta um centro climatológico em torno de 25°S 15°W, a Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) com centro climatológico em 25°S 100°W, a Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN) em 30°N 40°W e, por fim, os jatos de baixos níveis (JBN) na região da Bolívia, Paraguai e norte da Argentina.

Esses elementos são bem marcantes e sempre aparecem em qualquer reanálise ou carta sinótica, porém os mesmos não são fixos e apresentam grandes variações no dia a dia como mostram as Figuras 3.16a – c, onde, em particular, o centro da ASAS

tem grande variabilidade. Além disso, é devido a essas variações de posição que muitas características e padrões de circulação são observadas e no presente estudo não foi diferente, sendo que o principal destaque desse nível em termos de resultado é a interação da ASAS com o furacão.

Sendo assim, o intuito da figura anterior é caracterizar os principais acontecimentos visualizados em termos de circulação atmosférica em 850hPa usando como exemplo o ciclo de vida do furacão Ivan, no entanto, como já foi mencionado todos os resultados apresentados foram observados em todos os furacões da Tabela 2.1.

Desse modo, no sentido de discutir os resultados de forma mais clara e sistematizada, os resultados foram dispostos na forma de tópicos, listados em ordem cronológica de observação e com seus respectivos comentários.

São os principais resultados no nível de 850hPa:

- Observou-se um escoamento ondulatório na retaguarda dos ciclones tropicais até o momento em que eles se aproximavam da costa leste do continente sul-americano como indica a Figura 3.16a;

  Essa característica se mostra como uma onda localizada na retaguarda dos ciclones tropicais durando desde o momento da formação dos ciclones até os mesmos se aproximarem da AS. Acredita-se que esse padrão não é observado em tempos posteriores devido a maior interação que surge entre o furacão e os escoamentos que vem da África e da AS.

  Na Figura 3.16a é possível observar esse formato de onda na traseira do Ivan, porém na Figura 3.16b essa feição já está descaracterizada e na Figura 3.16c não existe mais.

- Observou-se a existência de escoamentos preferenciais;

  Foi observado que existem escoamentos preferenciais com ou sem a presença de furacões vindos da ASAS para o norte da AS, mais precisamente, para o noroeste (NO) da Amazônia e, em alguns casos, para o sul do Brasil.

  Observe que na Figura 3.16a e b existem escoamentos tanto para o NO da Amazônia como também para o Paraguai e o sul do Brasil, enquanto que na Figura 3.16c existem fluxos de momento saindo de um anticiclone localizado no sul da AS e se dirigindo à Amazônia, além dos escoamentos rumo ao furacão Ivan.

Acredita-se que esses escoamentos preferenciais sejam efeito de sistemas convectivos bem frequentes nessas localidades que acabam por induzir um transporte de momento em sua direção já que eles assim como os furacões são fontes de calor.

- Com o surgimento e deslocamento do ciclone tropical no Oceano Atlântico Norte se inicia, em cerca de 30°W ou mais a oeste, dependendo do local de surgimento do ciclone, uma interação em que a ASAS promove escoamentos para o ciclone tropical;

O padrão mencionado acima pode ser verificado de forma clara nas Figuras 3.16a, b e c. No entanto, é importante destacar que uma parte desses escoamentos seguem para os locais preferenciais citados anteriormente, dessa forma o ciclone tropical recebe apenas uma parte desses fluxos de momento que podem auxiliar no seu fortalecimento. Esse último resultado pode ser observado nas Figuras 3.16a e b, em que os fluxos de momento não são inteiramente para o Ivan.

- Com o deslocamento dos ciclones tropicais (Figura 2.2) observou-se que a ASAS seguia promovendo escoamentos para eles. O interessante é notar que esse anticiclone podia estar sobre o continente sul-americano, no oceano ou, ainda, no sul da AS que ele continuava mantendo esses escoamentos para os furacões e para as eventuais outras fontes de calor, sobretudo no NO da AS.

As Figuras 3.16a e b mostram um exemplo em que a ASAS está centrada em cerca de 30°S 40°W, enquanto a Figura 3.16c ilustra o caso em que o anticiclone está centrado em 45°S 55°W.

- No entanto, com a aproximação dos furacões na costa norte da AS, destaque para a longitude de 65°W – próximo a Venezuela - esses escoamentos que não eram apenas para os furacões passam a ser majoritariamente para eles o que coincide com seu fortalecimento. Ao observar a Fig. 2.2 nota-se que ao passar por essa região os furacões atingem uma categoria mais elevada dentro da escala Saffir-Simpson;

- Além disso, ocorre um prolongamento das isotacas associadas à ASAS devido a passagem dos furacões;

Observe pela Figura 3.16a que o formato da ASAS é mais arredondado ao passo que na Figura 3.16b a mesma se encontra mais alongada e inclinada em relação a passagem do furacão Ivan, de modo que as isolinhas associadas a linha de corrente da ASAS migram para dentro do continente. Logo, o aspecto gerado é a de um grande anticiclone no interior da AS.

Através deste resultado se concluiu que os furacões interagem com os elementos que formam a dinâmica de circulação da AS uma vez que essa característica foi observada em todos os 6 casos avaliados independente do tempo de duração do furacão. Além disso, essa interação começou quando os furacões se aproximaram da AS e começaram a receber escoamentos vindos da ASAS e a medida com que o furacão se deslocava esses escoamentos se moldavam aos mesmos. Por fim, quando o furacão se afastava da AS, já na sua fase final, essa característica deixava de existir e os escoamentos da ASAS voltavam a ser aqueles descritos no segundo item.

- Os escoamentos para os furacões podem continuar até que eles atinjam o continente e se dissipem, desde que seu trajeto seja pelo Mar do Caribe;

Foi observado que esses escoamentos provenientes da AS, em especial da circulação associada a ASAS, seguiam para os furacões até praticamente o fim do seu ciclo de vida e acredita-se que isso ocorreu porque eles tinham uma trajetória que seguia pelo Mar do Caribe e, portanto, que conseguiam se aproximar da região NO da AS.

Nesta região acredita-se que existe um duto preferencial de escoamento onde sempre foi observado escoamentos do HS para o HN, inclusive alguns trabalhos, por exemplo Wang e Fu (2002), avaliaram a variação do vento meridional nessa localidade e constataram que essa região funciona como um caminho para o transporte de momento e energia do HS para o HN, ou seja, como um duto preferencial de escoamento. Como todos os furacões investigados neste estudo tiveram comportamento similar, essa característica foi percebida em todos eles (Figura 3.16c).

Além disso, avaliou-se os Furacões Irma e Frances, este último ocorreu dias antes do Ivan, e ambos apresentam uma trajetória diferente dos furacões aqui estudados onde observou-se justamente que os escoamentos da AS seguiam para esses furacões apenas até um determinado momento, ou seja, sem contemplar todo o ciclo de vida deles.

Em todos os furacões estudados foram observadas as características descritas acima, no entanto, chegou-se à conclusão de que para que esses escoamentos fossem para os furacões durante quase todo o ciclo de vida deles que algumas condições se faziam necessárias: a trajetória descrita anteriormente, a existência de outras fontes de calor, uma vez que essas podem fazer com que o escoamento não seja todo para o furacão e, por fim, os ventos de leste em 850hPa na região Equatorial. Se esses últimos forem muito intensos pode ocorrer uma quebra desse transporte para os furacões. Isso foi verificado para o caso do furacão Emily durante alguns dias.

Além disso, acredita-se pelos resultados acima que esses escoamentos para os furacões possam auxiliar no seu desenvolvimento e fortalecimento mas, ao mesmo tempo, podem influenciar a AS. Note que em setembro tem-se a formação do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), desta forma, se ocorrer um furacão com as características descritas acima, ele poderia promover uma desconfiguração desse sistema ou mesmo retardá-lo. Situação semelhante vale para os meses seguintes, embora seja mais incomum furacões em novembro, no entanto, se eles ocorrerem com a trajetória descrita, poderiam inclusive afetar uma possível zona de convergência, pois o um padrão de ventos é oposto ao esperado para esse sistema.

Além das características descritas acima, o tempo de duração do furacão é algo extremamente importante pois muitos dos padrões mencionados anteriormente podem durar mais ou menos tempo e, assim, ocasionar modificações no perfil de circulação da AS por mais ou menos tempo. Como um exemplo, considere a questão do prolongamento das isotacas associadas a ASAS (item 6). No caso do furacão Ivan, que durou 24 dias, esse efeito ficou caracterizado por muito mais tempo que o furacão Felix que durou apenas 6 dias. Logo, os efeitos sinóticos dessas características podem trazer consequências mais ou menos duradouras e, assim, influenciarem outras variáveis como será mostrada no caso da precipitação.

A evolução das variáveis meteorológicas tais como pressão, temperatura e divergência também foram avaliadas e merecem destaque nos resultados. A pressão se comportou como descrito anteriormente no nível de superfície, ou seja, houve o surgimento de alguns sistemas de baixa e alta pressão quando os furacões se aproximam do norte do continente sul-americano, mas esses sistemas desapareceram a medida que os furacões se afastaram. No caso da temperatura ocorreu um pequeno aumento de temperatura no norte do continente quando os furacões se aproximaram da região, lembrando que isso é efeito da fonte de calor associada a eles. Essas duas variáveis podem ser observadas na Figura 3.17.

Em relação a advecção de temperatura, seu impacto na AS foi imperceptível durante o ciclo de vida dos furacões. A Figura 3.18a mostra um exemplo dessa variável

como ilustração. Já para a vorticidade a Figura 3.18b mostra que houve uma advecção acentuada apenas ao redor do furacão e em maiores latitudes do HS.

A umidade e sua advecção também foram avaliadas e se observou foi um aumento da umidade na região norte da AS durante a passagem dos furacões.

Na verdade, a umidade nessa região já apresenta valores bem elevados devido a floresta Amazônica e aos escoamentos vindos de latitudes mais altas principalmente associados a ASAS, desse modo, já havia um acúmulo de umidade no norte do continente. No entanto, com a presença dos furacões transitando pela região o que se observou foi uma maior interação deles com a circulação continental e um maior escoamento vindo da ASAS. Em virtude dessa maior interação se acredita que ocorreu um aumento na concentração de umidade no norte da AS (Figura 3.19).

No restante da AS não foi observado mudanças intensas associadas diretamente aos furacões uma vez que existem muitos outros fenômenos que ocorrem no continente, como frentes frias, JBN e sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) que conseguem mudar parâmetros como temperatura e umidade e, desse modo, poderiam mascarar qualquer efeito vindo dos furacões, principalmente em maiores latitudes (Figura 3.19).

Na divergência foi observado um aumento da convergência no extremo norte da AS a medida que os furacões se aproximavam da região. Não foi observado efeitos associados aos furacões em latitudes mais elevadas, fazendo com que o efeito gerado pelos furacões ficasse restrito apenas no norte do continente. A Figura 3.20 mostra dois momentos dessa variável.

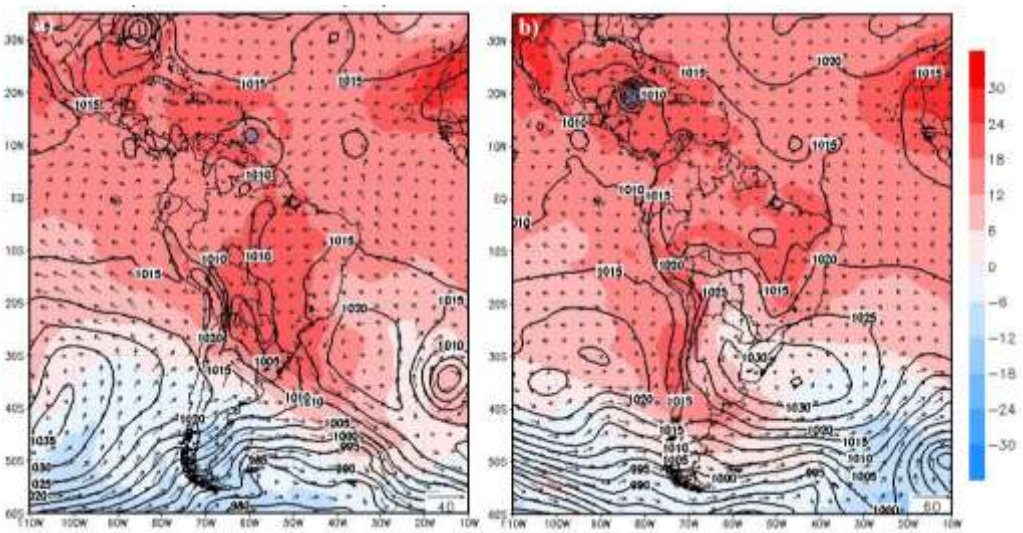


Figura 3.17 - Pressão de superfície em hPa (contorno), temperatura em °C (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa em diferentes momentos do ciclo de vida do furacão Ivan via dados do *ERA Interim*: **a)** Dia 07/09 às 00Z quando o Ivan estava na categoria 3 na escala Saffir-Simpson e **b)** no dia 13/09 às 00Z quando o furacão estava em categoria 4. A posição do Ivan está destacada em azul.

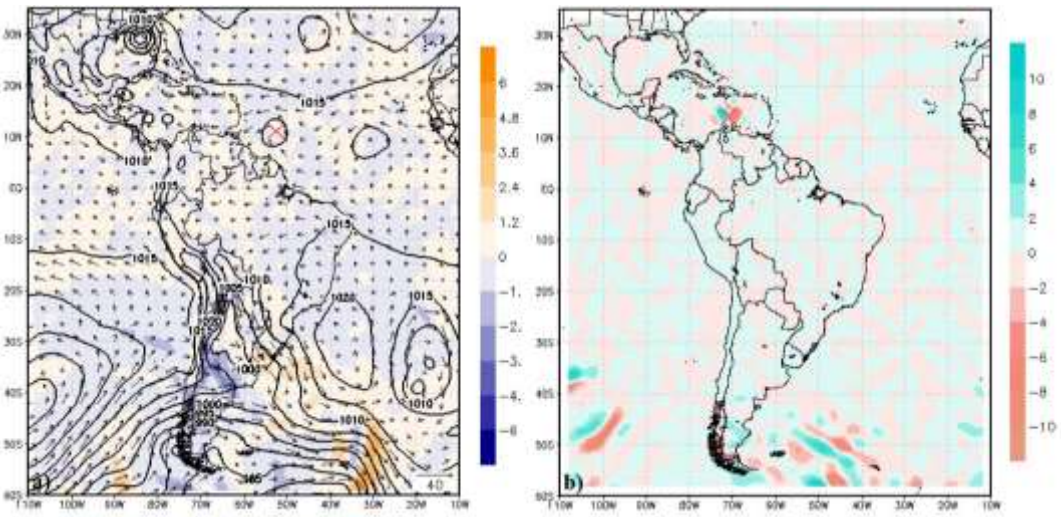


Figura 3.18 - a) Altura geopotencial em mgp (contorno), advecção de temperatura em °C/s (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa para o furacão Ivan via dados do *ERA Interim* no dia 06/09/04 às 12Z e **b)** Advecção de vorticidade em m s^{-3} no dia 07/09/04 às 12Z no nível de 850hPa. A posição do furacão está destacada em vermelho e em ambos os casos o furacão Ivan estava com categoria 3 na escala Saffir-Simpson

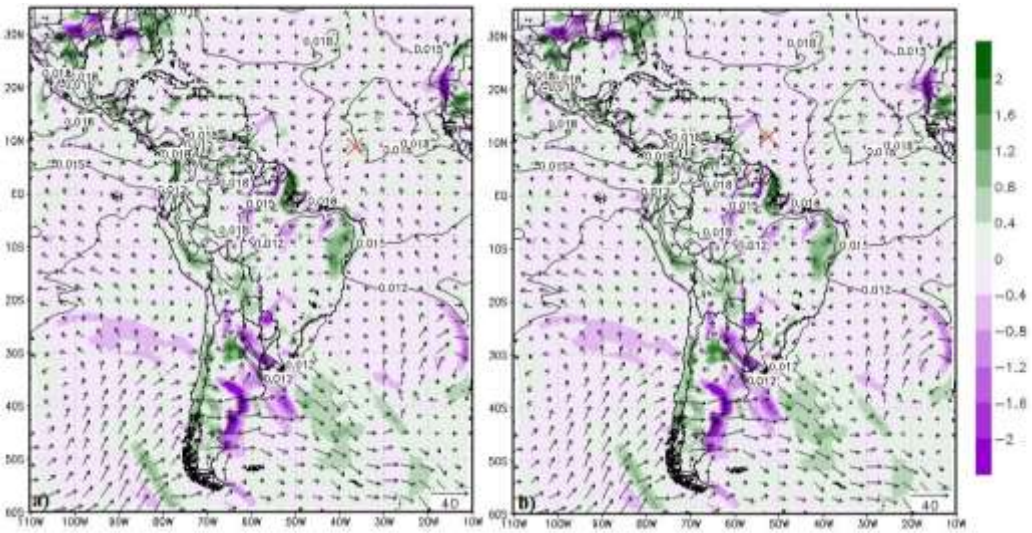


Figura 3.19 - Umidade em g Kg^{-1} (contorno), advecção de umidade em g Kg^{-1} $s^{-}1$ (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa em diferentes momentos do ciclo de vida do furacão Ivan via dados do *ERA Interim:* **a)** 04/09/04 às 06Z quando o Ivan era uma tempestade tropical e b) em 06/09/04 às 12Z com o Ivan em categoria 3 na escala Saffir-Simpson. A posição do Ivan está destacada em vermelho.

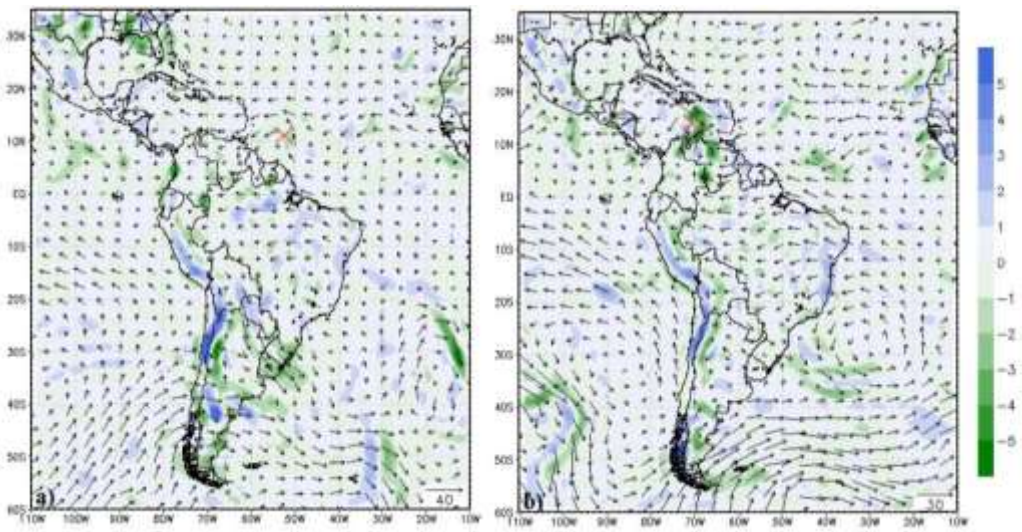


Figura 3.20 - Divergência do vento horizontal x10^5 em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa para o furacão Ivan via dados do *ERA Interim* referente aos dias**: a)** 06/09 às 12Z quando o Ivan estava em categoria 3 na escala Saffir-Simpson e **b)** no dia 09/09 às 12Z com o Ivan em categoria 5. A posição do furacão está destacada em vermelho.

No que se refere à variável ômega o que se observou foram valores mais acentuados na região do furacão e nas latitudes mais altas da AS como reflexo de sistemas frontais que passavam na região ou algum movimento mais intenso associado a sistemas convectivos do sul do Brasil. Desse modo, não foi observado nenhum movimento vertical intenso que esteja associado à passagem dos furacões.

No entanto, acredita-se que como os furacões apresentam correntes ascendentes intensas tem que haver um movimento subsidente que compense esse levantamento, esse raciocínio é baseado na compensação de massa que indica que para fontes intensas de calor existem movimentos descendentes em alguma localidade que não seja necessariamente próxima a fonte de calor. Mas, como não foram observados movimentos subsidentes acentuados na AS e nas redondezas dos furacões o que se concluiu foi que existem sim movimentos subsidentes, mas que eles se mostram distribuído por uma grande área localizada tanto na AS como mais a norte da posição dos furacões, dessa forma, a subsidência se apresenta com valores bem discretos que foi o que se visualizou desde o início.

Essa conclusão concorda com os trabalhos clássicos de Matsuno (1966), Webster (1972) e Gill (1980,1982) fortalecendo os resultados apresentados. Na Figura 3.16 se pode observar esse campo.

Padrões Detectados no Nível de 250hPa

Assim como foi feito na Figura 3.16 para o nível de 850hPa considere a Figura 3.21 como sendo representativa dos resultados deste nível tendo como destaque as

variáveis ômega e linha de corrente, além da climatologia para o nível de 250hPa para o mês de setembro:

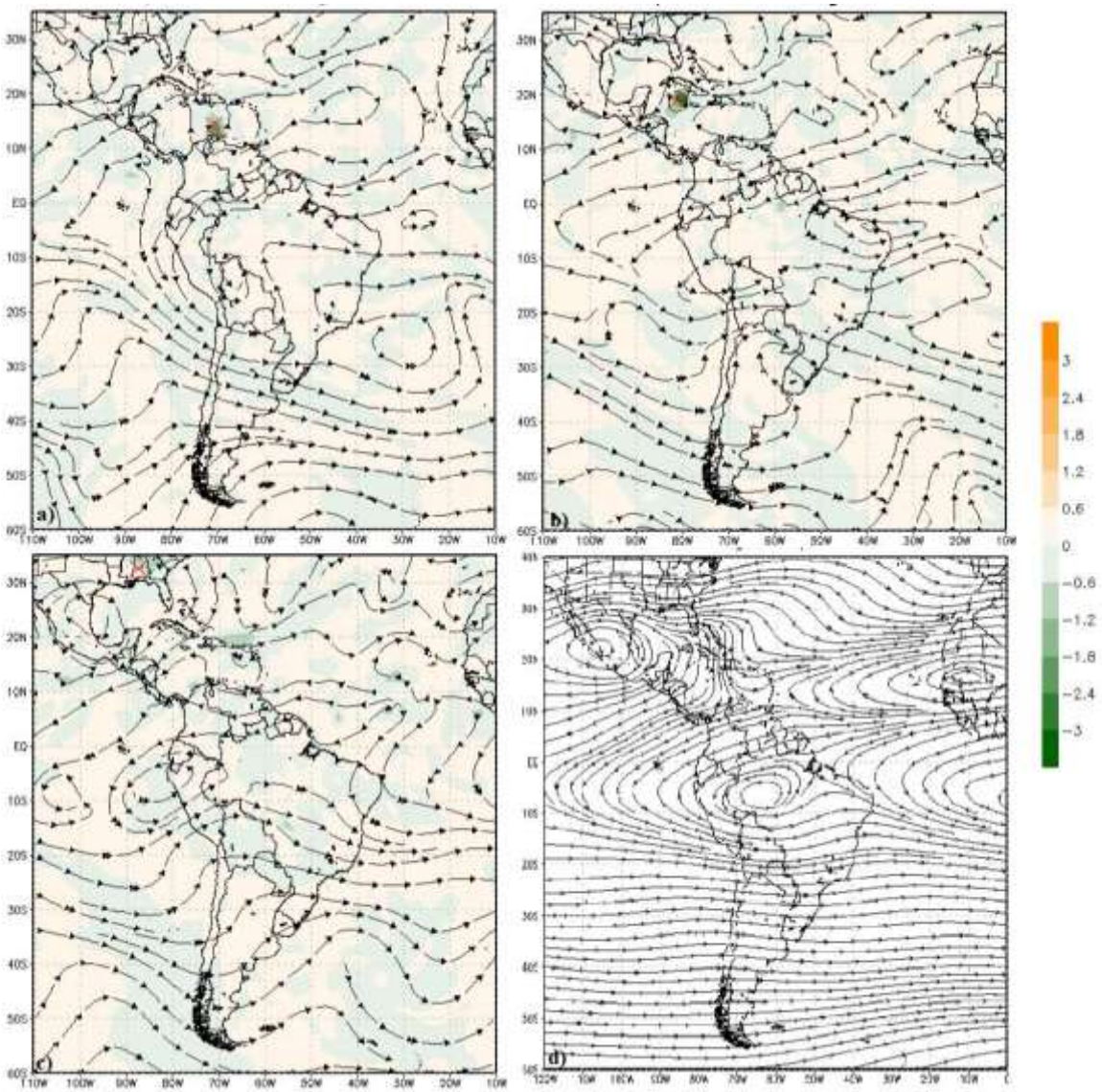


Figura 3.21 - Linha de corrente e Ômega em Pa/s (sombreado) no nível de 250hPa para o furacão Ivan via dados do *ERA Interim* referente aos dias: **a)** 09/09/04 às 12Z quando Ivan atingiu pela primeira vez categoria 5, **b)** em 12/09/04 às 12Z quando Ivan era categoria 4 e **c)** em 16/09/04 às 18Z quando o Ivan já estava no continente (EUA) sob a classificação de tempestade tropical. **d)** A climatologia para o mês de setembro em 250hPa com dados desde 1948. O furacão está destacado em vermelho.

O destaque para a climatologia de setembro nos altos níveis da atmosfera é a presença de um anticiclone no centro do continente sul-americano. Esse elemento não tem uma posição fixa sendo susceptível a vários fatores como, por exemplo, os jatos de altos níveis e fontes de calor. Além disso, outro destaque são os jatos de altos níveis (JAN) que aparecem a partir de 20°S.

Entre os principais resultados encontradas para a circulação em 250hPa destacam-se:

- Esse nível se caracteriza pela existência de divergência associada aos furacões, onde os mesmos direcionam escoamentos para o HS;

  Foi observado que esses escoamentos conseguiam atingir os jatos polar e subtropical, localizados em latitudes médias e altas, principalmente quando os ciclones tropicais estavam longe da costa sul-americana. No entanto, ao se aproximar da costa já haviam sistemas de altas pressões presentes no continente e isso dificultava os escoamentos dos furacões para os jatos uma vez que esses fluxos eram interceptados por esses anticiclones.

  Nas Figuras 3.21a e b pode-se observar que existem sistemas de altas pressões em diferentes localidades na AS e que o furacão Ivan fornece fluxos de momento para eles.

- Após a longitude de 70°W foram observados escoamentos dos furacões para o HS que culminaram ou com a organização de um anticiclone pré-existente, ou com o surgimento de um novo anticiclone, ambos sobre a AS;

  Esse resultado é muito importante, pois mostra o surgimento/reorganização de um sistema, no caso, o anticiclone em 250hPa na AS, devido aos escoamentos dos furacões. A Figura 3.21a mostra esse padrão onde é possível notar o escoamento do HN, onde estava o furacão Ivan, para o HS, onde houve o surgimento desse anticiclone na divisa da Bolívia com o Peru e o Brasil. Em todos os casos estudados ocorreu esse padrão, ou seja, observou-se um escoamento direto dos furacões para o anticiclone.

  Assim, através de observação notou-se uma resposta simétrica com relação as linhas de corrente onde uma fonte de calor (furacão) que tem um giro anti-horário em 250hPa no HN deu origem também a uma circulação anti-horária no HS, mas nesse último o significado é um anticiclone.

  Existem vários trabalhos que já haviam descrito o resultado acima como, por exemplo, Matsuno (1966), Gill (1980), Silva Dias e Schulbert (1979), sugerindo um possível mecanismo de resposta na AS devido aos furacões avaliados. Além disso, muitos dos artigos citados anteriormente indicam que as ondas atmosféricas excitadas pela fonte de calor e que são responsáveis pela formação dessa característica são as ondas antissimétricas como, por exemplo, a onda MRG. No próximo capítulo esse resultado será demonstrado com o uso da teoria dos modos normais.

- Foi também observado que os anticiclones formados acompanhavam o movimento dos furacões.

As Figuras 3.21a, b e c tentam mostrar este aspecto, pois na Figura 3.21c a alta está no litoral do Peru, mas foi gerada sobre o norte da Bolívia de acordo com a Figura 3.21a.

Esse padrão foi observado em todos os furacões estudados, mas um detalhe que chama atenção é que não precisa existir uma interação clara, fluxos de momento direto, entre os furacões e esses anticiclones na AS para ocorrer esses deslocamentos.

Além disso, esses anticiclones da AS se originaram/reorganizaram quando os furacões estavam próximo a longitude de 70ºW e como os deslocamentos dos furacões seguiram para oeste ou noroeste (Figura 2.2), a localização desses anticiclones gerados na AS ficaram restritos a porção central e NO da AS, além do Oceano Pacífico próximo à costa do continente.

Esses são os principais resultados para a circulação atmosférica dos altos níveis da atmosfera da AS e juntamente com os resultados dos baixos níveis demonstram claramente que a circulação atmosférica da AS foi impactada com o surgimento dos furacões avaliados no presente estudo.

Em termos de divergência, a Figura 3.22 indica alguns momentos dessa variável onde é possivel notar que existe um domínio de divergência no furacão como já era esperado e que a medida com que ele se aproxima da AS o resultado foi um aumento da divergência na região norte do continente. Isso esta em concordância com os resultados vistos nos baixos níveis da atmosfera onde foi observado o oposto, ou seja, convergência. No restante da AS foi observado valores acentuados de divergência/convergência apenas no local dos jatos de altos níveis e na região da ZCIT.

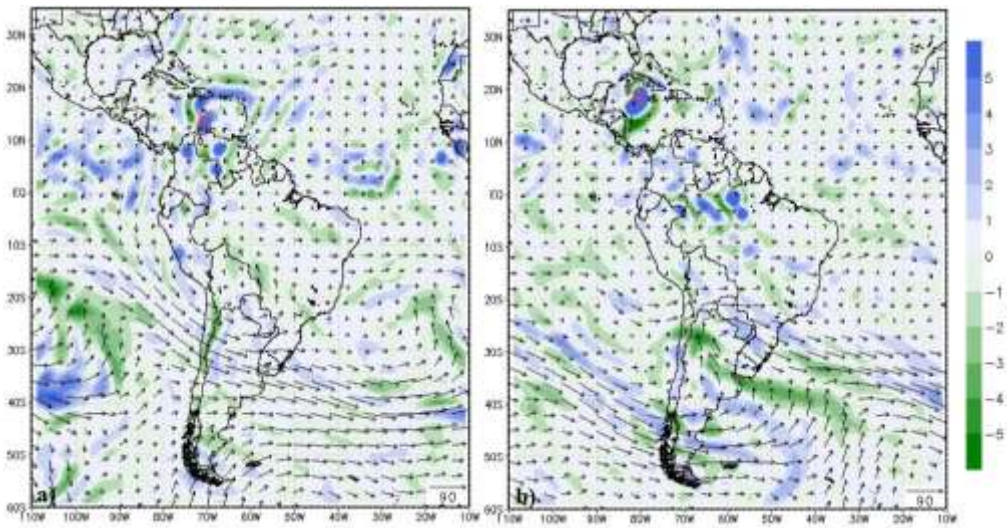


Figura 3.22: Divergência do vento horizontal x 10^5 em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 250hPa para o furacão Ivan via dados do *ERA Interim* referente aos dias**: a)** 09/09 às 12Z e **b)** em 12/09 às 12Z. Em ambos os casos o furacão Ivan estava em categoria 5 na escala Saffir-Simpson. A posição do furacão está destacada em vermelha.

Padrões Detectados para a Precipitação

Esse item tem como finalidade mostrar o comportamento da precipitação durante todos os eventos de furacões mostrados na Tabela 2.1. Logo, diferentemente dos itens anteriores onde os resultados foram mostrados utilizando um único furacão como exemplo, neste os resultados serão apresentados para todos os furacões com as respectivas análises e comentários.

Além disso, deve ser notado que os furacões tiveram durações diferentes e não ocorreram no mesmo mês. Por exemplo, os furacões Dennis e Emily ocorreram no mês de julho enquanto que o furacão Dean ocorreu em agosto. Já os furacões Gilbert, Ivan e Felix apareceram no mês de setembro.

Assim, considere inicialmente a distribuição e concentração de precipitação segundo a climatologia de cada um desses meses:

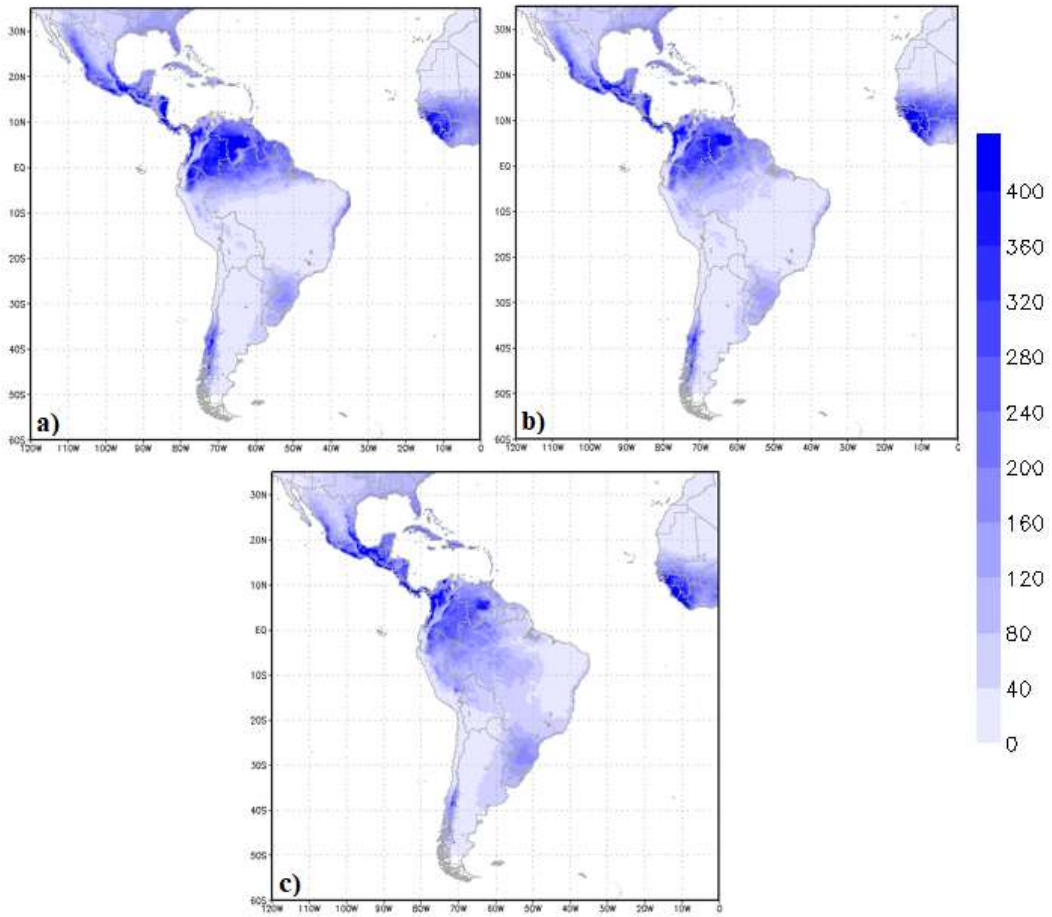


Figura 3.23 - Climatologia da precipitação acumulada em mm nos meses **a)** Julho, **b)** Agosto e **c)** Setembro com dados do *CHIRPS* desde 1981-2017.

Pela figura anterior se observa que a precipitação da AS nos meses de julho, agosto e setembro se concentra no norte do continente sul-americano, abrangendo países como Equador, Colômbia, Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa. A região norte do Brasil também apresenta alta concentração de precipitação, com destaque para o estado de Roraima e a região norte dos estados do Amazonas e Pará.

Outras localidades que apresentam altos valores na precipitação é o sul do Chile, o litoral do nordeste brasileiro, o Uruguai e a região sul do Brasil. Nestes dois últimos casos a precipitação está associada a passagem de sistemas frontais e a SCM que surgem sobretudo na região do Chaco e se deslocam para essas localidades.

Outro ponto interessante é a região central do Brasil que se encontra nos meses de julho e agosto na estação da seca e, desse modo, não apresentam nenhum valor significativo de precipitação. Por outro lado, no mês de setembro ocorre o retorno da precipitação para essa área em virtude do começo do SMAS que tem seu pico de intensidade durante o verão austral.

Após essa breve descrição sobre a climatologia da precipitação de cada um desses meses, considere a Figura 3.24 que mostra a anomalia de precipitação

acumulada encontrada durante cada um dos eventos dos furacões avaliados neste estudo:

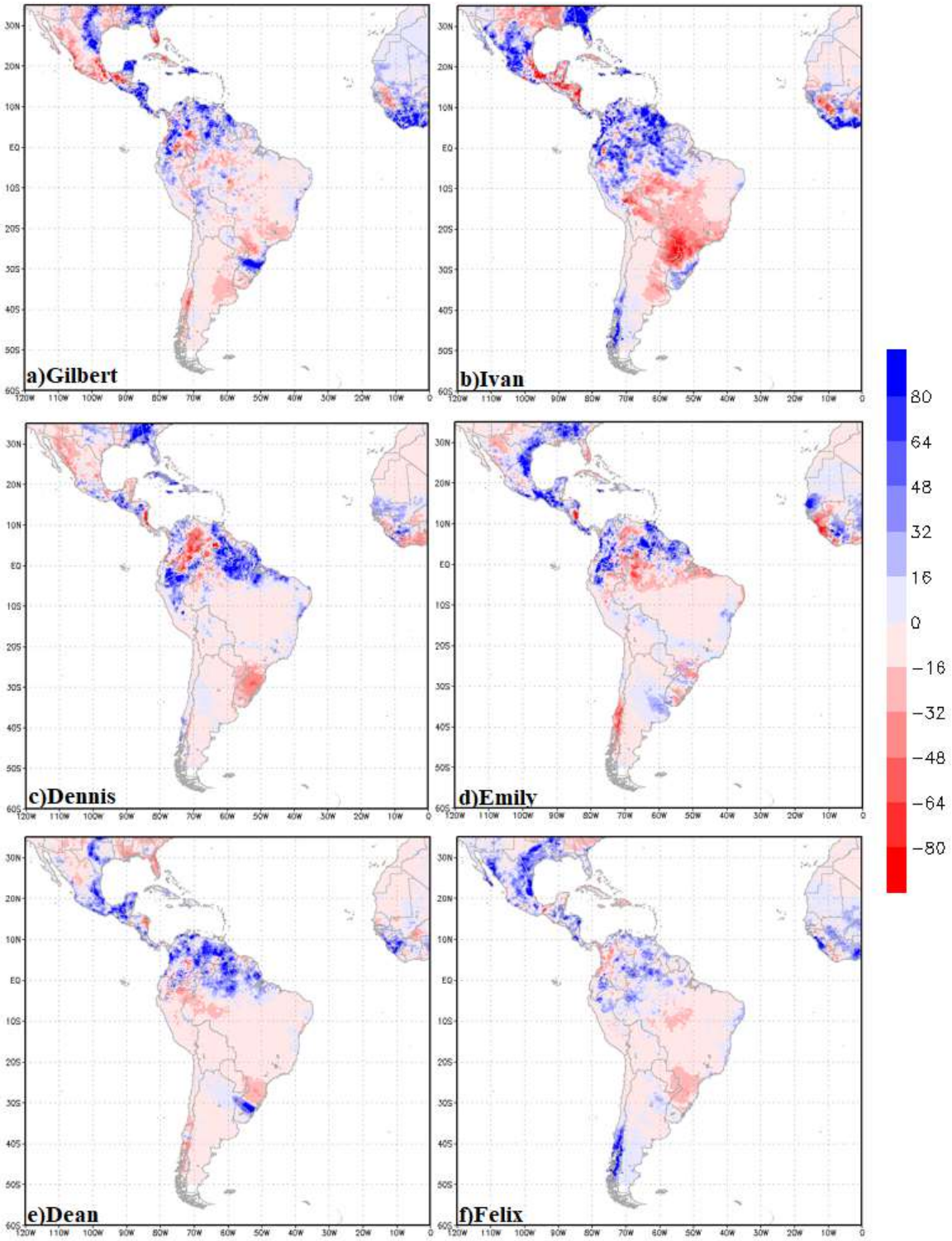


Figura 3.24 - Anomalia de precipitação acumulada em mm apenas durante o ciclo de vida dos furacões: **a)**Gilbert (13 dias), **b)** Ivan (22 dias), **c)** Dennis (10 dias), **d)** Emily (11 dias), **e)** Dean (11 dias) e **f)** Felix (6 dias).

A Figura 3.24 foi gerada dividindo-se os resultados da Figura 3.23 pela quantidade de dias de cada mês e multiplicando pela quantidade de dias que durou cada furacão e, posteriormente, subtraindo a quantidade de precipitação acumulada na passagem dos furacões dessa nova medida de climatologia. Comparando as figuras para os diversos casos estudados, se constata que embora os furacões tenham ocorrido em meses e com durações diferentes, que as figuras de anomalia de precipitação apresentaram um padrão semelhante.

No caso, esse padrão é caracterizado por anomalias positivas de precipitação na região norte da AS que apesar de ser a região que já apresenta elevadas quantidades de precipitação segundo a Figura 3.23, é também a região que que possui a maior interação com os furacões no que se refere a nebulosidade, umidade e temperatura como foi mostrado anteriormente.

Os furacões ao se formarem no Oceano Atlântico Equatorial e se ao desenvolverem ao longo da costa norte da AS conseguem interagir com a circulação da AS, em especial, com a ASAS que fornece escoamentos para eles. Nesse cenário, ocorre transporte de momento para os furacões que, assim, vão se intensificando. Paralelo a esse fato, os furacões devido a intensa fonte de calor associada a eles e a alta vorticidade expresso pelos seus ventos conseguem interagir com o norte do continente modificando a temperatura da região que aumenta ligeiramente, fazendo surgir sistemas de baixas pressões em alguns locais e promovendo um aumento da concentração de umidade no extremo norte da AS. Além disso, em termos de divergência o observado segundo as reanálises do *ERA Interim* foi a presença de convergência com a aproximação dos furacões.

Portanto, tendo umidade, convergência e instabilidade, o efeito poderia ser a formação de nuvens e, consequentemente de precipitação, sendo que ela ficaria mais restrita ao extremo norte da AS. A Figura 3.14 expressa anteriormente, mostra imagens de satélite do furacão Ivan que destacam esse poder de influência do furacão nos sistemas localizados no interior da AS.

Outro ponto a ser comentado é quando a parte central do Brasil. Pela Figura 3.24 observa-se que os furacões que ocorreram em setembro, ou seja, Gilbert, Ivan e Felix apresentaram anomalias negativas de precipitação nessa região, enquanto que os demais apresentaram resultados de neutralidade.

Através destes resultados é sugerido que para os meses de julho e agosto, onde se configuram como meses de estiagem no centro do Brasil, que a presença de furacões não irá alterar o regime de precipitação nessa região, no entanto, a partir de setembro o efeito sobre essa região poderia ser de inibição de precipitação. A justificativa para essa hipótese esta nos resultados encontrados para o nível de 850hPa onde foi

mostrado que a ASAS interage com os furacões de modo a sofrer um prolongamento de suas isotacas para o interior do continente (vide Figura 3.16b). Nesse contexto é como se o centro do Brasil ficasse marcado pela presença de um anticiclone que, desse modo, inibiria a formação de nuvens e, assim, de precipitação.

Outro aspecto desses resultados refere-se à quantidade de dias de duração de cada furacão. Observe pela Figura 3.24b a intensidade das anomalias de precipitação do furacão Ivan em relação ao Felix (Figura 3.24f). Neste caso, o Ivan durou 16 dias enquanto o Felix apenas 6 dias, demonstrando que o tempo de duração do furacão impactou os padrões de precipitação observados assim como pode impactar os padrões de circulação discutidos anteriormente. Desta forma, furacões que tenham maior duração fazem com que os padrões de circulação observados e os seus efeitos durem por mais tempo e isso justifica a intensidade das anomalias de precipitação acima.

Por fim, é importante ressaltar que em alguns casos como os furacões Gilbert, Ivan e Dean existem máximos de precipitação no Sul do Brasil e no Uruguai sendo isso reflexo da passagem de sistemas frontais nessas regiões durante os eventos avaliados. Além disso, não foi verificada nenhuma relação entre os furacões e esses fenômenos de latitudes mais altas.

3.1.3 Esquematização dos Padrões de Circulação

Como foi discutido em detalhes nos tópicos anteriores, existem similaridades encontradas no que se refere aos padrões de circulação e precipitação para os 6 eventos de furacões selecionados segundo as hipóteses realizadas na presente pesquisa.

Essas similaridades apareceram não apenas na análise dos dados do *ERA Interim* como também foram visualizadas para as anomalias de precipitação usando dados do *CHIRPS* e um importante ponto a ser destacado é que embora os 6 furacões avaliados tenham ocorrido em meses diferentes e apresentado características próprias nos seus ciclos de vida como, por exemplo, duração, intensidade e tamanho do sistema, que as características observadas em relação ao comportamento da atmosfera da AS frente a passagem dos furacões foram muito similares em todos os casos.

Pensando nisso, esse tópico aborda uma esquematização final e genérica para representar os padrões de circulação observados na atmosfera da AS devido a existência de um furacão que se desenvolve contornando o continente sul-americano.

Porém, antes da apresentação das esquematizações é importante mencionar a forma com que elas foram projetadas. A metodologia é bem simplista e não conta com nenhuma teoria mais sofisticada.

De início, avaliou-se novamente os 6 eventos selecionados um por um para observar em quais instantes de tempo as feições ou características sinóticas da AS como um todo eram mais parecidas, inclusive, em relação a posição dos furacões. Não foi levado em consideração se a categoria dos furacões eram as mesmas, apenas levou-se em conta se as posições eram muito próximas.

Nesse cenário, como os 6 furacões tinham trajetórias muito parecidas, não foi difícil encontrar instantes em que havia grande concordância e onde aqueles aspectos ressaltados no tópico 3.1.2 se faziam presentes. Entretanto, é importante comentar que isso não significa que todos os casos avaliados apresentaram a mesma posição dos furacões e as mesmas características sinóticas, desse modo, selecionou-se apenas aqueles casos que tinham maiores concordâncias.

Após essa etapa de busca foi feita uma média simples para o campo do vento horizontal entre esses instantes, e, em seguida foi utilizado os pacotes do *Python* para promover uma organização, limpeza e estrutura das figuras. Assim, modificações foram feitas nas figuras como mudança de cor, quantidade de vetores e foram também inclusos elementos externos para destacar alguns elementos como, por exemplo, setas e círculos. Ou seja, buscou-se pela construção de figuras didáticas.

A seguir será apresentada a esquematização feita para os baixos níveis da atmosfera (850hPa) onde foi possível fazer três figuras que conseguem enfatizar os principais fatos mencionados nos resultados observacionais.

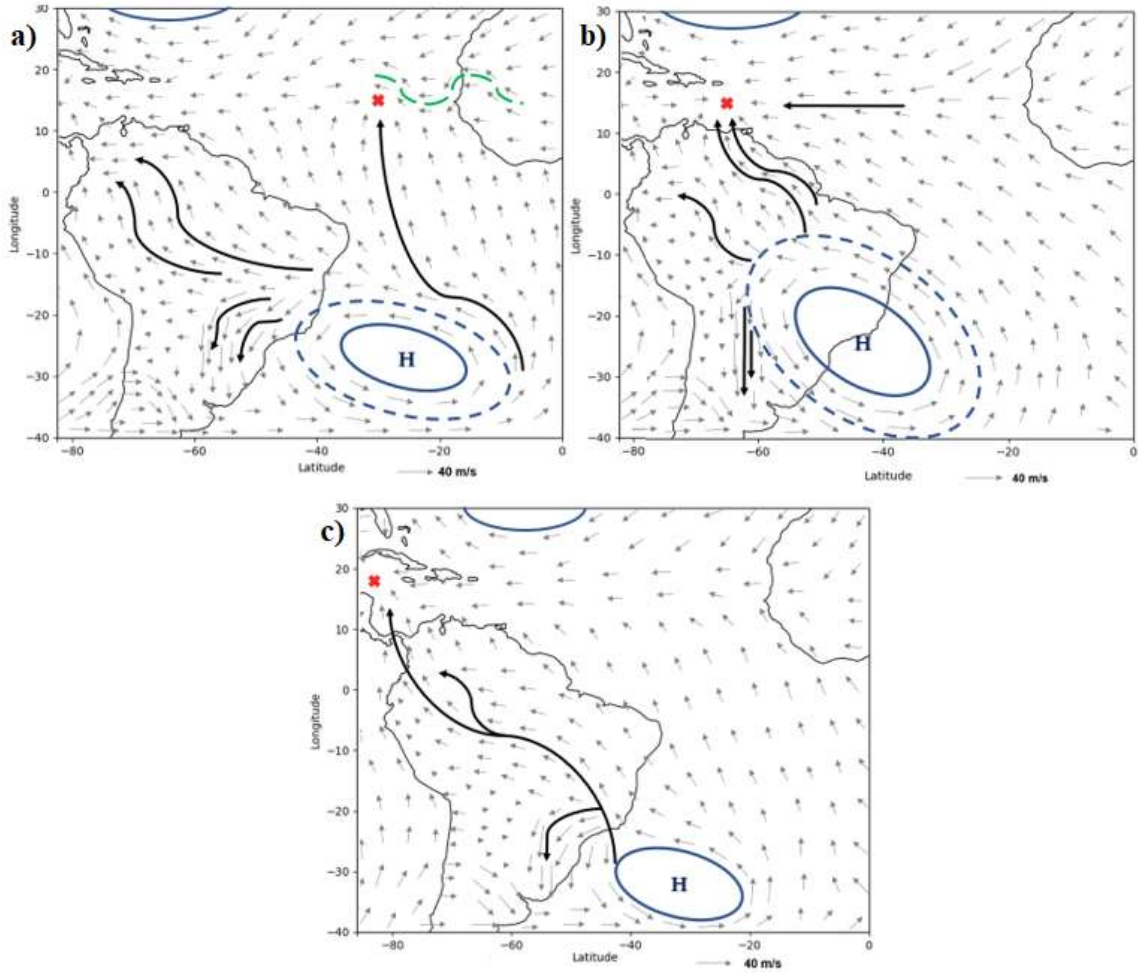


Figura 3.25 - Esquematização dos resultados observacionais obtidos para o nível de 850hPa. A marca em vermelho destaca a posição do ciclone tropical, H indica a ASAS, as linhas cheias em preto mostram direções preferenciais de escoamento e a linha verde tracejada mostra ondulações na traseira dos ciclones. **a**) Destaca o momento quando o ciclone tropical se forma e começa a receber escoamentos da ASAS, **b)** enfatiza o que acontece na atmosfera quando o furacão está passando pelo norte da AS e em **c)** mostra o mesmo quando o furacão já está distante da AS.

O intuito da figura anterior é descrever o que acontece na atmosfera da AS quando um ciclone tropical genérico se forma no Oceano Atlântico Equatorial e se desenvolve tendo uma trajetória que praticamente contorna a AS.

Pela Figura 3.25a, quando o ciclone tropical se forma no meio do oceano ele já apresenta nos primeiros momentos do seu ciclo de vida uma interação com a ASAS de modo que esta fornece fluxos de momento para os ciclones que, por sua vez, seguem se fortalecendo. No entanto, esses escoamentos vindos da ASAS são ainda tímidos uma vez que a maior parte dos seus escoamentos seguem para a região NO da AS, em especial a Amazônia, além do sul do Brasil. Nas análises anteriores essa característica foi denominada de escoamentos preferenciais.

Passando algum tempo de fortalecimento, a Figura 3.25b mostra o momento em que os escoamentos vindos da ASAS se tornam majoritários para os ciclones tropicais, que nesse estágio já devem estar com a classificação de furacões. Essa maior interação

da ASAS e os furacões ocorre quando eles estão em torno de 65°W e acredita-se que esse escoamento auxilia na intensificação do sistema.

Porém, como indica essa figura ainda existem escoamentos da ASAS que se dirigem para a Amazônia ou sul do Brasil. Além disso, a medida com que o furacão se desloca pelo norte do continente sul-americano ocorre um prolongamento da área da ASAS, fazendo com que o centro do Brasil tenha características de anticiclone.

Por fim, a Figura 3.25c destaca alguns acontecimentos finais. Neste caso, o furacão continuou se desenvolvendo e teve a sua trajetória passando pelo Mar do Caribe e, desse modo, ele continuou recebendo escoamentos vindos da ASAS até o final do seu ciclo de vida. Entretanto, a medida que o furacão se deslocou aquele padrão observado da ASAS na Figura 3.25b tende a desaparecer e ela volta a ocupar uma área menor e com uma atuação mais próxima ao que era no começo do evento (Figura 3.25a).

Essas figuras podem ainda ser comparadas com a Figura 3.24 acerca da anomalia de precipitação afim de relacionar seu aumento na região norte da AS e a neutralidade ou déficit no centro do Brasil. A neutralidade foi atribuída aos meses de julho e agosto que são meses de estiagem na região central do Brasil enquanto que as anomalias negativas foram atribuídas ao mês de setembro uma vez que esse é o mês que indica o retorno de precipitação para o Brasil Central, mas devido a presença da ASAS atuando sob o continente devido aos furacões o efeito para esse mês seria de inibição da precipitação.

Em relação a anomalia positiva de precipitação no norte da AS esta se justifica pelo transporte de momento e concentração de umidade intensificados pela presença dos furacões na região.

Para finalizar, a título de curiosidade, a Figura 3.25a foi feita com base nas reanálises dos dias 03/09/04 às 00Z quando a depressão tropical que daria origem ao furacão Ivan estava em 9.7°N e 28.7°W e na reanálise do dia 13/08/07 às 06Z quando a depressão tropical que daria origem ao Dean estava se formando nas coordenadas de 12.2º N e 28.9°W. A Figura 3.25.b teve a participação de três reanálises, sendo elas do dia 08/09/04 às 06Z quando o Ivan estava em categoria 2 centrado nas coordenadas de 12.3°N e 64.1°W, no dia 14/07/05 às 18Z quando o furacão Emily estava em transição de tempestade tropical para categoria 1 nas coordenadas de 12.9°N e 64.9°W e, por fim, em 01/09/07 às 12Z quando a tempestade tropical Felix estava centrado em 12.2°N e 62.8°W. No caso da Figura 3.25.c, a média foi feita com os furacões Emily e Gilbert que estavam, respectivamente, nas coordenadas de 16.4°N 78.0°W e 18.2°N 78.5°W. Esses furacões estavam nas categorias 4 e 3, respectivamente.

A seguir será mostrado a esquematização para o nível de 250hPa onde foi gerado apenas uma figura, que destaca o principal resultado deste nível, ou seja, a formação de um anticiclone sobre a AS como resposta a presença do furacão ao norte da AS.

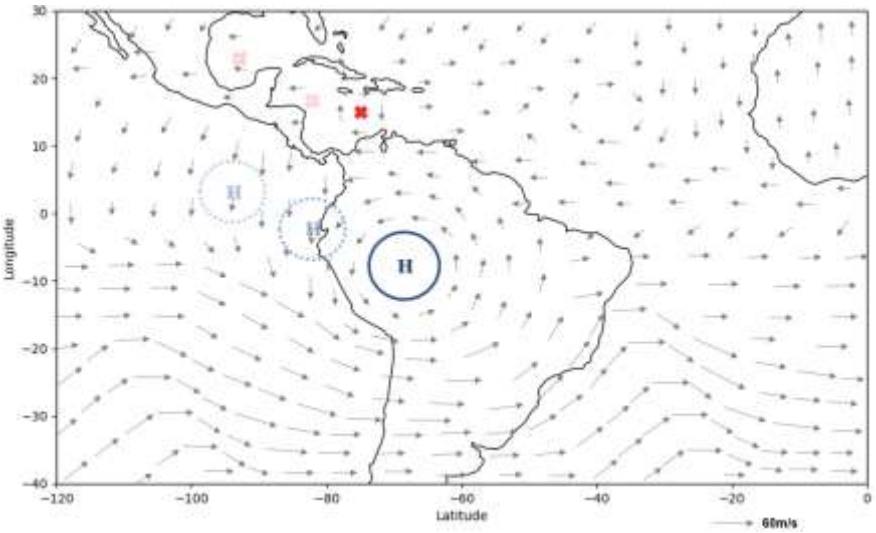


Figura 3.26 - Esquematização dos resultados observacionais obtidos para o nível de 250hPa. Neste nível ocorre a formação de um anticiclone na porção NO da AS que posteriormente segue o deslocamento dos furacões. Esses movimentos secundários do anticiclone estão expressos pelos círculos azuis tracejados e o movimento do furacão é indicado pelas marcações em rosa claro. A configuração dos ventos da figura vale apenas para as marcações mais escuras.

Na Figura 3.26 foram inseridos círculos tracejados e marcações mais claras apenas para indicar a ideia de um deslocamento posterior, mas o campo de vento exposto equivale apenas para a marcação de azul e vermelho mais intensos.

Na figura é possível observar a existência dos jatos dos altos níveis e a formação de um anticiclone na AS quando o furacão atinge longitudes mais a oeste, geralmente após 70°W, sendo que após a formação desse anticiclone o que se observa é um deslocamento deste a medida em que o furacão segue a sua trajetória pelo Mar do Caribe.

Para formar a figura 3.26 foram utilizadas as reanálises dos furacões Ivan e Dean quando ambos estavam em categoria 4. As coordenadas eram, respectivamente, centradas em 14.7°N 71.9°W para o dia 09/09/04 às 18Z e em 15.9°N 69.5°W no dia 18/08/07 às 18Z.

Esses foram os resultados encontrados via dados observacionais, onde padrões de circulação e precipitação foram descritos e analisados. Nesse sentido os próximos tópicos têm como finalidade fazer um complemento aos resultados já expostos na forma de comparação, validação e aprofundamento dos mesmos.

3.2 O Papel das Ondas Atmosféricas nos Padrões Sinóticos

O tema abordado neste tópico teve por objetivos estudar ondas atmosféricas, analisar mecanismos de teleconexão através das características de cada onda e reconstituir o campo de vento horizontal em um evento de furacão.

Esse último objetivo foi explorado por Zagar et al. (2015), porém não para um evento de furacão. Além disso, esse procedimento constitui em uma forma simples, porém poderosa de investigação de mecanismos de teleconexão.

Assim, no sentido de mostrar os resultados de uma forma mais simples esse tópico será divido em duas partes. A primeira intitulada Estruturas das Funções de Modos Normais e suas Características mostrará o perfil das soluções encontradas e abordará as características de propagação de cada onda excitada no processo.

Na segunda parte chamada Reconstituição do Campo de Vento Horizontal para o Furacão Ivan irá mostrar a reconstituição realizada no episódio do furacão Ivan e sua análise focará em aspectos relacionados a mecanismos de teleconexão, além de relacionar e comparar as características sinóticas vistas no tópico 3.1.2 com cada onda atmosférica.

3.2.1 Estruturas das Funções de Modos Normais e suas Características

Como foi especificado no tópico 2.4.2, a teoria dos modos normais nada mais é do que a solução das equações primitivas impondo algumas hipóteses como, por exemplo, do fluido ser hidrostático, invíscido e adiabático, sendo que as soluções são dadas por ondas atmosféricas.

O programa *Modes* utilizado neste estudo atua no sentido de extrair essas soluções ondulatórias com base em dados de reanálises que, neste caso, é o episódico do furacão Ivan que foi escolhido por ter um ciclo de vida mais duradouro dentre os furacões selecionados da Tabela 2.1.

O programa atua em 5 etapas onde inicialmente se separa as equações referentes a estrutura vertical e horizontal que embora tenham sido separadas, continuam se relacionando através de uma variável comum em ambas chamada de profundidade equivalente (D).

O problema da estrutura vertical foi apresentado na equação (2) onde se pode observar que se trata de um problema de *Sturm-Liouville* ao passo que o problema da estrutura horizontal foi mostrado na equação (3) e trata-se essencialmente de um problema de água-rasa com alturas D_s. O programa resolve essas estruturas de formas

diferentes como foi especificado no tópico 2.4.2 de forma que no final do processo consegue-se extrair 5 ondas atmosféricas com base nos dados de reanálise. Essas ondas são as ondas de GI para leste e oeste, ondas de Rossby (também chamadas rotacionais), onda de Kelvin e onda MRG (ou Yanai) que são identificadas por uma trinca de valores que são os números de onda vertical (*m*), zonal (*k*) e meridional (*n*) e por esses números se pode filtrar ou selecionar qualquer onda no programa.

Com base nessas soluções pode-se ao final das 5 etapas do *Modes* recriar o campo de vento horizontal e o campo do geopotencial apenas com base na contribuição de cada onda ou ainda fazendo um *mix* de ondas.

No presente estudo optou-se inicialmente pela reconstituição sem a filtragem de nenhuma onda e em seguida usou-se apenas o número de onda meridional como forma de filtragem. Desse modo ao final do processo 5 figuras de reconstituição do campo do vento horizontal foram feitas, sendo elas:

- Sem a filtragem de nenhuma onda atmosférica;
- Reconstituição apenas com base nas ondas de GI;
- Reconstituição apenas com base nas ondas de Rossby;
- Reconstituição apenas com base nas ondas de Kelvin;
- Reconstituição apenas com base nas ondas MRG;

Além disso, outro ponto a ser mencionado é que as ondas extraídas pelo programa são excitadas por fontes de calor presentes em todo o globo durante as reanálises selecionadas, mas, neste caso se supõem que a principal fonte de calor presente nos dados utilizados seja apenas do furacão Ivan. Essa suposição não é muito discrepante visto que os furacões são fontes de calor com ordens de grandeza superiores em relação a tempestades locais ou mesmo multicélulas.

Por fim, no tópico 2.4.2 foram apresentadas as especificações do programa, a forma com que ele resolve cada equação e na Tabela 2.2 foram apresentados todos os valores que foram impostos no *Modes*. Porém, para saber mais informações sobre os modos normais e suas deduções recomenda-se a leitura do Apêndice B dessa dissertação que mostra sua dedução utilizando-se como base o trabalho de Kasahara e Puri (1981).

Partindo para os resultados considere inicialmente as Figuras 3.27 e 3.28 que mostram, respectivamente, os 30 números de onda verticais requeridos na estrutura vertical (30 profundidades equivalentes) e as 6 primeiras estruturas verticais correspondente a elas:

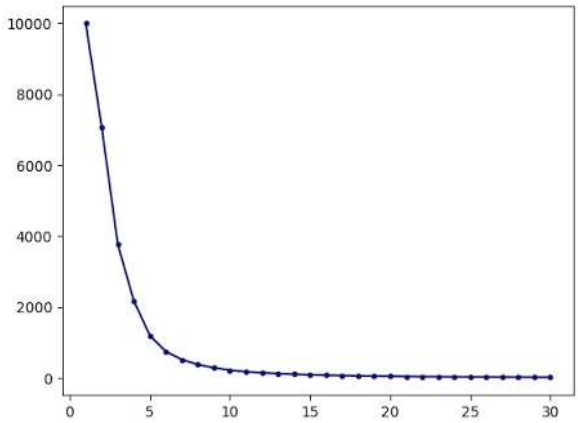


Figura 3.27 - Altura equivalente (D_m) para cada um dos 30 índices verticais (m).

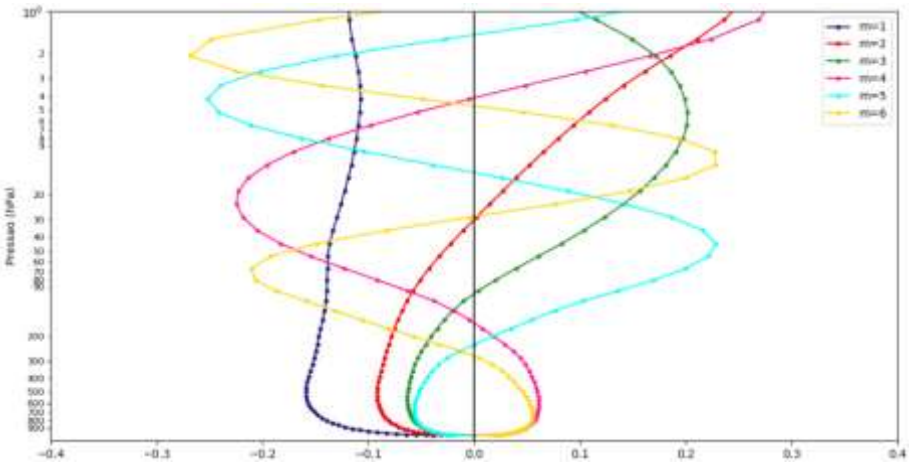


Figura 3.28 - Função Estrutura Vertical, G_m, referente apenas aos primeiros seis índices verticais.

Essas duas figuras mostram soluções da equação (2). No caso, D_m mostram os autovalores dessa equação que em outras palavras indicam diferentes alturas para a atmosfera, enquanto que as curvas na Figura 3.28 indicam o perfil da estrutura vertical (G_m) ou se preferir indicam as autofunções da equação (2) que são ortogonais entre si. Essa última afirmação referente a ortogonalidade pode ser justificada devido ao fato da equação (2) ser um problema de *Sturm-Liouville*.

Além disso, analisando essas figuras se observa que os valores da Figura 3.27 vão decrescendo, onde apenas os 5 primeiros modos estão acima de 1km. O primeiro modo que tem altura equivalente de cerca de 10km é comumente referido como modo externo, enquanto os demais são chamados de modos internos. O interessante dessa figura é que ela representa a altura do fluido que foi usada na estrutura horizontal, logo modos muito elevados representam alturas muito pequenas e, assim, a sua representação perde um sentido físico por considerar a atmosfera muito rasa.

A Figura 3.28 mostra o perfil de G_m, sendo que a curva em azul escuro se refere à altura do modo externo, denominada de modo barotrópico onde a mesma não intercepta o eixo das ordenadas. Já as alturas dos modos internos dão origem aos

chamados modos baroclínicos, aqui representado até o 5° modo. Note que os modos verticais cruzam o eixo das ordenadas (m-1) vezes. Assim, por exemplo, a curva em vermelho (m=2) que indica o 1° modo baroclínico intercepta o eixo das ordenadas apenas uma vez em cerca de 30hPa.

Os perfis da estrutura horizontal não serão mostrados uma vez que os mesmos apenas indicam coeficientes relacionados as funções de *Hough*, logo sua interpretação se tornaria complexa e não faria alusão as ondas atmosféricas de forma tão clara.

Na verdade, é a composição da estrutura vertical com a estrutura horizontal que dão origem as 5 ondas atmosféricas mencionadas anteriormente. Desse modo, no sentido de analisar cada onda atmosférica e o que ela representa em um processo de reconstituição no campo de vento, considere os exemplos a seguir referentes as reconstituições individuais de cada onda em diferentes momentos do furacão Ivan:

Exemplo do Processo de Reconstituição do Vento Horizontal sem a Filtragem de Ondas Atmosférica

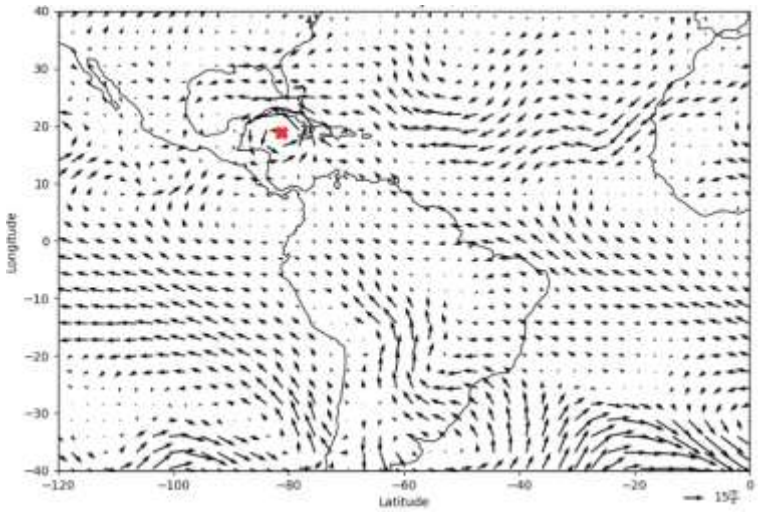


Figura 3.29 - Reconstituição do campo de vento horizontal em m/s com base nas FMN com a contribuição de todas as ondas atmosféricas. Dia 12/09/04 às 12Z no nível de 857.34hPa com destaque para a posição do furacão Ivan em vermelho.

A Figura 3.29 mostra o processo de reconstituição do campo de vento horizontal considerando todos as ondas atmosféricas, sendo que essa figura é exatamente igual a plotagem com os dados de reanálise.

Exemplo do Processo de Reconstituição do Vento Horizontal com a Contribuição apenas das Ondas de Rossby

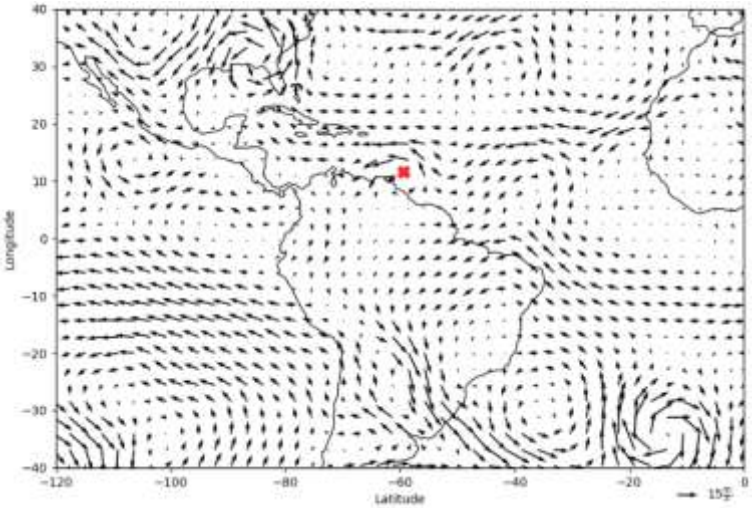


Figura 3.30 - Reconstituição do campo de vento horizontal em m/s com base nas FMN com a contribuição apenas das ondas de Rossby. Dia 07/09/04 às 12Z no nível de 857.34hPa com destaque para a posição do furacão Ivan em vermelho e também a presença do furacão Frances chegando na Flórida.

As ondas de Rossby são ondas de baixa frequência que possuem uma propagação dependente dos números de onda zonal e meridional, além do estado básico da atmosfera, sendo que se este estiver em repouso a propagação será para oeste. Na Figura 1.5 pode-se encontrar a relação da frequência angular das ondas atmosféricas com o número de onda zonal e perceber a propagação das ondas de Rossby para oeste.

Com relação a Figura 3.30 se observou que a reconstituição via ondas de Rossby são as que mais se parecem com os resultados sem filtragem, principalmente nos baixos níveis da atmosfera, sendo isso efeito das magnitudes dos ventos típicos dessa reconstituição que são mais elevados que os demais modos como será visto nas figuras a seguir, assim, na soma vetorial final as ondas de Rossby acabam prevalecendo.

Não foi encontrada uma justificativa para esse fato na literatura, mas acredita-se que isso possa ser reflexo da boa aproximação do ajuste geostrófico que está intrinsecamente relacionado as ondas de Rossby - chamados modos rotacionais devido a relação com a geostrofia. Dessa forma, essas ondas poderiam ser capazes de explicar uma série de aspectos mesmo na região tropical.

Como destaque das feições sinóticas explicados por essas ondas na reconstituição têm-se: jatos de altos níveis, giros subtropicais como, por exemplo, a ASAS e ASPS, cristas e cavados, movimentos associados à ciclones e anticiclones,

sistemas frontais, circulação associada aos furacões, além de qualquer aspecto ondulatório na região tropical.

Outro ponto de destaque na Figura 3.30 é a presença de um outro furacão sobre o território da Flórida. Esse furacão foi chamado de Frances e foi bem intenso chegando a atingir a categoria 4 na escala Saffir-Simpson, porém na figura anterior o mesmo já estava com a classificação de tempestade tropical. Esse furacão ocorreu dias antes do Ivan, sendo que quando o Ivan estava se intensificando o Frances já estava enfraquecido e descaracterizado.

Exemplo do Processo de Reconstituição do Vento Horizontal com a Contribuição apenas das Ondas de GI

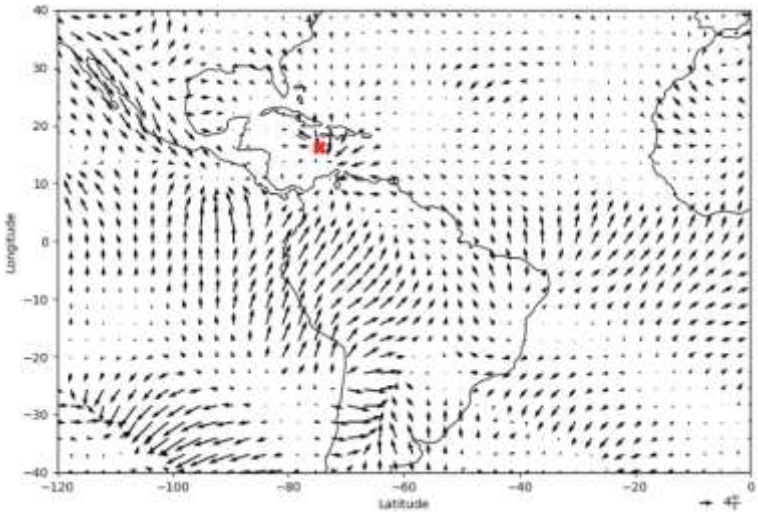


Figura 3.31- Reconstituição do campo de vento horizontal em m/s com base nas FMN com a contribuição apenas das ondas de GI. Dia 10/09/04 às 12Z no nível de 857.34hPa com destaque para a posição do furacão Ivan em vermelho.

As ondas de GI são ondas que se propagam para ambas as direções e são de alta frequência, além disso, elas se dissipam muito rapidamente na atmosfera. Elas possuem uma mistura entre as ondas de gravidade puras e as ondas inerciais, fazendo com que a sua velocidade de propagação seja dependente de vários fatores como a força de Coriolis, aceleração gravitacional, números de onda zonal e meridional, além da altura da atmosfera. Além disso, dependendo do comprimento dessas ondas elas podem ser mais ou menos rápidas como foi mostrado na Figura 1.5.

Pela Figura 3.31 se observa uma caraterística fundamental associada as ondas de GI que são processos relacionados à divergência do vento. Para entender essa característica pode-se inicialmente pensar no Teorema de *Helmholtz* e o conjunto de equações da água rasa que admitem tanto a solução das ondas de GI como também das ondas de Rossby. Pelo teorema de *Helmholtz* os fluidos atmosféricos podem ser

descritos por uma parte rotacional, atribuídas as ondas de Rossby e uma parte divergente. Como as ondas de Rossby são encontradas a partir da aproximação não divergente cabe as ondas de GI descreverem a parte divergente do fluido.

Desse modo, pela característica descrita acima, pode-se identificar áreas de convergência/divergência e as relacionar com a possibilidade de convecção ou inibição da precipitação, sendo que isso será importante para a comparação com os resultados de precipitação e escoamentos mencionados nos tópicos anteriores.

O furacão Ivan está destacado em vermelho e com as ondas de GI se observa uma convergência em baixos níveis associada a ele, em altos níveis o comportamento é oposto, ou seja, com divergência.

Exemplo do Processo de Reconstituição do Vento Horizontal com a Contribuição apenas das Ondas MRG

Figura 3.32 - Reconstituição do campo de vento horizontal em m/s com base nas FMN com a contribuição apenas da onda MRG. Dia 11/09/04 às 12Z no nível de 257.37hPa com destaque para a posição do furacão Ivan em vermelho.

Como se observa na Figura 3.32, a onda mista ou de Yanai está associada a reconstituição dos ventos que cruzam o Equador, ou seja, mostra um aspecto inter-hemisférico atrelado a essa onda. Trabalhos como Gill (1980), Silva Dias (1983), Wheeler e Kiladis (1999) já indicavam esse perfil da onda mista, logo a reconstituição acima concorda com esses trabalhos.

Essa característica da onda MRG está associada ao fato da mesma ser uma onda excitada a partir de fontes não simétricas de calor (fonte assimétrica ou antissimétrica), desse modo, essa onda pode ser interpretada como tendo um papel de propagar energia e gerar uma resposta no outro hemisfério. Além disso, essa onda tem características antissimétricas ao cruzar o Equador, logo ela proporciona efeitos

diferentes em cada hemisfério (Wheeler e Kiladis et al., 1999). Portanto, essa onda será importante nos mecanismos em altos níveis quando surgiu uma resposta clara acerca de um anticiclone no HS devido a fonte de calor localizada no HN.

Essa onda possui propagação para oeste, porém sua frequência de propagação é dependente do comprimento de onda, sendo que para ondas longas (curtas) ela apresenta comportamento de alta (baixa) frequência fazendo a mesma se assemelhar mais com as ondas de GI (Rossby), lembrando que ela é uma mistura entre as ondas de Rossby e GI como o seu próprio nome indica.

Exemplo do Processo de Reconstituição do Vento Horizontal com a Contribuição apenas das Ondas de Kelvin

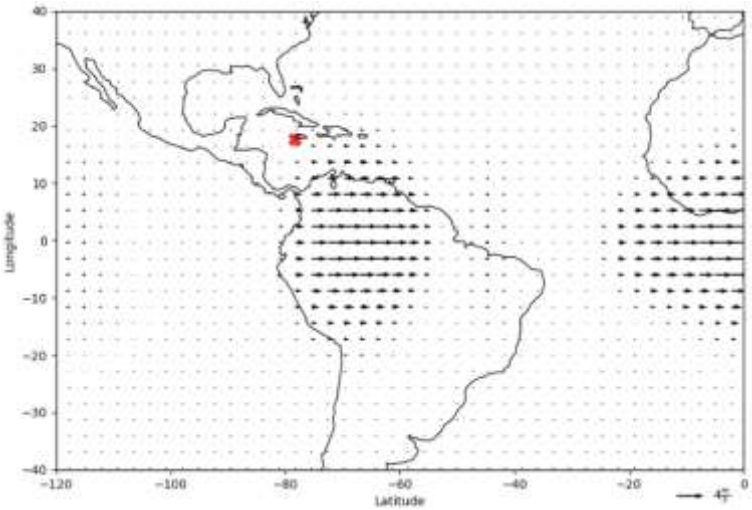


Figura 3.33 - Reconstituição do campo de vento horizontal em m/s com base nas FMN com a contribuição apenas da onda de Kelvin. Dia 11/09/04 às 12Z no nível de 857.34hPa com destaque para a posição do furacão Ivan em vermelho.

As ondas de Kelvin e MRG são ondas excitadas na região equatorial, logo a medida que o furacão que é a fonte de calor de interesse se afasta dessa área e migra para latitudes mais altas o efeito dessas ondas tende a desaparecer.

Kelvin é uma onda de alta frequência que se propagada para leste confinada na região do Equador, ela apresenta características de propagação da onda de gravidade pura, porém ela não possui características de propagação inter-hemisférica como ocorre com a onda mista, logo a reconstituição dos ventos fica restrita a um deslocamento zonal dos ventos. Além disso, Kelvin é uma onda com características simétricas, logo ela não é muito característica de fontes assimétricas de calor (Wheeler e Kiladis et al., 1999).

Assim, acredita-se que durante a projeção e inversão do furacão Ivan nos modos normais que outras fontes poderiam estar excitando essas ondas como, por exemplo,

alguma tempestade próxima a linha do Equador, ou a convecção na Amazônia ou no Oceano Pacífico ou a Oscilação de Madden-Julian (MJO).

Esse inclusive é um limitador dos modos normais pois, embora a intenção seja de fazer a reconstituição tendo apenas o furacão como fonte de calor e mecanismo de excitação das ondas, o processo de projeção e inversão é calculado para o globo inteiro, portanto é passível que outras fontes exerçam algum tipo de influência.

Assim, tendo em vista as características próprias de cada onda atmosférica e o que elas podem indicar em termos de aspectos sinóticos em uma reconstituição passou-se para a comparação e análise destes resultados com os apresentados no tópico 3.1.2.

3.2.2 Reconstituição do Campo de Vento Horizontal para o Furacão Ivan

Os resultados serão apresentados no sentido de identificar qual(is) tipo(s) de ondas atmosféricas correspondem as características observadas nos resultados via reanálises, sendo esta a principal motivação para a utilização dos modos normais.

De início, as ondas de Rossby justificam boa parte das características observadas na reanálise no que se refere a posição de ciclones e anticiclones. Na Figura 3.30, por exemplo, pode-se observar a presença da ASAS com centro no Oceano Atlântico Sul em 30°S 35°W, mas com sua extensão cobrindo uma parte do Brasil. A ASPS também pode ser observada centrada em aproximadamente 30°S 100°W. Além disso, existem outros sistemas de baixas ou altas pressões nos oceanos que ficam bem descritas com os modos de Rossby.

Outros pontos explicados pela reconstituição via ondas de Rossby são os aspectos associadas aos sistemas frontais, na Figura 3.30, por exemplo, existe uma frente fria com centro de baixa pressão em cerca de 35°S 15°W.

Nos resultados observacionais de 850hPa foi mencionado que existiam escoamentos ondulatórios na retaguarda dos furacões nos instantes iniciais de sua formação até o momento em que eles se aproximavam do continente sul-americano e isso também é explicado pelas ondas de Rossby.

Além disso, no caso dos furacões Ivan e Frances também se observou que os modos rotacionais explicavam a circulação associados a eles, ou seja, de ciclones nos baixos níveis da atmosfera e de anticiclones nos altos níveis. Porém todos os processos ligados a convergência/divergência foram descritos apenas pelas ondas de GI (Figura 3.31).

Ainda nos resultados descritos em 850hPa também foi mencionado que havia escoamentos preferencias para algumas regiões como no NO da Amazônia e no sul do Brasil, sendo que esses escoamentos também seguiam posteriormente para os

furacões e para esses padrões foi observado a contribuição de todas as ondas, mas com destaque maior para duas: as ondas de Rossby e GI.

No caso das ondas de Rossby ficava muito evidente que muitos desses escoamentos partiam de sistemas de altas pressões, como a ASAS, que são fortemente associados à Rossby, além disso havia escoamentos que provinham da África que também são bem explicados com a reconstituição via ondas de Rossby. No caso das ondas de GI, elas mostravam a divergência associada as altas pressões em baixos níveis e mostrava a convergência nos locais para onde esses escoamentos eram direcionados, observe, por exemplo, na Figura 3.31 a convergência sobre o Sul do Brasil no dia 10/09 às 12Z, além da convergência no Ivan e no extremo NO da AS.

A seguir, a Figura 3.34 mostra três resultados para o nível de 857.34hPa considerando o mesmo dia, porém um corresponde a reconstituição sem filtragem de nenhum modo e os outros dois indicam, respectivamente, a reconstituição via apenas ondas de Rossby e GI. Essas figuras têm como objetivo ilustrar os resultados comentados anteriormente:

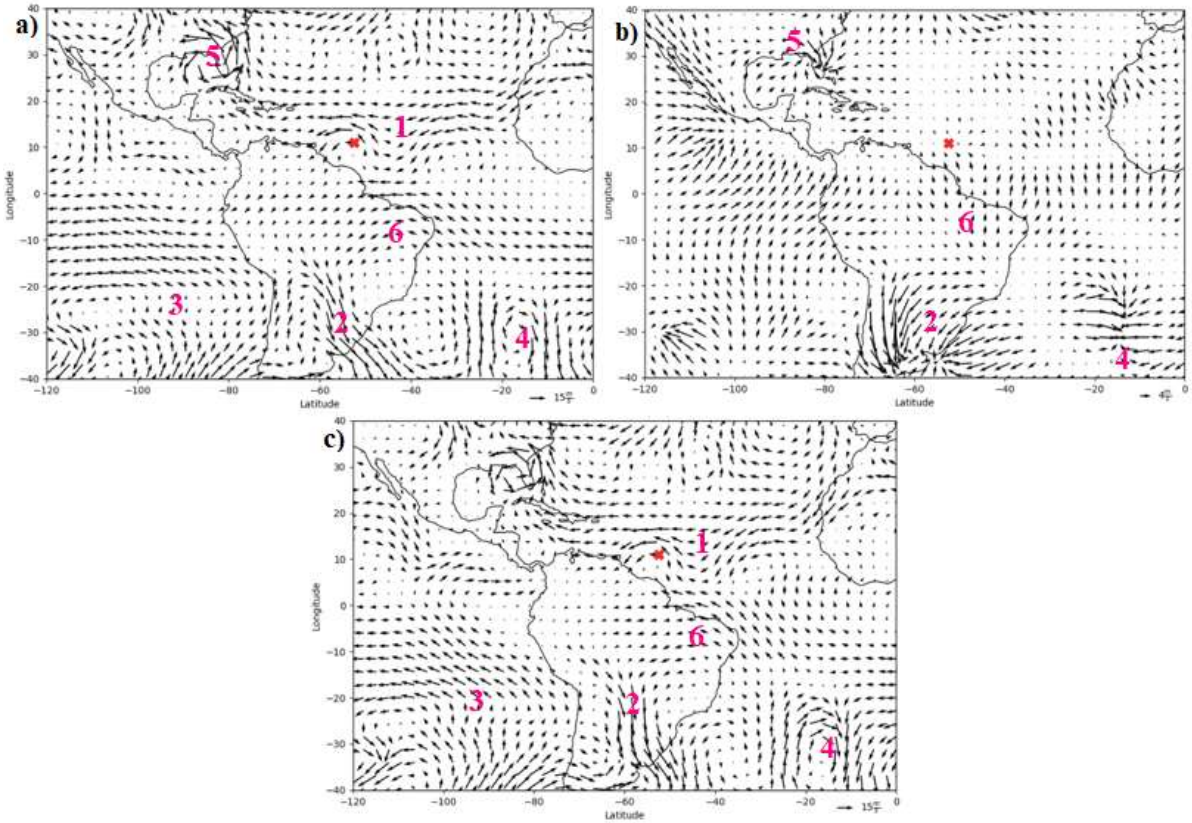


Figura 3.34 - As três figuras mostram o campo de vento horizontal em m/s para o nível de 857.34hPa para o dia 06/09 às 12Z. **a)** Apenas via os modos de Rossby, **b)** Apenas via GI e **c)** Reconstituição sem filtragem dos modos (reanálise). Destaque para **1**- Escoamentos ondulatório na traseira do furacão Ivan que está destacado em vermelho, **2-** Escoamentos preferenciais, neste caso, para o Sul do Brasil em que os modos GI mostram a convergência na área e Rossby indica o escoamento associado ao sistema de alta pressão. **3**- Sistemas de alta pressão explicados pelos modos Rossby, **4-** Sistema frontal com a contribuição de Rossby e GI, **5**- Furacão Frances com a circulação explicada por Rossby e a convergência associada a GI e, por fim, **6-** Escoamento associado a ASAS com a divergência nos modos GI e rotação nos modos Rossby.

Outro ponto comentado nas reanálises de 850hPa foi sobre os prolongamentos das isotacas associados ao anticiclone da AS e o que se observou nessa característica é que as ondas de Rossby indicam uma variação do tamanho e posição da circulação associada ao anticiclone, porém com um formato muito discreto e descaracterizado quanto se comparado as figuras da reanálise. Acredita-se que essa feição seja difícil de ser visualizada visto que nos próprios dados de reanálise esse aspecto por vezes apareceu de forma tímida.

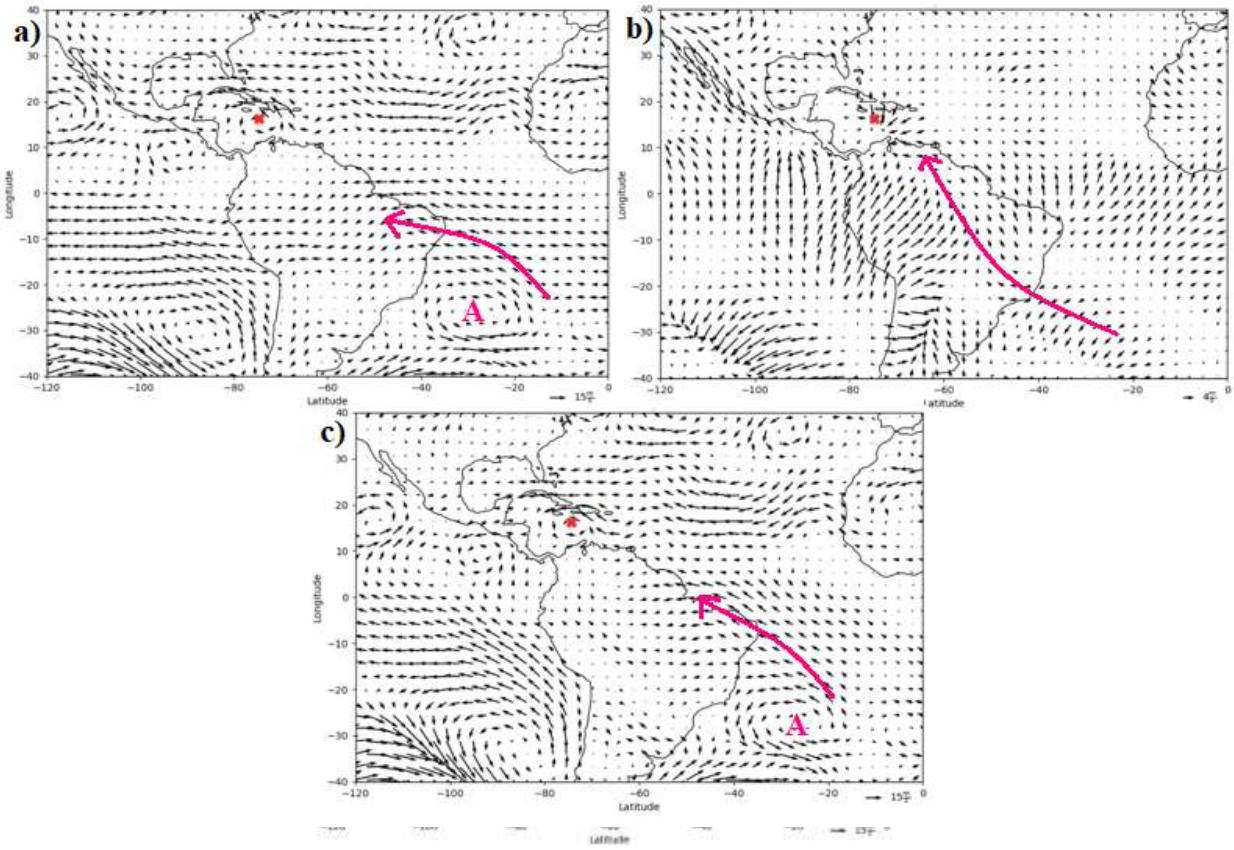


Figura 3.35 - As três figuras mostram o campo de vento horizontal em m/s para o nível de 857.34hPa para o dia 10/09 às 12Z. **a)** Apenas via os modos de Rossby, **b)** Apenas via GI e **c)** Reconstituição sem filtragem dos modos (reanálise). Essa figura destaca as setas rosas que mostram a direção do vento. Em a) e c) se observa a posição do anticiclone na AS. Em c) existe um escoamento mais acentuado na parte oceânica para o furacão Ivan, sendo o mesmo explicada pelos modos de Rossby. No continente também existe um escoamento nos modos de Rossby, porém este são mais de leste enquanto que também existe um escoamento bem descrito pelos modos GI. O resultado é que na figura c) os vetores ficam com magnitudes menores ao se somar a contribuição desses dois modos.

Com relação aos escoamentos direcionados para o Ivan vindo de diferentes posições da ASAS esse padrão foi novamente atribuído as ondas de Rossby junto com as ondas de GI, conforme mostra a Figura 3.35.

Com relação ao item 7 citado nos resultados da reanálise em 850hPa foi comentado que os furacões que seguiam pelo Mar do Caribe continuavam recebendo escoamento vindo da AS. Esse fato também é visto pelas FMN e novamente elas são atribuídas as ondas de Rossby e os modos GI.

A Figura 3.35 indica ainda outro ponto interessante em que aparentemente existe uma área de convergência na região norte da AS expressa pelos modos GI. Isso vai de encontro ao fato de que essas regiões são caracterizadas pela presença de sistemas convectivos e que ocorre um transporte de momento para essas regiões vindas de latitudes mais altas, além de acúmulo de umidade, sendo que posteriormente se concluiu que a circulação e os sistemas convectivos dessa região ficam sob o domínio do movimento dos furacões justificando, assim, as anomalias positivas de precipitação no extremo norte da AS.

Por todos esses comentários se sugere que as ondas de Rossby e GI conseguem descrever todos as características observadas via reanálises em 850hPa, características estas que foram discutidas na seção 3.1.2 e posteriormente esquematizadas na seção 3.1.3. Acredita-se que esse domínio das ondas de Rossby ocorra devido a forte relação dessa onda com a geostrofia, que embora seja mais representativa para latitudes médias e altas também pode ser utilizada na região tropical, sobretudo se a representação indicar aspectos de caráter rotacional, como foram os exemplos abordados.

Em relação a onda de GI esta indica algo muito particular que são processos de convergência/divergência, logo elas sempre conseguem sinalizar o movimento associado a um ciclone (convergência) ou anticiclone (divergência), do mesmo modo que conseguem expressar se uma dada região tem características de precipitação ou não, visto que áreas precipitantes serão caracterizadas por convergência em superfície.

Por outro lado, as ondas de Kelvin ou MRG não tiveram participação nos resultados de 850hPa, mas isso não significa que elas não foram excitadas, mas sim que elas não tiveram um impacto relevante. As magnitudes dessas ondas foram muito pequenas quando combinada com as ondas de Rossby e nenhum feição típica da onda de Kelvin (movimento unicamente zonal) ou da onda MRG (feição inter-hemisférica com a formação de ciclones e anticiclones) ficou presente por muito tempo a ponto dessas ondas conseguirem se relacionar com alguma das descrições realizadas.

Já para os resultados encontrados pelas reanálises de 250hPa foi comentado que os furacões se mostram com divergência onde os escoamentos saem dos furacões e se dirigem para o HS, além disso ocorre a formação de um anticiclone na AS como resposta a presença do furacão no HN. A divergência como mencionado anteriormente está associado aos modos GI enquanto que o anticiclone pode ser entendido pela reconstituição de três ondas: ondas de Rossby, GI e MRG.

No caso dos modos GI eles indicam a questão da divergência associado a alta pressão no HS enquanto que as ondas de Rossby possuem sua relevância no sentido da magnitude da reconstituição dos seus ventos que são maiores que as demais ondas,

além da questão de que essas ondas também apresentam aspectos semelhantes a um sistema anticiclônico no HS.

Já a onda MRG mostra na reconstituição um padrão claro de relação inter-hemisférica com um anticiclone no HS na mesma localização dos anticiclones observados via os modos de GI e Rossby, além da reanálise. Essa onda embora tenha uma magnitude menor quanto comparada as ondas Rossby contribuiu para a formação do anticiclone e, em seguida, com o seu deslocamento que também é explicado por essas três ondas.

É importante lembrar que as ondas MRG sempre indicaram uma relação inter-hemisférica com a formação de sistemas de altas e baixas pressões sobre o Equador como expressou a Figura 3.32. Nesse cenário, acredita-se que a onda MRG sempre indicou uma relação entre os dois hemisférios, no entanto, ao que parece existe um local preferencial para essa resposta inter-hemisférica prevalecer uma vez que em todos os furacões analisados essa resposta ocorreu no mesmo local (a partir de 70°W), logo essa onda pode ter tido maior influência após essa localização. Esse fato é apenas uma especulação segundo os resultados observacionais.

A Figura 3.36 indica os resultados comentados sobre a formação dos anticiclones nos altos níveis:

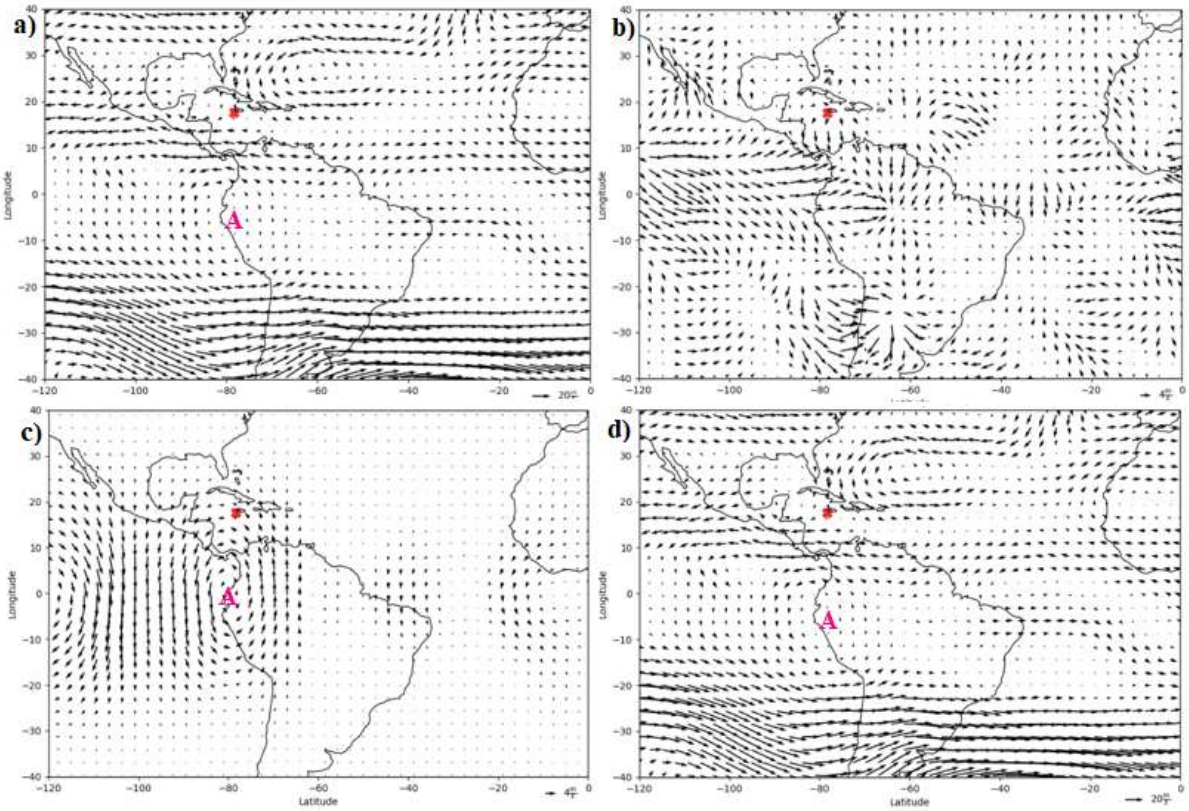


Figura 3.36 - As quatro figuras mostram o campo de vento horizontal em m/s para o nível de 237.37hPa para o dia 11/09 às 12Z. **a)** Apenas via os modos de Rossby, **b)** Apenas via GI e **c)** Apenas para o modo Yanai e **d)** Reconstituição sem filtragem dos modos (reanálise). Nas figuras se pode observar a formação de um anticiclone no HS como contribuição dessas ondas. A onda de GI indica uma discreta divergência associada ao anticiclone.

Ainda mencionando sobre o resultado expresso pela Figura 3.36, esse foi o principal resultado encontrado na alta troposfera e ele já era esperado uma vez que que trabalhos como Matsuno (1966) e Gill (1980, 1982) que são clássicos já indicavam essa feição, ao passo que trabalhos mais recentes também mostram esse tipo de resultado quando se têm fontes assimétricas de calor.

No entanto, com o uso das FMN encontrou-se outro resultado que corrobora esses artigos, em especial Wheeler e Kiladis (1999), uma vez que as ondas atmosféricas responsáveis pela formação desse anticiclone foram identificadas como sendo ondas que se propagam para oeste e classificadas como assimétricas.

O resultado indicando somente a contribuição das ondas que se propagam para oeste é fundamental pois ele mostra que em um cenário onde exista uma fonte antissimétrica, ou neste caso, assimétrica na região tropical, que as ondas responsáveis por propagar energia, interagir com o escoamento e mudar as características sinóticas, fazendo com que no hemisfério oposto à fonte ocorra a formação de um sistema simétrico com relação as linhas de corrente, são justamente as ondas descritas acima.

Ou seja, se na atmosfera existir uma intensa fonte de calor que não esteja localizada sob a linha do Equador, o efeito da atmosfera será a excitação de todas as ondas, incluindo Kelvin, porém as ondas que garantirão uma resposta a esse intenso aquecimento desproporcional nos hemisférios, de forma a fazer a manutenção da compensação de massa e de energia será as ondas de Rossby, GI e MRG que, por sua vez, também consegue criar efeitos de ressonância e não linearidade gerando como efeito um transporte mais eficiente de energia em diversas localidades e escalas temporais (Raupp et al., 2006).

Por outro lado, se a fonte fosse disposta no Equador a resposta esperada seria uma resposta simétrica com relação a pressão como foi mostrado por Matsuno (1966) sendo que a principal onda responsável por essa caraterística seria as ondas de Kelvin que tem caráter de confinamento nos trópicos e é simétrica com relação ao Equador. Note que nesse caso existe uma resposta da atmosfera, mas não existe um desequilíbrio imediato de energia entre os hemisférios como no caso dos furacões.

Logo, foi abordado neste tópico as características de propagação de cada onda atmosfera excitada na região tropical bem como o que cada onda descreve em um processo de reconstituição do campo de vento. Esse último foi aplicado ao episódio do furacão Ivan e através das características de cada onda pode-se fazer uma relação com os resultados apresentados nos tópicos anteriores. Além disso, pode-se observar quais ondas são mais ou menos importantes nos baixos e altos níveis da troposfera e o que se pode interpretar em termos de mecanismos de teleconexão.

3.3 Perfis Verticais e Simulações Numéricas De Furacões

Este tópico tem como destaque a simulação do furacão Ivan e uma comparação com os resultados expressos anteriormente. No entanto, antes de descrever esses resultados considere a análise feita sobre as fontes de calor e momento dos furacões selecionados da Tabela 2.1.

3.3.1 Perfis Verticais dos Balanços de Calor e Momento

Esse item teve como objetivo analisar os termos que compõem as equações da termodinâmica e vorticidade no sentido de avaliar quais são os termos mais dominantes no ciclo de vida dos furacões e quais eram os perfis verticais e valores das fontes de calor e momento fornecidos pelos furacões à atmosfera. Além disso, esses resultados foram posteriormente utilizados nas simulações numéricas.

As equações da termodinâmica e vorticidade são expressas respectivamente por:

$$\boxed{\frac{\partial T}{\partial t}} + \boxed{V_h . \nabla_p T} - \boxed{\omega \frac{RT}{cpP}} + \boxed{\omega \frac{\partial T}{\partial p}} = \boxed{Res} \qquad (11)$$

(a) (b) (c) (d) (e)

Os termos da equação termodinâmica são:

(a) Variação local de temperatura
(b) Advecção horizontal de temperatura
(c) Termo de aquecimento adiabático
(d) Advecção vertical de temperatura
(e) Termo de aquecimento diabático (Resíduo)

E a equação da vorticidade é:

$$\boxed{\frac{\partial \varsigma}{\partial t}} + \boxed{V_h . \nabla_p \varsigma} + \boxed{\omega \frac{\partial \varsigma}{\partial p}} + \boxed{v\beta} + \boxed{(\zeta + f) . \nabla_p . V_h} - \boxed{\left(\frac{\partial \omega}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial p}\right)} = \boxed{Res} \qquad (24)$$

(a) (b) (c) (d) (e) (f) (g)

Os termos da equação da vorticidade são:

(a) Variação local de vorticidade relativa
(b) Advecção horizontal de vorticidade relativa
(c) Advecção vertical da vorticidade relativa
(d) Advecção horizontal da vorticidade planetária (termo meridional)
(e) Termo da divergência
(f) Termo de Inclinação (termo da bailarina)
(g) Fonte de momento (Resíduo)

As cores utilizadas para destacar cada termo nas equações acima são as mesmas utilizadas para desenhar o perfil vertical de cada termos nas figuras a seguir.

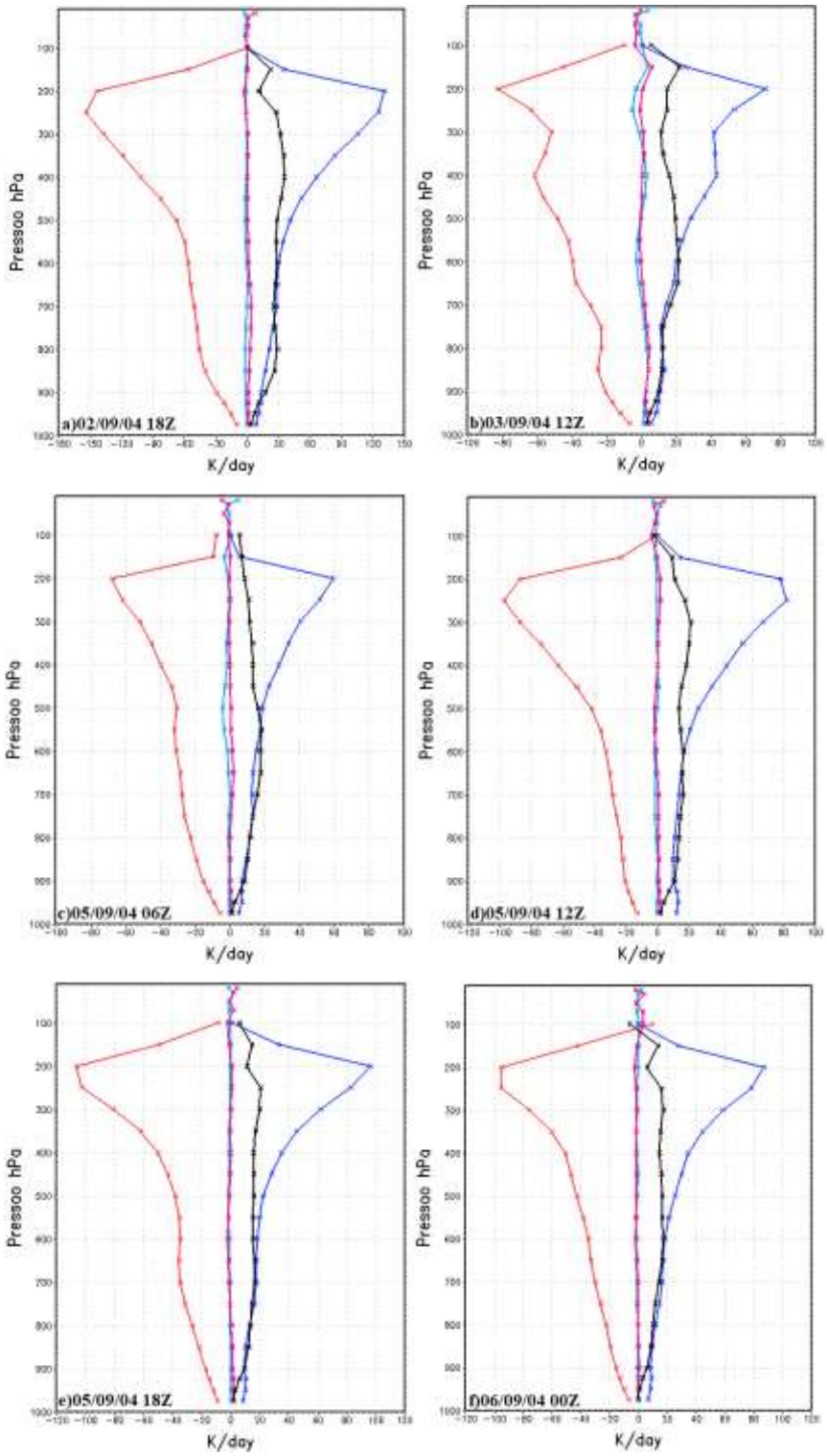
Os perfis dos balanços acima foram feitos para todos os furacões estudados, porém eles só foram realizados quando os furacões mudavam de categoria na escala Saffir-Simpson, logo usou-se como base a Figura 2.2 que trata da trajetória e intensidade descritas para cada furacão.

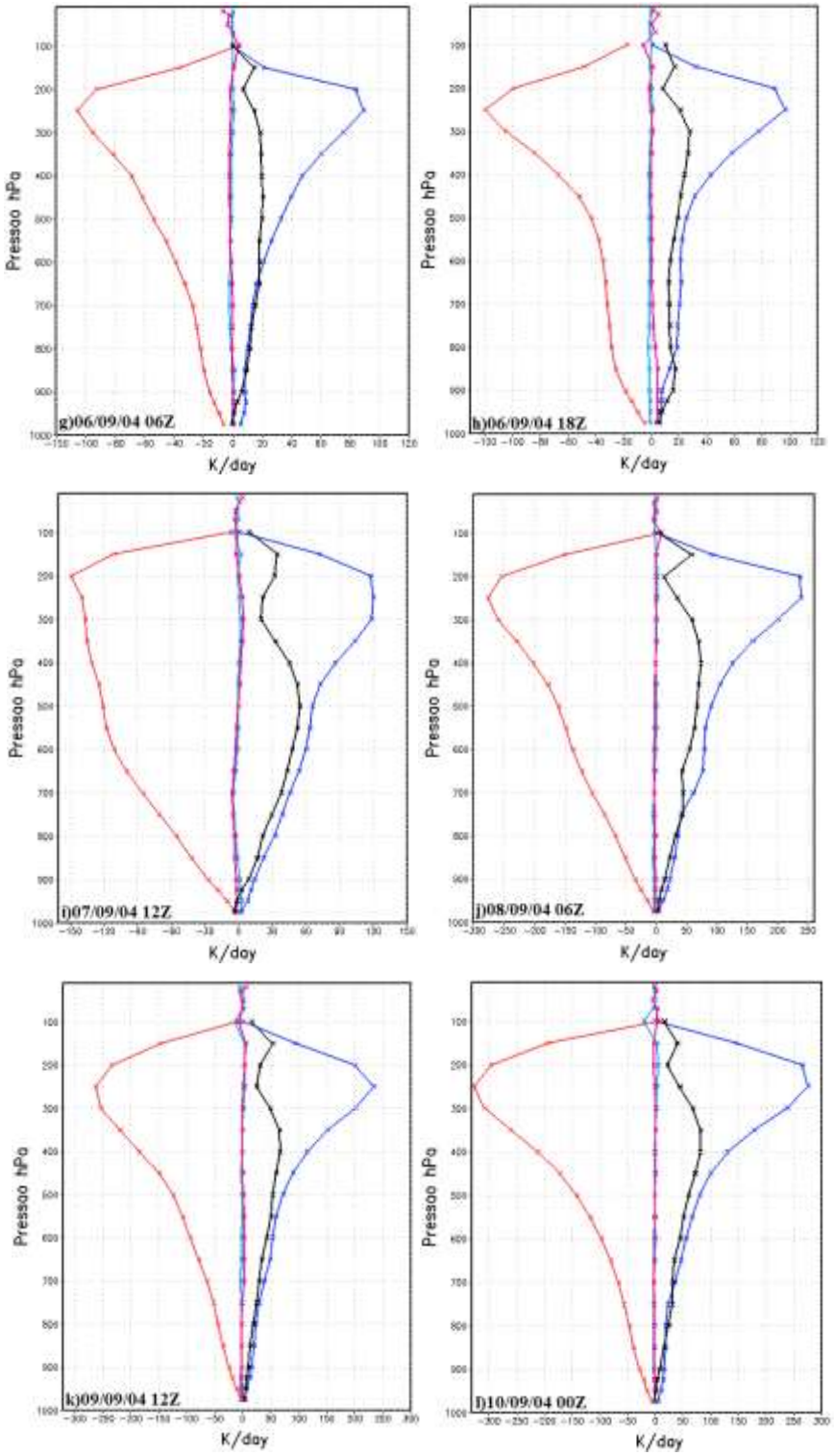
Além disso, para quantificar esses perfis da melhor forma possível, os perfis só foram feitos no tempo médio de transição entre duas categorias, por exemplo, se o furacão permaneceu em categoria 4 por 3 dias seguidos, o perfil foi feito no segundo dia. Essa metodologia foi realizar porque tanto o começo como o fim de uma transição de categoria o furacão poderia indicar mais efeitos externos ou mudanças nas suas próprias estruturas, de forma que o sistema estaria mais instável. Desse modo, sempre se focou os experimentos no tempo médio que a princípio indicaria uma região de mais estabilidade.

A seguir será apresentado o perfil do balanço de calor encontrado para o furacão Ivan. Não será mostrado o balanço para todos os furacões uma vez que foram muitos furacões e a análise final para o balanço de calor é praticamente igual em todos os casos.

Balanço de Calor

Perfis termodinâmicos para o furacão Ivan até o dia 15/09:


a)02/09/04 18Z
b)03/09/04 12Z
c)05/09/04 06Z
d)05/09/04 12Z
e)05/09/04 18Z
f)06/09/04 00Z
Pressao hPa
K/day


g)06/09/04 06Z
h)06/09/04 18Z
i)07/09/04 12Z
j)08/09/04 06Z
k)09/09/04 12Z
l)10/09/04 00Z
Pressao hPa
K/day

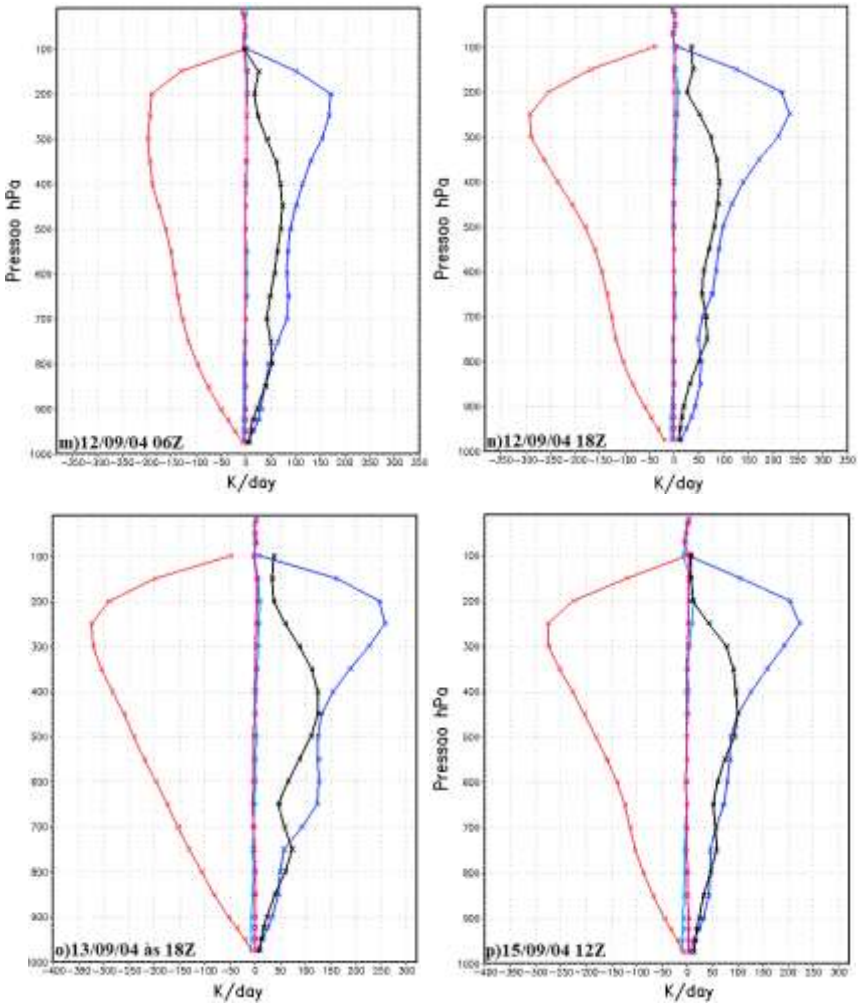


Figura 3.37 - Balanço de calor em diferentes momentos do ciclo de vida do furacão Ivan. Legenda: **rosa**-variação local de temperatura, **azul-claro** – advecção horizontal de temperatura, **azul-escuro**- advecção vertical de temperatura, **vermelho**- termo de aquecimento adiabático e **preto**-fonte de calor diabática.

Os termos mais dominantes da Figura 3.37 são o termo de advecção vertical de temperatura expresso com a cor azul escuro e o termo de aquecimento adiabático representado pela cor vermelha, sendo que em todos os perfis realizados essas variáveis têm máximos entre 400-200hPa.

Avaliando o sinal dessas variáveis nos perfis tem-se começando pelo termo de advecção vertical de temperatura que o mesmo é descrito pela expressão $-\omega\frac{\delta T}{\delta p}$. Esse sinal negativo vem do fato do termo indicar uma advecção. Nesta expressão ω indica a velocidade vertical e $\frac{\delta T}{\delta p}$ indica o gradiente vertical de temperatura em coordenadas isobáricas.

No caso do furacão a área que se utilizou para fazer os perfis foi a área de convecção profunda indicada pela zona de alta nebulosidade em forte rotação e, nesta área, o movimento vertical é ascendente, logo ω é negativo. Por outro lado, o perfil de temperatura em um furacão é de grande aquecimento nos baixos níveis da atmosfera

em comparação com os elevados níveis verticais, logo $\frac{\delta T}{\delta p}$ indica um sinal positivo, visto que a pressão diminui com a altura, assim, fazendo uma análise de sinais o resultado para o termo acima sempre é positivo e aumenta à medida que o movimento vertical e/ou o gradiente de temperatura sejam maiores, ou seja, com o sistema mais intenso.

Já no caso do termo de aquecimento adiabático, este é expresso por $\omega \frac{RT}{cpP}$. Neste termo como foi mencionado anteriormente, o ω é negativo, e, sendo o restante dos termos sempre positivos o resultado final em termos de sinal é sempre negativo. Além disso, o termo se torna mais negativo com a intensificação da corrente ascendente e aumento da temperatura média numa camada. Porém, aumentando a temperatura em alguma camada dos níveis superiores o resultado poderia ser uma diminuição do termo de advecção vertical de temperatura uma vez que o gradiente de temperatura poderia ser diminuído.

Esses dois termos são os mais importantes do balanço termodinâmico dos furacões e eles tem em comum a expressão de ω, logo quanto mais um furacão aumentar esse componente maior será esses dois termos.

O terceiro termo mais importante no balanço de calor é o termo residual indicado pela linha preta. Esse termo indica a quantidade de calor injetada na atmosfera devido a presença do furacão – fonte de calor.

Esse termo residual é sempre positivo, indicando aquecimento na atmosfera e pode ser inferido indiretamente pela diferença de energia entre os termos de advecção vertical de temperatura e de aquecimento adiabático, visto que esses três termos são os mais dominantes.

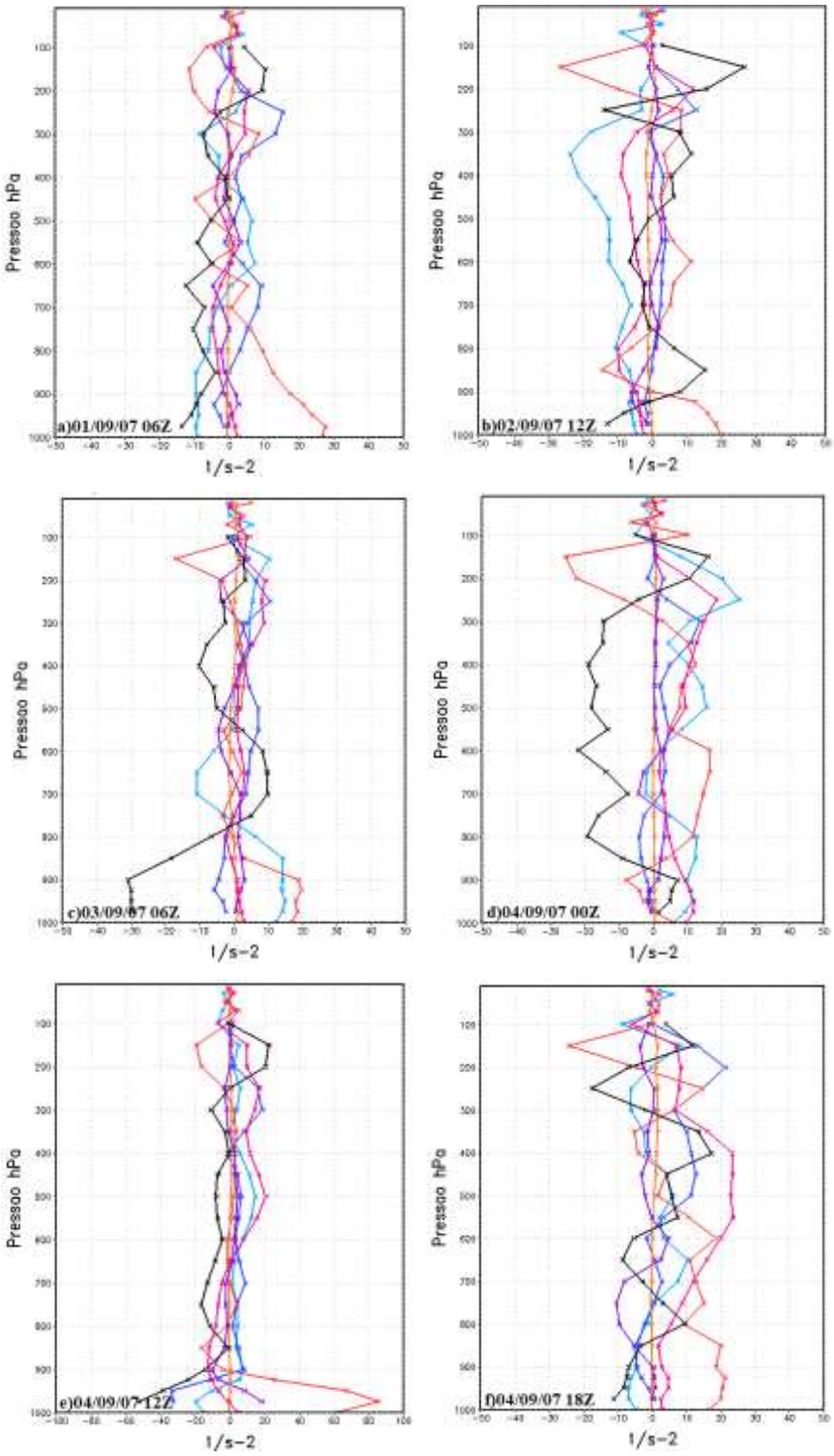
Os termos de advecção horizontal e variação local de temperatura não se sobressaíram em nenhum nível vertical.

Em relação ao furacão Ivan mostrado acima pode-se observar que a fonte de calor expressa por ele aumentou com o passar do tempo. De início até o dia 06/09 a fonte que tem máximo aquecimento entre 400-300hPa apresentou um valor máximo de 20K/dia. Nesses dias o ciclone tropical estava se fortalecendo e saindo da categoria de depressão tropical para chegar ao *status* de furacão. Já entre 06/09 e 12/09 às 06Z essa fonte de calor conservou o formato, porém aumentou seu máximo aquecimento para aproximadamente 60K/dia e após essa data esse valor aumentou ainda mais chegando a 100K/dia.

Em relação aos outros furacões os perfis encontrados também indicaram as mesmas características mencionadas acima. Já o termo de resíduo apresentou o mesmo formato de máximo na alta troposfera, porém com valores distintos visto que são fenômenos com suas próprias particularidades.

Balanço de Momento

Para o balanço de momento foi utilizada a mesma metodologia descrita acima, porém como forma de exemplo dos resultados será apresentado apenas os perfis do furacão Felix que foi o evento de mais curta duração estudado:



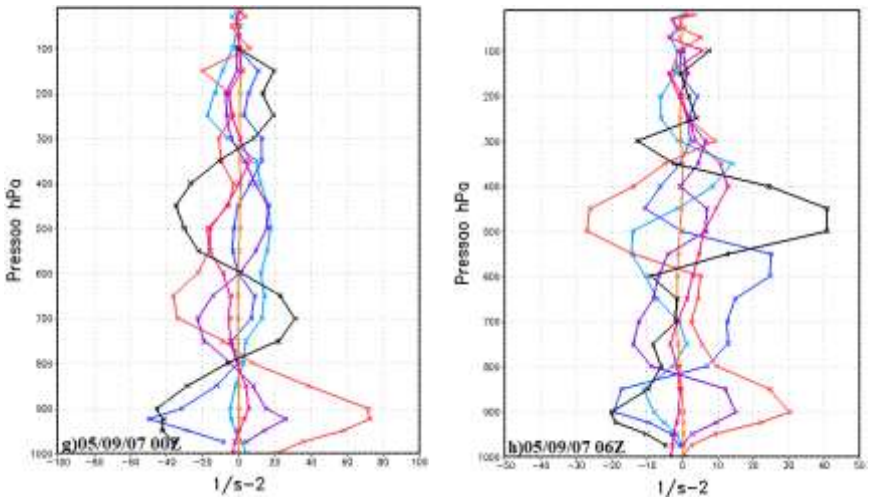


Figura 3.38 - Balanço de momento em diferentes momentos do ciclo de vida do furacão Felix. Legenda: **rosa**- variação local de vorticidade relativa, **azul-claro** – advecção horizontal de vorticidade relativa, **azul-escuro**- advecção vertical de vorticidade relativa, **laranja** – advecção de vorticidade planetária, **vermelho**- termo da divergência, **roxo**- termo de inclinação e **preto**-fonte de momento.

Pela Figura 3.38 se observa que os perfis não apresentaram uma uniformidade como foi visto no balanço de calor. O termo residual, por exemplo, muda bastante não apenas em magnitude como também em seu formato vertical e como isso foi verificado em todos os casos avaliados, decidiu-se por desconsiderar a imposição de qualquer fonte de momento nas simulações numéricas.

Apesar da aparente desordem das figuras acima, um termo se destaca dos demais sendo este o termo de divergência indicado pela linha em vermelho. Esse termo apresenta uma regularidade onde ele aparece com valores positivos nos baixos níveis da atmosfera e nos altos níveis ele muda de sinal, além disso, ele apresenta seus máximos valores justamente nessas camadas.

Esse termo sozinho é expresso por - $(\zeta + f).\nabla_p.V_h$ que pode ser interpretado como sendo uma ponderação da vorticidade absoluta em um termo de divergência horizontal. O sinal negativo vem da dedução dessa equação e em um furacão esse termo pode ser interpretado da seguinte forma: no HN nos baixos níveis da atmosfera ζ é positivo uma vez que indica a presença de um ciclone, *f* é sempre positivo e existe convergência de massa responsável pela produção das tempestades, logo $\nabla_p.V_h$ é negativo. Assim, fazendo uma análise de sinal o resultado do termo da divergência para os baixos níveis da atmosfera do HN é sempre positivo.

Já nos altos níveis da troposfera ζ indica uma atividade anticiclônica, logo negativa no HN, *f* continua positivo e o termo $\nabla_p.V_h$ indica uma divergência, ou seja, uma dispersão de massa que entre outras consequências promove a excitação de ondas atmosféricas. Assim, em uma análise de sinal tem-se que por $\nabla_p.V_h$ ser positivo quem decide o sinal final do termo total é a soma da vorticidade relativa com a planetária

que tem sinais diferentes. Nos casos avaliados *f* teve uma importância maior e, por isso, o termo da divergência aparece como sendo negativo.

Portanto, tendo em vista esses resultados decidiu-se por apenas explorar as fontes de calor nas simulações numérica. A ideia inicial era também impor fontes de momento nas simulações, porém devido a essa inconstância de resultados percebeu-se que não seria possível criar um perfil que atendesse as mudanças e peculiaridades dos furacões.

3.3.2 Simulação do Furacão Ivan Utilizando o Modelo *GCM DREAM*

Optou-se pela simulação do furacão Ivan uma vez que ele foi utilizado na etapa dos modos normais e também porque serviu de exemplo na apresentação dos resultados observacionais.

Dessa forma, utilizando-se dos resultados mostrados no tópico 3.3.1 sobre o perfil e a magnitude da fonte de calor expressa por ele desenhou-se o perfil de calor com máximo na interface média-alta troposfera e foi inseriu-se no modelo *GCM DREAM*, além disso garantiu-se que o modelo mudasse de magnitude 3 vezes ao longo da sua trajetória para garantir que os resultados anteriores seriam satisfeitos.

A Tabela 2.3 mostra os valores e parâmetros impostos no modelo para a simulação do Ivan que ao todo durou 10 dias. Não foi feito todo o ciclo de vida dele como furacão uma vez que a trajetória descrita pelo sistema começou a se diferenciar da realidade.

A seguir, os resultados serão apresentados por níveis verticais, facilitando não só a apresentação dos mesmos como também a discussão e comparação com os resultados da parte observacional.

Aspectos Encontrados na Simulação para o Nível de 975hPa

Para o nível de 975hPa considere inicialmente a Figura 3.39 que destaca as variáveis temperatura, vento e geopotencial em 4 momentos distintos da simulação:

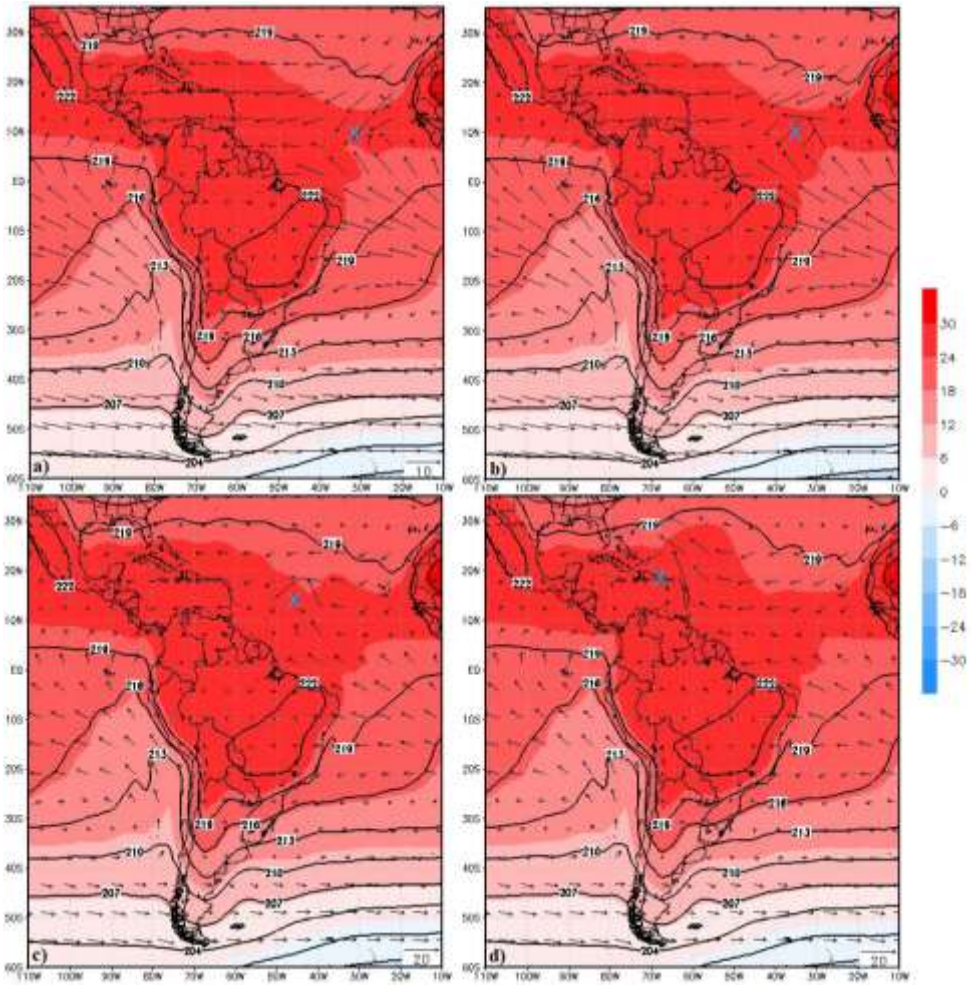


Figura 3.39 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Altura geopotencial em mgp (contorno), temperatura em °C (sombreado) e vento (m/s) no nível de 975hPa. **a)** Após 06h de simulação, **b)** após 24h, **c)** após 72 horas e **d)** após 174 horas (7 dias e 6horas). A posição do furacão está destacada em azul.

Pela figura acima se observa que a presença do furacão alterou o padrão de circulação no seu entorno, fazendo com que os ventos alísios ficassem descaracterizados.

No entanto, também se pode observar que o furacão não afetou a distribuição da altura geopotencial em toda AS, lembrando que essa variável se relaciona à pressão de superfície. Pela Figura 3.39 se nota que existe um sistema de alta pressão descrito pela isolinha de 222 mgp, mas que este permaneceu intacto em toda a simulação.

Para a temperatura não foi observada nenhuma mudança nas altas latitudes, porém para avaliar as regiões mais próximas ao furacão considere a Figura 3.40 que mostra uma amplificação da região norte da AS. Essa figura já mostra pequenas mudanças relacionadas a passagem do furacão Ivan:

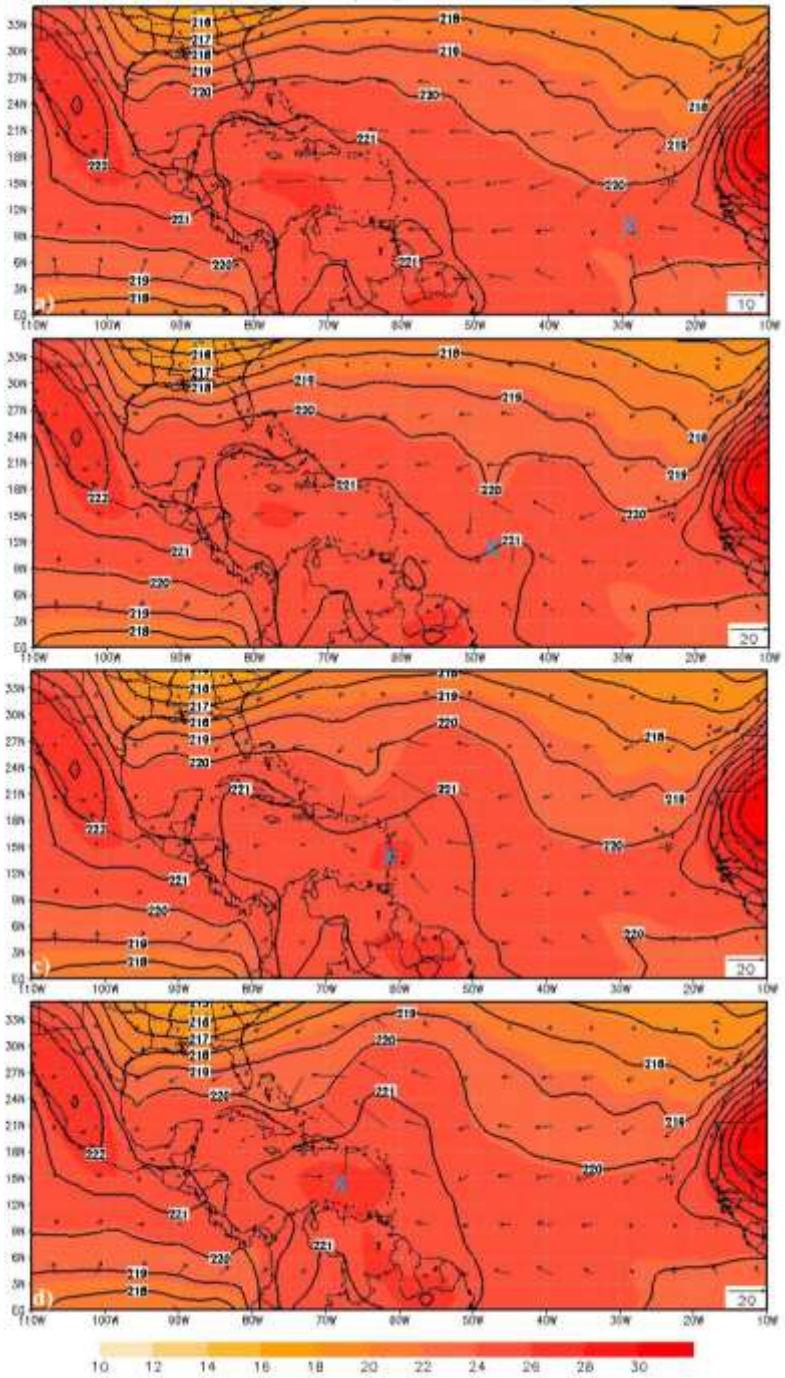


Figura 3.40 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Altura geopotencial em mgp (contorno), temperatura em °C (sombreado) e vento (m/s) no nível de 975hPa, figura com zoom. **a)** Após 06h de simulação, **b)** após 84h (após 3 dias e 12h), **c)** após 156 horas (6 dias e 12h) e **d)** após 186 horas (7 dias e 18horas). A posição do furacão está destacada em azul.

No caso da temperatura se observou que a posição do furacão apareceu com uma maior temperatura em relação a sua vizinhança e isso é explicado porque os furacões são fontes de calor, além disso a magnitude dessa fonte foi inserida no modelo segundo as informações mostradas na Tabela 2.3.

Outro ponto observado na temperatura foi que a medida com que o furacão se deslocava as localidades vizinhas começavam a apresentar temperaturas mais

elevadas, sendo isso bem identificado na Figura 3.40d onde existe uma região no norte da AS com elevação de temperatura. Na verdade, essa região já apresenta elevadas temperaturas como mostra a Figura 3.39 e esse aumento foi praticamente imperceptível.

Em relação a altura geopotencial, se observou que o deslocamento do furacão afetou a isolinha de 221 mgp mas, novamente foi apenas um efeito local. Outro fato referente a essa variável foi o surgimento de sistemas de baixas pressões no norte da AS onde foi observado apenas o desenvolvimento de dois pequenos sistemas que não chegaram a durar mais que 24h na simulação. A Figura 3.40b mostra esses sistemas.

Para a variável divergência do vento foi observado que houve impacto por parte do furacão apenas na região norte da AS como aponta a Figura 3.41. Para essa variável foi observado que com 24h de simulação ocorreu o surgimento de uma convergência no nordeste do Brasil, sendo que a mesma permaneceu nas simulações por boa parte do tempo até desaparecer e retornar novamente apenas no final da simulação (Figuras 3.41a e 3.41d).

Já no caso do entorno do furacão Ivan este ficou bem caracterizado por convergência como destaca a Figura 3.41. No entanto, a divergência associada a essa convergência da fonte de calor só apareceu nas simulações após 48h e não chegaram a latitudes mais elevadas. Neste contexto, só houve influência da divergência no norte da AS quando o furacão se aproximou da região. As Figuras 3.41b e 3.41d destacam esse resultado e mostram ainda que também havia uma zona de convergência na sequência dessa divergência associada à fonte, como se o furacão criasse ambientes nas suas redondezas de divergência e convergência.

Nesta configuração o extremo norte da AS ficou marcado por divergência uma vez que era a região mais próxima ao furacão ao passo que a região mais no interior ficou marcada por processos de convergência. Porém, observe pela Figura 3.41 que esse padrão se restringe a uma pequena área no norte da AS.

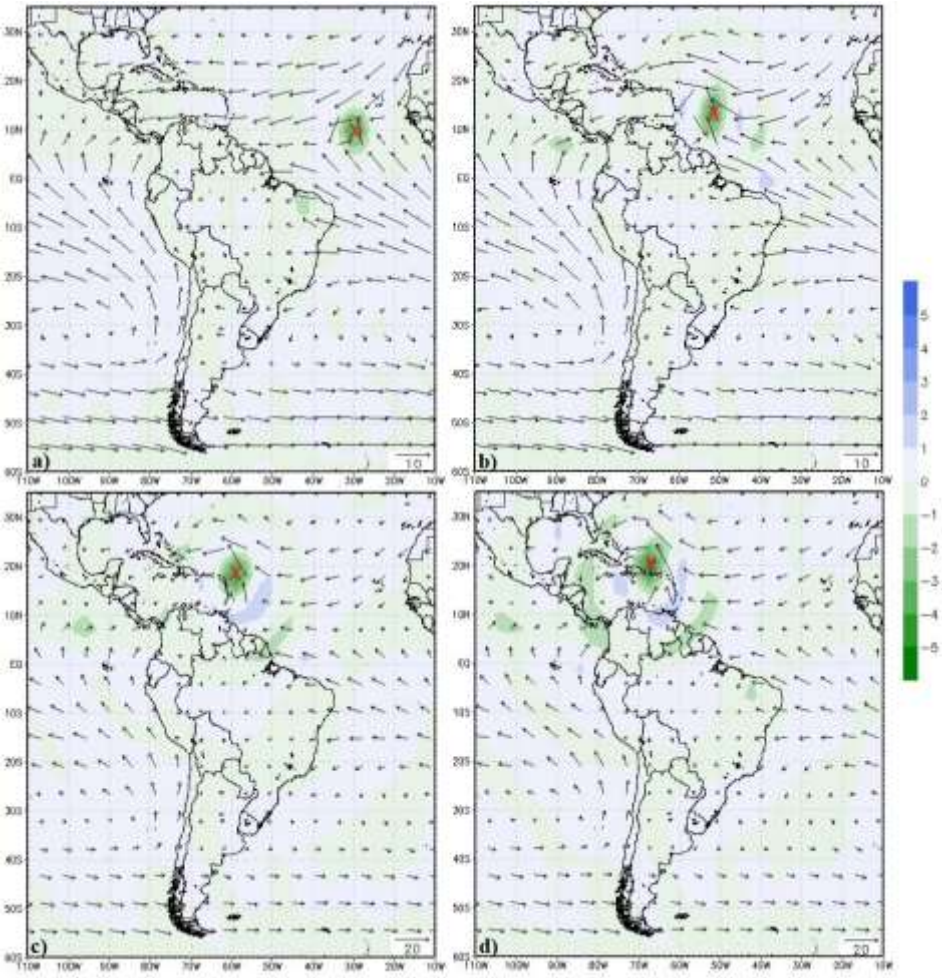


Figura 3.41 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Divergência x10^4 em 1/s (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 975hPa. **a)** Após 24h de simulação, **b)** após 102h (após 4 dias e 6h), **c)** após 150 horas (6 dias e 6h) e **d)** após 186 horas (7 dias e 18horas). A posição do furacão está destacada em vermelho.

Por fim, no que se refere a ZCIT, ela se destacou no Oceano Pacífico estando na sua posição climatológica que ocorre na faixa de 10°N pelo vento ser zonal e devido a uma pequena área de convergência expressa na Figura 3.41. Já no Oceano Atlântico a localização da ZCIT não foi percebida pois os alísios ficaram descaracterizados e não se observou uma zona com convergência do vento como foi no caso do Oceano Pacífico.

Estes foram os principais resultados encontrados nesse nível e comparando esses resultados com os mostrados no tópico 3.1.2 se observa que todos os aspectos descritos anteriormente apareceram na simulação numérica uma vez que em ambas os alísios foram descaracterizados, a ZCIT teve sua identificação dificultada pela presença do furacão, houve aumento da temperatura no norte da AS e houve o surgimento de sistemas de baixa pressão quando o furacão se aproximou do continente. Além disso, não se observou impactos em latitudes mais altas. Desta forma, pode se concluir que houve uma grande concordância entre a simulação e o episódio sinótico estudado.

Aspectos Encontrados na Simulação para o Nível de 850hPa

Como um primeiro resultado considere a Figura 3.42 que mostra o tempo inicial da simulação no nível de 850hPa para as variáveis linha de corrente e velocidade vertical ômega:

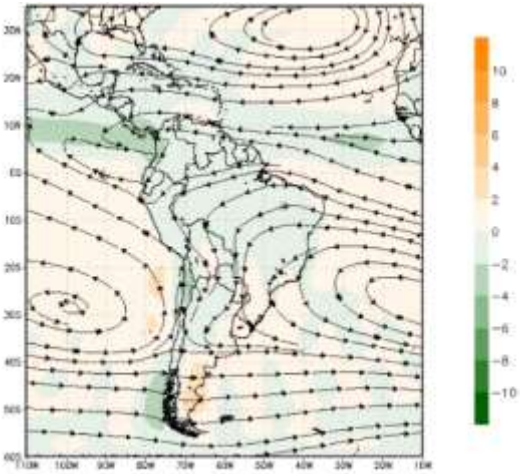


Figura 3.42 - Linha de corrente e velocidade vertical ômega em Pa/s (sombreado) no nível de 850hPa para o instante inicial da simulação do Ivan com o modelo *GCM DREAM*.

O objetivo ao mostrar a Figura 3.42 é compará-la com a Figura 3.16d que mostra a climatologia em linha de corrente para o mês de setembro quando o furacão Ivan ocorreu. No caso da Figura 3.42 a climatologia usada foi dos meses de SON, mas no final o que se observou foi uma grande igualdade nas figuras onde em ambas se identificaram a posição das altas subtropicais, além dos escoamentos típicos tanto dentro do continente sul-americano quanto na região equatorial com a ZCIT, além dos escoamentos de oeste nas latitudes mais altas. Esse resultado já era esperado e mostra que a simulação partiu de uma boa representação da realidade.

Através da Figura 3.42 se observa que a ASAS tinha seu centro em 25°S 10°W, que a ASPS estava centrada em 30°S 100°W e que a ASAN estava centrada nas coordenadas de 30°N 40°W. A ZCIT também pode ser identificada em ambos os oceanos na faixa de 10°N e os escoamentos eram de oeste a partir de 40°S e de leste na região Equatorial. Além disso, se observou que já existiam escoamentos preferenciais da ASAS para o norte da AS em direção a Amazônia, além de escoamentos para a Bolívia, Paraguai e norte da Argentina.

O furacão Ivan surgiu nas simulações após 6h e promoveu alterações na configuração anterior. Nesse sentido para melhor ilustrar estas variações, considere a Figura 3.43 que mostra diferentes momentos da simulação que destacam novamente as variáveis linha de corrente e velocidade vertical ômega:

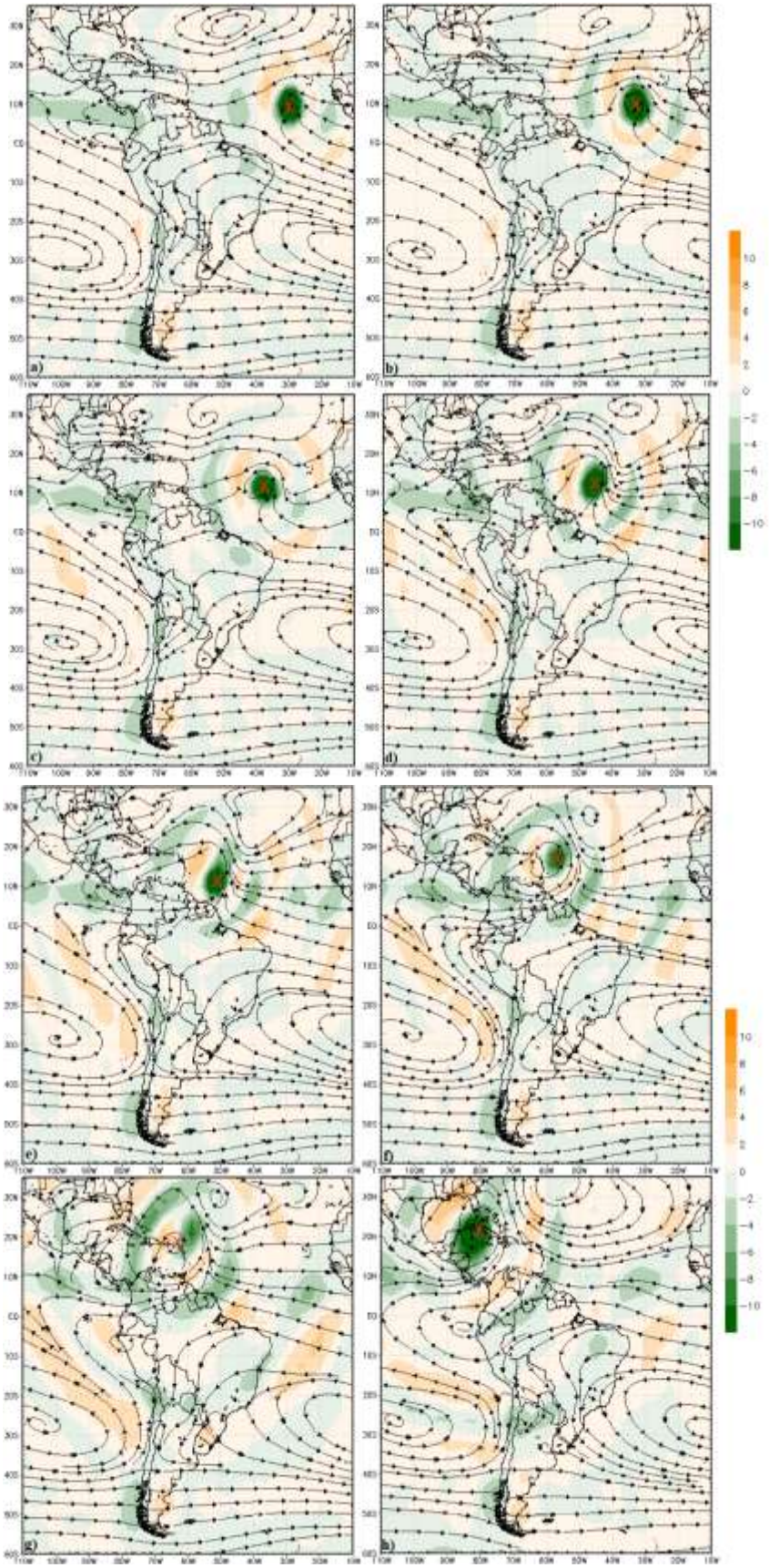


Figura 3.43 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Linha de Corrente e velocidade vertical ômega em Pa/s (sombreado) no nível de 850hPa. **a)** após 18h de simulação, **b)** após 30h, **c)** após 54h (2 dias e 6h), **d)** após 90h (3 dias e 18h), **e)** após de 114h (4 dias e 18h), **f)** após 138h (5 dias e 18h), **g)** após 162h (6 dias e 18h) e, por fim, **h)** após 240h (10 dias). A posição do ciclone tropical está destacada em vermelho.

Pela Figura 3.43 se observa que desde o início o furacão esteve bem caracterizado devido ao forte movimento ascendente associado ao mesmo, logo a posição do furacão pode ser sempre facilmente encontrada nas simulações. Além disso, foi observado movimentos subsidentes próximos ao núcleo do furacão fazendo com que a compensação de massa próxima ao mesmo sempre fosse bem visível.

Analisando a simulação por partes se constatou que em seu começo o ciclone tropical recebia escoamentos vindos, sobretudo, da África e que não havia uma interação tão clara com os escoamentos provenientes do HS. Esse aspecto pode ser percebido pela Figura 3.43a, que mostra o resultado da simulação após 18h.

Porém, com o passar do tempo foi observado que a ASAS começou a interagir com o ciclone tropical de forma a dirigir escoamentos para o mesmo, onde a Figura 3.43b mostra o começo dessa interação. No entanto, essa figura indica ainda que a ASAS direciona grande parte dos seus escoamentos para Amazônia, Paraguai, Argentina e sul do Brasil tal qual foi mencionado da descrição da Figura 3.42 que trata no instante inicial da simulação.

Com o deslocamento do furacão e a sua aproximação no norte da AS se observou que os escoamentos rumo a ele aumentaram. Comparando as Figuras 3.43a e 3.43c se observa que nos primeiros dias da simulação havia escoamentos bem dirigidos a Amazônia e que com o passar do tempo eles diminuíram. Observe pela Figura 3.43c que existe uma lacuna na região Amazônica que anteriormente era preenchida por linhas de corrente.

Além disso, após 90 horas de simulação (Figura 3.43d) notou-se que os escoamentos saiam do norte da AS e se dirigiam ao furacão que estava localizado imediatamente ao norte dessa região. Essa interação com o continente foi tão alta que em após 114 horas de simulação os escoamentos que saiam da ASAS com destino a Amazônia foram cessados, enquanto que o furacão continuava recebendo escoamentos vindos do Oceano Atlântico Equatorial através dos ventos de leste, da ASAS e do Oceano Pacífico (Figura 3.43e).

No caso dos escoamentos vindos do Oceano Pacífico esses tinham uma origem na ASPS e adentravam no continente sul-americano quando a barreira formada pela Cordilheira dos Andes era menor, ou seja, entravam por locais ao do norte do continente como, por exemplo, pelo Equador e Colômbia. Por fim, esses escoamentos conseguiam atingir o furacão que seguia se fortalecendo e se deslocando pelo norte da AS (Figura 3.43e).

Ainda em relação a esta figura se observou a formação de um sistema de baixa pressão sob o Peru. Após a formação deste sistema, ele seguiu até o final das simulações, porém apresentou um deslocamento que acompanhava o movimento do

furacão. Observe na Figura 3.43f que esse sistema já estava mais ao norte do Peru enquanto que na Figura 3.43h estava mais para o litoral na divisa entre o Peru e o Equador.

Em relação a velocidade vertical ômega, se observou como um todo que os efeitos da simulação se concentraram mais na região Equatorial e, por vezes, nas imediações da ASPS. Entre os destaques dessa variável tem-se que após 18 horas de simulação (Figura 3.43a), surgiu uma região de ascendência no interior do nordeste brasileiro, no entanto, esse efeito foi suprimido com o deslocamento do furacão que apresentava uma grande região de ascendência no seu núcleo seguida de áreas com subsidência e ascendência. Neste caso, a medida em que o furacão se deslocava a região norte da AS começou a presentar áreas de subsidência/ascendência.

Observe a partir da Figura 3.43e que o movimento subsidente ficou mais restrito ao oceano, enquanto que o extremo norte da AS prevaleceu movimento de ascendência.

Outros pontos de destaque em relação a ômega refere-se ao sistema de baixa pressão formado sob o Peru onde não foi observado um sinal significativo referente à algum tipo de movimento vertical, a salvo na Figura 3.43g que apresentou alguma subsidência. Além disso, a partir de 162 horas de simulação foi observado movimentos ascendentes na região do Paraguai conforme ilustra a também Figura 3.43g.

Com relação a ZCIT esta permaneceu bem destacada no Oceano Pacífico na faixa de 10°N, porém no Oceano Atlântico a mesma não foi identificada devido a presença do furacão.

Com relação as outras variáveis como, por exemplo, a temperatura observou-se que como o furacão representa uma intensa fonte de calor, sua posição sempre ficava marcada por elevados valores de temperatura. Além disso, a medida com que ele se deslocava a temperatura nas áreas adjacentes ao sistema começavam a aumentar por um curto espaço de tempo (Figura. 3.44). Já para a advecção de temperatura foi verificado uma advecção positiva à leste do sistema, porém com relevância somente após 156h de simulações, e ficando em destaque por apenas 24 horas. No continente não foi observado nenhuma mudança.

No que refere a variável da altura geopotencial foi observado que existia uma isolinha com valor de 1400 mgp próxima ao Equador e que a medida com que o furacão se deslocava essa isolinha tendia a se mover para cima formando uma espécie de crista no HN por onde o furacão se localizava. Ou seja, o furacão provocava um deslocamento dessa isolinha, muito provavelmente porque a altura geopotencial do centro do furacão era muito menor que essa outra.

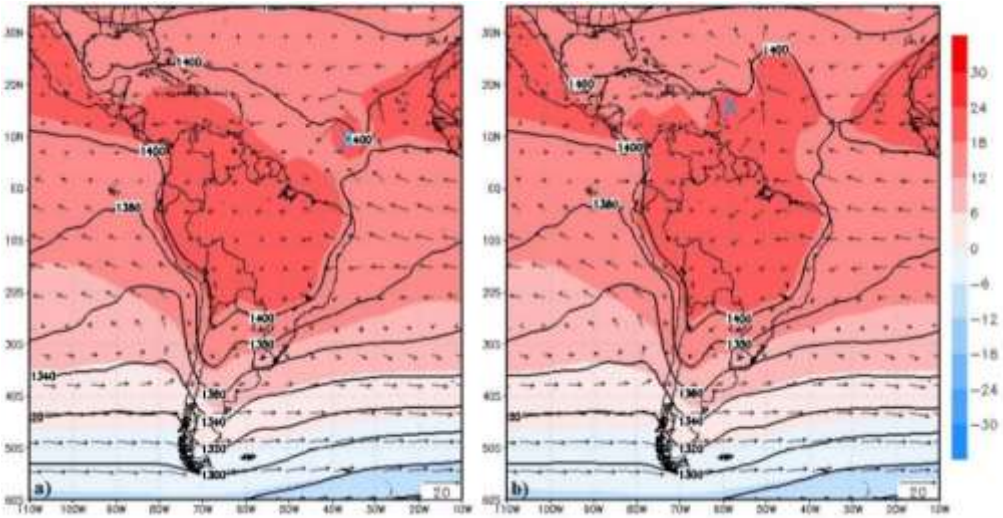


Figura 3.44 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Altura geopotencial em mgp (contorno), temperatura em °C (sombreado) e vento (m/s) no nível de 850hPa. a) Após 36h de simulação e b) após 132h (5 dias e 12h). A posição do furacão está destacada em azul.

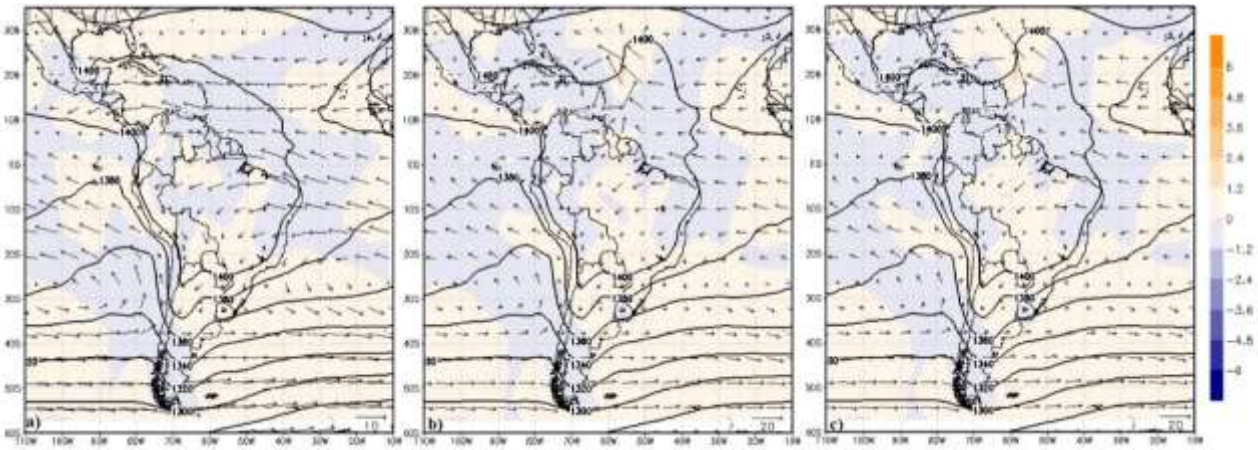


Figura 3.45 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Altura geopotencial em mgp (contorno), advecção de temperatura em °C/s (sombreado) e vento (m/s) no nível de 850hPa. **a)** Momento inicial da simulação, **b)** após 144h (6 dias) e, por fim, em **c)** após 156h (6 dias e 12h).

Para a umidade foi observado que o furacão em si sempre apresentou valores altos, em torno de 0.012g/kg, porém também havia outras regiões que se destacavam para essa variável como, por exemplo, as regiões Equatoriais, o que inclui a Amazônia e a região de atuação da ZCIT como mostra a Figura 3.46.

Em relação ao comportamento da umidade foi verificado que a medida com que o furacão se deslocava para próximo do norte da AS a umidade crescia e se concentrava próximo ao litoral da costa norte da AS. Porém, imediatamente após a passagem do furacão se observou uma diminuição da umidade nessas localidades, isto é, como se os furacões retirassem a umidade ao se distanciar dessa região. A diminuição foi calculada entre 10-20% com os valores fornecidos antes e depois pela simulação.

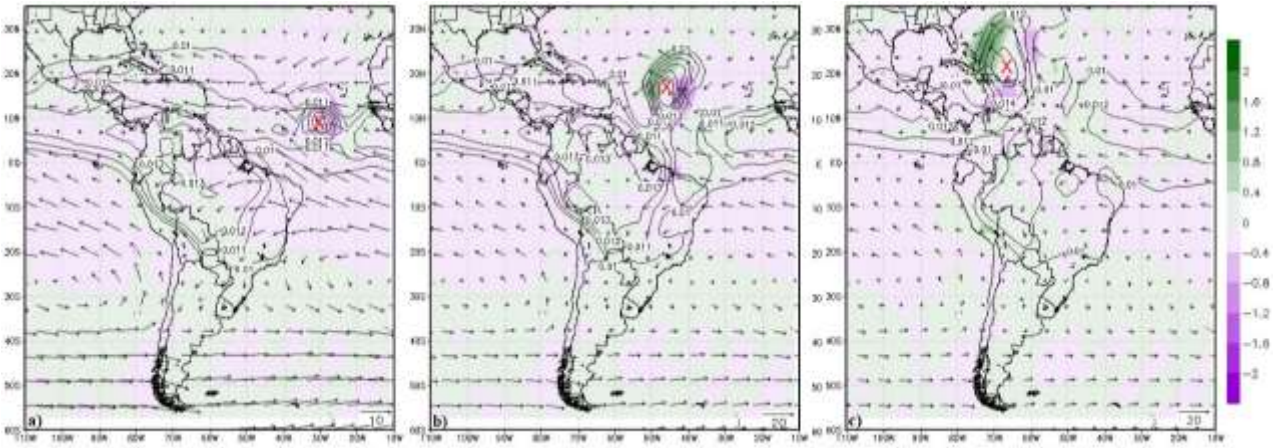


Figura 3.46 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Umidade em g Kg^{-1} (contorno), advecção de umidade em g Kg^{-1} s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) **a)** Após 12h de simulação, **b)** após 90h (3 dias e 18h), **c)** após 186h (7 dias e 18h). A posição do furacão está destacada em vermelho.

Ainda pela Figura 3.46 se observou em alguns momentos que a advecção de umidade apresentou valores positivos a oeste do furacão e valores negativos a leste do mesmo. No continente, no entanto, não foi observada nenhuma mudança acentuada, enfatiando que todos os resultados indicam efeitos maiores somente na região norte da AS quando o furacão se aproximava da região.

Por fim, foi avaliada também a divergência e se observou que desde o começo da simulação o furacão foi sendo caracterizado por intensa convergência, além de uma divergência em seu entorno. Porém, é importante mencionar que essa divergência não surgiu desde o início na simulação e sim somente após 126h e que a mesma ficou restrita ao norte da AS quando o furacão se aproximou da região. Já no restante da AS não foi observado qualquer modificação.

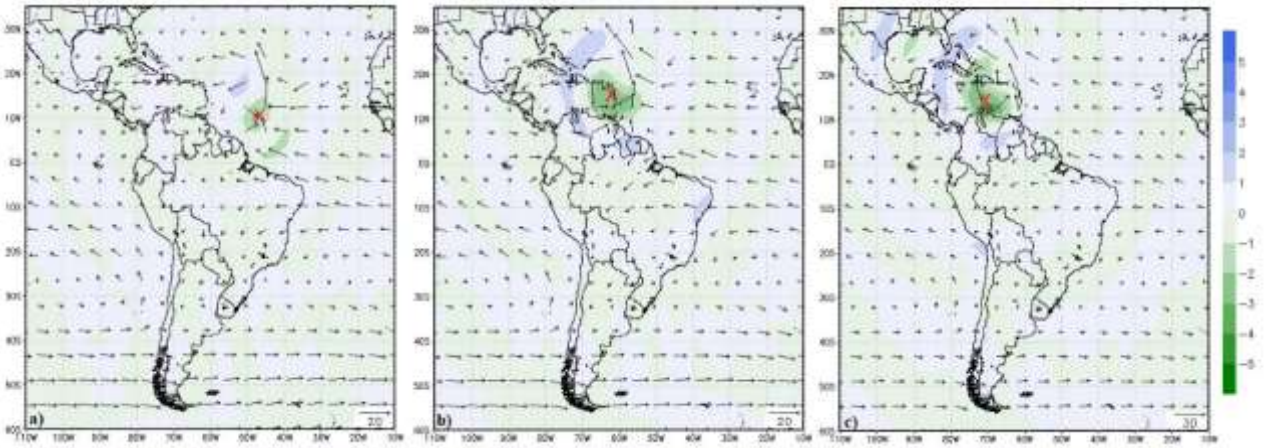


Figura 3.47 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Divergência em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa. **a)** Após 96h (4 dias) de simulação, **b)** após 150h (6 dias e 6h) e **c)** após 192h (8 dias). A posição do furacão está destacada em vermelho.

Pelos resultados anteriores se percebe que as áreas mais afetadas pela presença do furacão se concentram no norte da AS, lembrando que esta possibilidade foi sugerida inicialmente através das hipóteses utilizadas para a seleções dos furacões estudados na presente pesquisa.

Outro comentário relevante é sobre os aspectos dinâmicos dos resultados que seguiram como o esperado para muitos itens. Por exemplo, como trata-se de um nível baixo da atmosfera o esperado era que o furacão apresentasse movimento ascendente, convergência e que tivesse uma temperatura mais elevada por se tratar de uma fonte de calor. Paralelo a esse fato era esperado segundo a dinâmica atmosférica que a redondeza dos furacões apresentassem movimentos capazes de compensar a massa erguida pelo mesmo, logo resultados como movimentos subsidentes e divergência era algo esperado e isso mostra que o modelo conseguiu representar esses aspectos mais básicos.

Por outro lado, esperava-se que fosse surgir algum efeito em latitudes mais altas, porém o mesmo não ocorreu e, assim, como nos resultados vindos das reanálises o efeito ficou restrito apenas nas latitudes médias e, sobretudo, nas latitudes mais baixas, próximo aos furacões.

Em virtude desse último comentário elaborou-se a Tabela 3.1 onde os resultados apresentados e discutidos no tópico 3.1.2 para os níveis mais baixos da troposfera foram avaliados segundo os resultados obtidos da simulação do furacão Ivan. Essa tabela tem como objetivo comparar todos os resultados encontrados e indicar se padrões de circulação vistos e sistematizados no tópico 3.1.3 foram captados ou não pela simulação numérica usando o modelo *GCM DREAM*. Por fim, essa análise serve também como forma de avaliação do modelo utilizado.

Tabela 3.1 – Quadro comparativo acerca dos resultados encontrados via os dados observacionais em relação aos resultados encontrados via simulação numérica utilizando-se do modelo *GCM DREAM*. Quadro restrito apenas aos resultados referentes aos baixos níveis da troposfera.

Características Observadas nas Reanálises	Comparação com os Resultados da Simulação
Existência de escoamentos ondulatórios na retaguarda dos ciclones tropicais até o momento que eles se aproximavam da costa leste da AS. Exemplo Figura 3.16a.	Essa característica foi observada entre 30 e 96 horas de simulação quando o ciclone tropical estava se aproximando da costa da AS. Exemplo Figura 3.43a – c.
Existência de escoamentos preferenciais vindos da ASAS para o norte da AS, mais precisamente para o NO da Amazônia e, em alguns casos, para o sul do Brasil. Exemplo Figura 3.16a – b onde existe um escoamento tanto para o NO da Amazônia como também para o Paraguai e o sul do Brasil.	Essa característica foi observada desde o início como, por exemplo, na Figura 3.42. Porém, os escoamentos que saiam da ASAS e que tinham como sentido a Amazônia começaram a se reduzir com 72h de simulação e com 90h esse escoamento foi cessado, retornando apenas com 192h de simulação quando os furacões já tinham contornado a AS. Exemplos Figuras 3.43d – h. Já na região sul do Brasil e Paraguai esse escoamento sempre foi observado sem maiores modificações. Exemplo Figura 3.42 e 3.43.
Com o surgimento e o deslocamento do ciclone tropical no Oceano Atlântico Norte se iniciou, em cerca de 30°W uma interação em que a ASAS induzia parte do seu escoamento em direção ao ciclone tropical.	Essa interação com a ASAS se iniciou de forma mais clara com 30h de simulação como mostra a Figura 3.43b onde parte do escoamento da ASAS já começou a ser direcionado ao ciclone tropical, porém o restante se dirige para os locais denominados de escoamentos preferenciais.
Com o deslocamento dos furacões observou-se que a ASAS seguia promovendo escoamentos para eles, porém este podiam estar sobre o continente sul-americano, no oceano ou, ainda, no sul da AS. Exemplo Figura 3.16a – c.	Foi verificado escoamentos da ASAS para o furacão, mas a mesma não mudou sua posição central, logo isso não foi visto como nas reanálises.
Com a aproximação dos furacões à costa norte da AS, destaque para a longitude de 65°W esses escoamentos que não eram apenas para os furacões começavam a ser majoritários para eles o que coincide com seu fortalecimento. Exemplo Figura 2.2.	Em 72h de simulação começou uma maior interação do continente com o furacão e em 90h o escoamento rumo a Amazônia foi cessado e direcionado ao furacão que também recebia escoamentos vindos do Oceano Pacífico. Logo, existe uma concordância de que o furacão ao se aproximar da AS, sobretudo, na faixa entre 50-65°W conseguia se fortalecer.
Prolongamento das isotacas associadas à ASAS devido a passagem do furacão. Exemplo, observe que na Figura 3.16a que a ASAS se apresenta de forma arredondada ao passo que na Figura 3.16b se apresenta alongada. É importante comentar que ocorre apenas um prolongamento e não um deslocamento do cento do anticiclone.	O centro da ASAS não muda, porém, a quantidade de isotacas diminui. Parece existir um prolongamento com direção ao furacão, mas não de forma evidente como na reanálise, além disso tem uma grande contribuição vinda no Oceano Pacífico aos furacões, o que dificulta analisar essa característica. Exemplo Figura 3.43f - h.
Esses escoamentos do HS para os furacões podem continuar até que eles atinjam algum continente e se dissipem, desde que seu trajeto seja pelo Mar do Caribe.	Essa característica foi verificada, principalmente vinda dos Oceanos Pacífico e Atlântico Norte. O Oceano Atlântico Sul não apresentou esse perfil. Exemplo Figura 3.43g – h.

Pela Tabela 3.1 é possível constatar que a simulação apresentou muito das características destacadas através das reanálises no que se refere aos padrões de circulação e com exceção de alguns aspectos muito específicos a simulação conseguiu reproduzir o que ocorreu nas reanálises.

O interessante desse resultado é que o modelo *GCM DREAM* é um modelo global de complexidade intermediária e, desse modo, desprovido de mecanismos físicos de maiores complexidades como, por exemplo, microfísica de nuvens. A própria determinação do que é continente e oceano é feito de forma indireta, porém mesmo com essas limitações o modelo conseguiu reproduzir a dinâmica observada nas reanálises mostrando-se que o mesmo evoluiu bastante nos últimos anos e que a representação de fenômenos de mesoescala também podem ser bem empregadas usando-se esse modelo.

É claro que os objetivos em se utilizar o *GCM DREAM* eram analisar aspectos dinâmicos como a circulação em um cenário continental e não mecanismos relacionados a microfísica, por isso dentro da expectativa do uso do modelo os resultados foram considerados muito satisfatórios.

Por fim, comparando-se esses resultados com o trabalho de Herdies (1995) nota-se que em ambos os casos foi visualizada uma intensificação da circulação anticiclônica sobre a AS pois, neste caso, foram observadas uma grande relação entre a ASAS e os furacões. Além disso, também houve concordancia com Herdies (1995) em relação a uma intensificação do escoamento de leste na presença dos furacões visto que como os furacões são fenômenos muito intensos eles acabam por captar escoamentos de diversos locais, seja do Oceano Atlântico Norte e Sul ou ainda do Pacífico Sul como os resultados mostraram.

Aspectos Encontrados na Simulação para o Nível de 250hPa

Assim como no item anterior considere o instante inicial da simulação do furacão Ivan, porém agora para o nível de 250hPa:

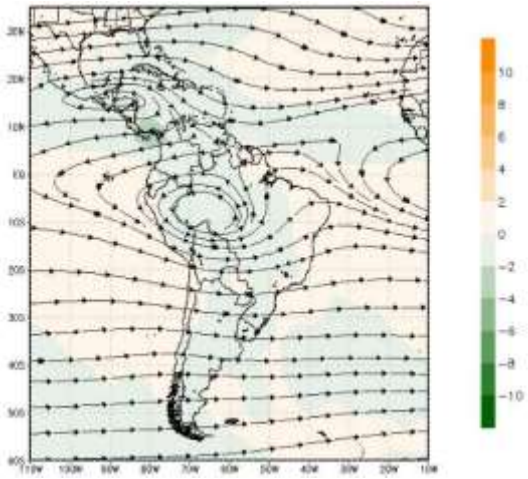


Figura 3.48 - Simulação do furacão Ivan com o modelo *GCM DREAM* em seu instante inicial no nível de 250hPa. A figura contém as variáveis linhas de corrente e velocidade vertical ômega em Pa s^{-1} (sombreado).

Novamente comparando com a figura referente a climatologia das linhas de corrente do mês de setembro (Figura 3.21d) se observa que a simulação parte de uma boa representação do estado médio da atmosfera onde alguns elementos típicos se fazem presentes. Neste caso, se pode observar a existência de um anticiclone no interior da AS centrado em cerca de 5°S 70°W seguido de um cavado sob o nordeste brasileiro. Os jatos de altos níveis estão presentes desde 20°S e existe um anticiclone bem definido sobre a América Central Continental que, por sua vez, fornece escoamentos para o anticiclone localizado na AS.

Para representar os principais resultados encontrados nesse nível considere a seleção de imagens da Figura 3.49 que destacam diferentes momentos da simulação tendo como variáveis a velocidade vertical ômega e linha de corrente:

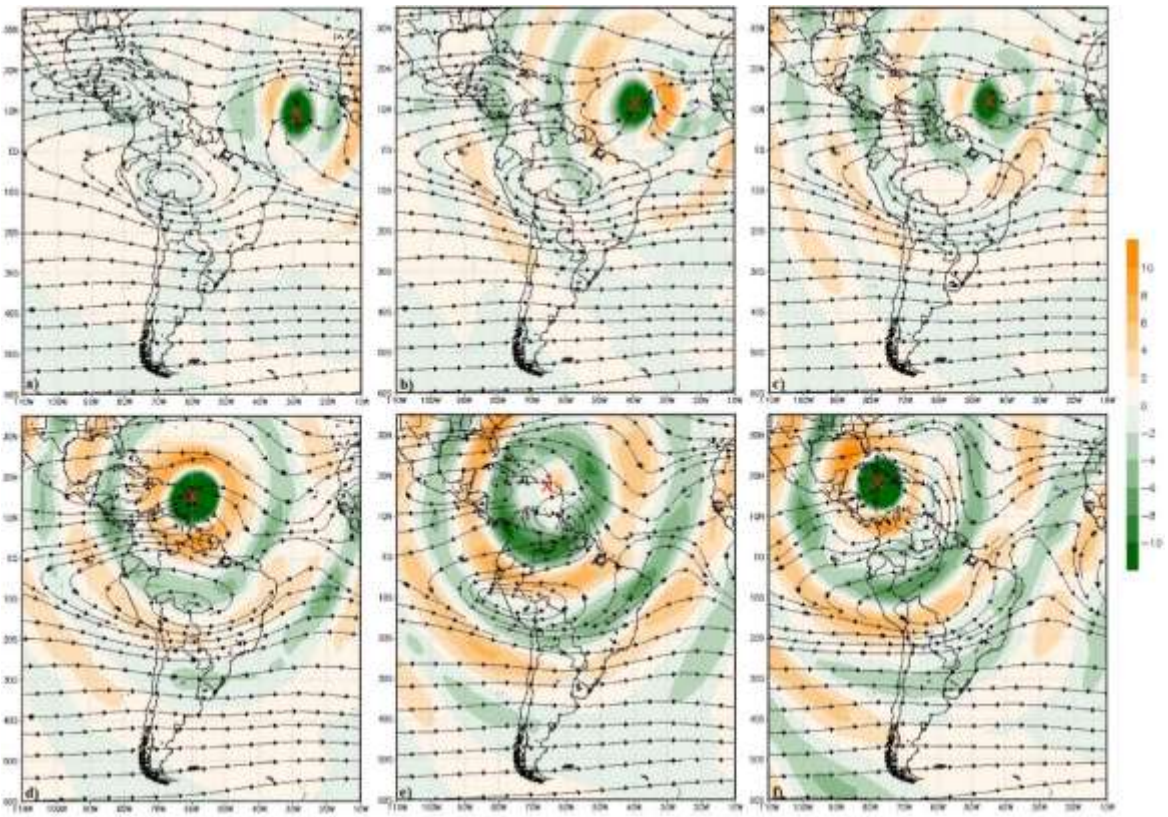


Figura 3.49 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Linha de corrente e ômega em Pa s^{-1} (sombreado) no nível de 250hPa. **a)** Após 18h de simulação, **b)** após 48h, **c)** após 90h (3 dias e 18h), **d)** após 144h (6 dias), **e)** após 174h (7 dias e 6h) e **f)** após 216h (9 dias). A posição do furacão está destacada em vermelho.

O ciclone tropical surgiu nas simulações após de 6h e as duas características mais marcantes identificadas nesse nível foram um movimento ascendente na região do furacão e a saída de escoamentos do mesmo que seguiam sobretudo para o HS. A Figura 3.49a mostra que esses escoamentos chegando nos jatos de altos níveis, fato esse que proporcionou a dissipação daquele cavado localizado sobre o nordeste brasileiro que aparecia no começo da simulação como foi mostrado pela Figura 3.48.

Além disso, a medida com que o ciclone avançava existia uma maior interação entre ele e o anticiclone localizado sobre o continente sul-americano de modo que o mesmo começou a acompanhar o movimento do furacão. Este padrão pode ser observado pela Figura 3.49b onde o anticiclone estava centrado em 10°S 60°W mas, na Figura 3.49e já estava centrado em 10°S 80°W. Com 198h de simulação, esse anticiclone estava centrado em 10°S 90°W, porém posteriormente ele se descaracterizou quando o furacão começou a sua fase final de deslocamento como mostra a Figura 3.49f.

Além dessas características foi observado que o cavado que havia desaparecido com 48h de simulação retornou para a sua configuração inicial com 138h e isso pode ser visualizado nas Figuras 3.49e e f que marcam tempos posteriores a esse regresso.

Em relação a ômega o que se observou são pulsos vindo do furacão que tem centro com ascendência, mas que apresenta regiões com subsidência e ascendência se alternando a partir de seu centro. Devido a essas características, o que se observou são regiões Equatoriais que oscilam entre esses dois movimentos verticais na medida com que o furacão se movia e se intensificava. As Figuras 3.49d – f ilustram esse aspecto de forma bem clara.

Para as altas latitudes não foram observados efeitos significativos devido a passagem do furacão.

Já com relação a divergência considere os seguintes momentos:

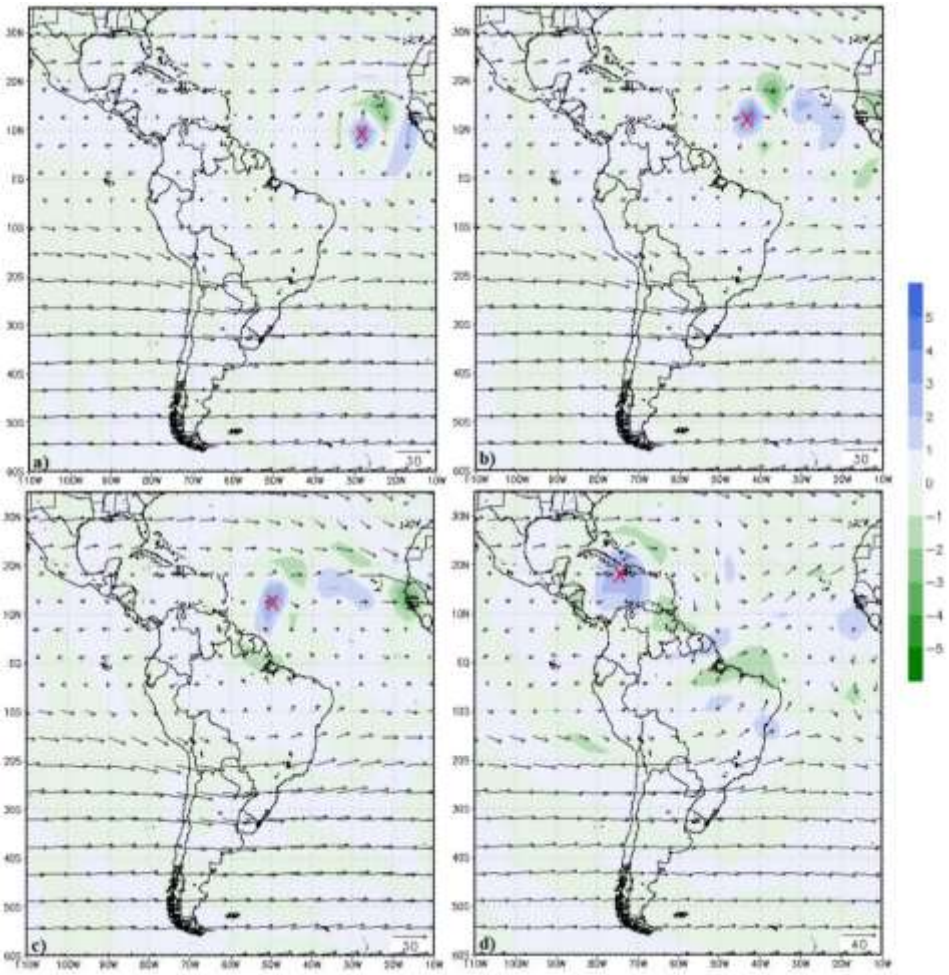


Figura 3.50 - Simulação do furacão Ivan usando o modelo *GCM DREAM*. Divergência em x10^4 em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 250hPa. **a)** Após 18h de simulação, **b)** após 72h (3 dias), **c)** após 96h (4 dias) e **d)** 204h (8 dias e 12h). A posição do furacão está destacada em vermelho.

Para essa variável foi observado que o furacão surgiu com 6h de simulação indicando divergência na sua posição central e convergência nas suas adjacências. Desse modo, a medida com que o furacão se deslocava se observou o surgimento de áreas com convergência no norte da AS como indica a Figura 3.50c. Após esse momento, o furacão aumentou sua intensidade como descrito na Tabela 2.3 e o que se

notou foi o aparecimento de áreas tanto com convergência como com divergência, porém elas ficaram restritas ao norte da AS, não apresentando efeitos em maiores latitudes ou mesmo nos jatos.

Comparando os resultados da simulação neste nível com os resultados via reanálise tem-se que em ambas surgiu ou se fortaleceu um anticiclone na AS que acompanhava o ciclone tropical. Além disso, antes de chegar próximo ao continente sul-americano o que se observava eram escoamentos indo em direção aos jatos. Logo, em ambos os casos existe uma concordância, sendo que a principal diferença é o tamanho do cavado e do anticiclone formado.

Aliás, esse anticiclone da simulação sempre esteve presente em todos os horários enquanto que os das reanálises interagiam mais com o ambiente e as fontes de calor existentes como, por exemplo, outros sistemas precipitantes que faziam com que eles se descaracterizassem ou até mesmo se dissipassem. No caso da simulação não existia outras fontes de calor, logo o cenário era mais limitado, porém mesmo assim o modelo conseguiu reproduzir com qualidade os principais resultados encontrados no nível de 250hPa.

Desse modo ,em todos os resultados abordados até o momento se observa que a simulação está bem casada com a realidade independentemente do nível vertical investigado. No entanto, para avaliar melhor se o desempenho do modelo realmente foi eficiente na representação de episódios de furacões será abordado uma nova análise sobre o mesmo no próximo tópico que tem como finalidade central mostrar o caso do furacão Irma que foi investigado com o objetivo de testar a hipótese feita no capítulo II acerca da trajetória dos furacões e o impacto sobre a AS.

3.4 Furacão Irma

Considerando todos os resultados abordados nos tópicos anteriores se constatou que existe uma relação entre uma a passagem dos furacões do Oceano Atlântico Tropical Norte e a atmosfera da AS uma vez que foram detectados padrões de circulação e precipitação devido à presença dos furacões investigados.

No entanto, todos esses resultados referem-se a um grupo muito específico de furacões que têm como características comuns o fato de terem atingido a categoria 5 na escala Saffir-Simpson e de terem descrito uma trajetória muito próxima ao continente sul-americano. Essa última característica pode ainda ser entendida como sendo os ciclones tropicais descritos pelo *cluster* número 4 do trabalho de Kossin et al. (2010). E o fato desta pesquisa ter se restringido apenas a esses furacões foi considerando a

hipótese de que o efeito produzido pela passagem dos furacões na atmosfera da AS seria maximizado, sobretudo no norte da AS que haveria um maior grau de interação com os furacões.

Para avaliar a hipótese referente a trajetória, foi analisado um furacão com certo distanciamento da AS. O objetivo dessa avaliação foi observar se as mesmas características e padrões descritos anteriormente poderiam aparecer, além de avaliar se o grau de influência na atmosfera da AS seria o mesmo ou se seria maior ou menor. Desta forma, dependendo do resultado obtido a teoria sobre o impacto gerado na AS pelos furacões poderia ser, em princípio, estendida ou restringida.

Como forma de testar a hipótese acima escolheu-se o furacão Irma que ocorreu entre os dias 30/08 a 12/09 na temporada de furacões de 2017. Essa temporada foi bem intensa apresentando um total de 17 sistemas os quais 10 foram classificados como sendo furacões e destes 2 chegaram a categoria 5 na escala Saffir-Simpson, sendo eles o próprio Irma e o furacão Maria.

A Figura 3.51 destaca a trajetória e intensidades apresentadas pelo Irma ao longo do seu ciclo de vida:

Figura 3.51 - Trajetória do furacão Irma que ocorreu em setembro de 2017. **Fonte:** Wikimedia Commons

Pela Figura 3.51 se observa que o furacão Irma surgiu no Oceano Atlântico Equatorial um pouco mais a norte do que os furacões apresentados na Tabela 2.2. Além disso, a medida que o mesmo se intensificava sua trajetória se conservou numa direção mais zonal, porém sempre com distanciamento da AS. Já final do seu ciclo de vida ele seguiu para latitudes mais altas até atingir a Flórida.

Outro ponto importante de ser frisado nessa trajetória é que além do Irma não se aproximar da AS como os demais furacões, ele não passou pelo Mar do Caribe que foi um local muito discutido nos resultados anteriores.

Por fim, antes dos resultados deste furacão serem apresentados considere os *links* a seguir sobre a trajetória dos furacões Irma e Ivan e a nebulosidade existente na região tropical durante esses eventos através de imagens de satélite. Esses vídeos são interessantes no sentido de mostrar uma animação da trajetória descrita por eles e a

região onde os mesmos interagiam mais com a nebulosidade do ambiente, sendo que esse aspecto é muito relevante para a discussão e análise dos resultados que serão expostos e que são essencialmente de caráter comparativo.

Link Irma: https://www.youtube.com/watch?v=jm7rzVjg5SM
Link Ivan: https://www.youtube.com/watch?v=oCQBXu7JE0U

A seguir os resultados serão apresentados em dois tópicos. O primeiro chamado de Comparação dos Aspectos Sinóticos no Episódio do Furacão Irma irá comparar e analisar os resultados obtidos dos dados de reanálise do *ERA Interim* e do *CHIRPS* no evento do Irma em relação aos resultados mostrados no tópico 3.1.2 e, em seguida, o tópico Simulação do Furacão Irma mostrará a comparação feita com a simulação do furacão Ivan descrita no tópico 3.3.2, além de apresentar uma discussão geral sobre os resultados através de um quadro de comparações.

3.4.1 Comparação dos Aspectos Sinóticos no Episódio do Furacão Irma

De início, considere a Figura 3.52 referente a anomalia de precipitação acumulada durante a ocorrência do furacão Irma:

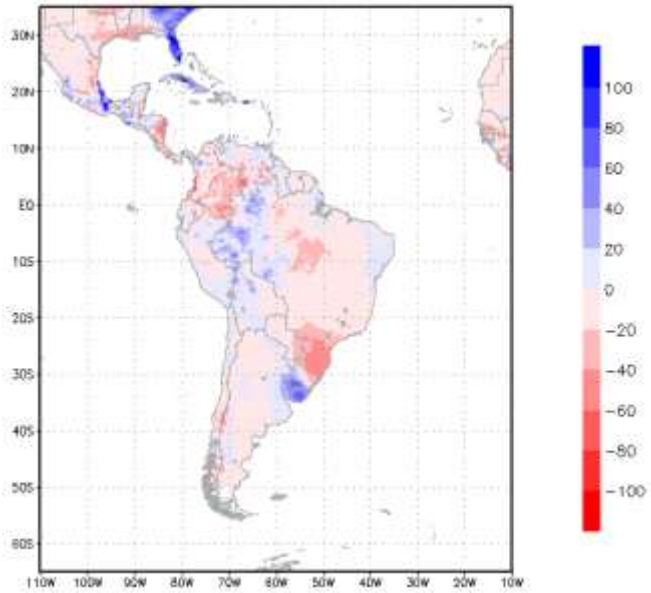


Figura 3.52 - Anomalia de precipitação acumulada em mm durante o furacão Irma de setembro de 2017.

A Figura 3.52 difere bastante da Figura 3.24 que expressa a mesma anomalia, porém para os 6 furacões selecionados na pesquisa, sendo que a principal diferença é a ausência de anomalias positivas de precipitação na região norte da AS, em particular

no extremo norte dessa região, sendo que acredita-se que esse resultado seja em decorrência da trajetória mais distante da AS descrita pelo Irma.

Pelos *links* acima e pela Figura 3.51 é possível perceber que o Irma só interagiu com a nebulosidade da AS nos primeiros dias do seu ciclo de vida ao passo que a medida com que ele se distanciou do continente ele perdeu essa interação. Já como o Ivan e os demais furacões avaliados praticamente contornaram a AS eles conseguiram interagir mais com a nebulosidade do continente durante os seus ciclos de vida. Além disso houve também um aumento da umidade e de escoamentos no norte da AS devido a presença dos furacões fazendo com que houvesse uma grande quantidade de nuvens no norte da AS que, por sua vez, desencadearam as anomalias positivas de precipitação.

Em relação a anomalia negativa encontrada no sul do Brasil, o que se verificiou e concluiu foi uma ausência de sistemas frontais nessa região ao passo que as poucas anomalias positivas encontradas na região Amazônica seriam efeitos de sistemas convectivos próprios da região.

Após esse resultado comparativo referente a precipitação serão apresentados os resultados encontrados pela reanálise do Irma, porém como foi feito em todos os tópicos anteriores, esses resultados serão divididos por níveis verticais começando pelo nível mais próximo a superfície.

Comparação dos Padrões Detectados no Nível de Superfície

Com relação as reanálises obtidas do *ERA Interim* considere as seguintes figuras para o nível de superfície:

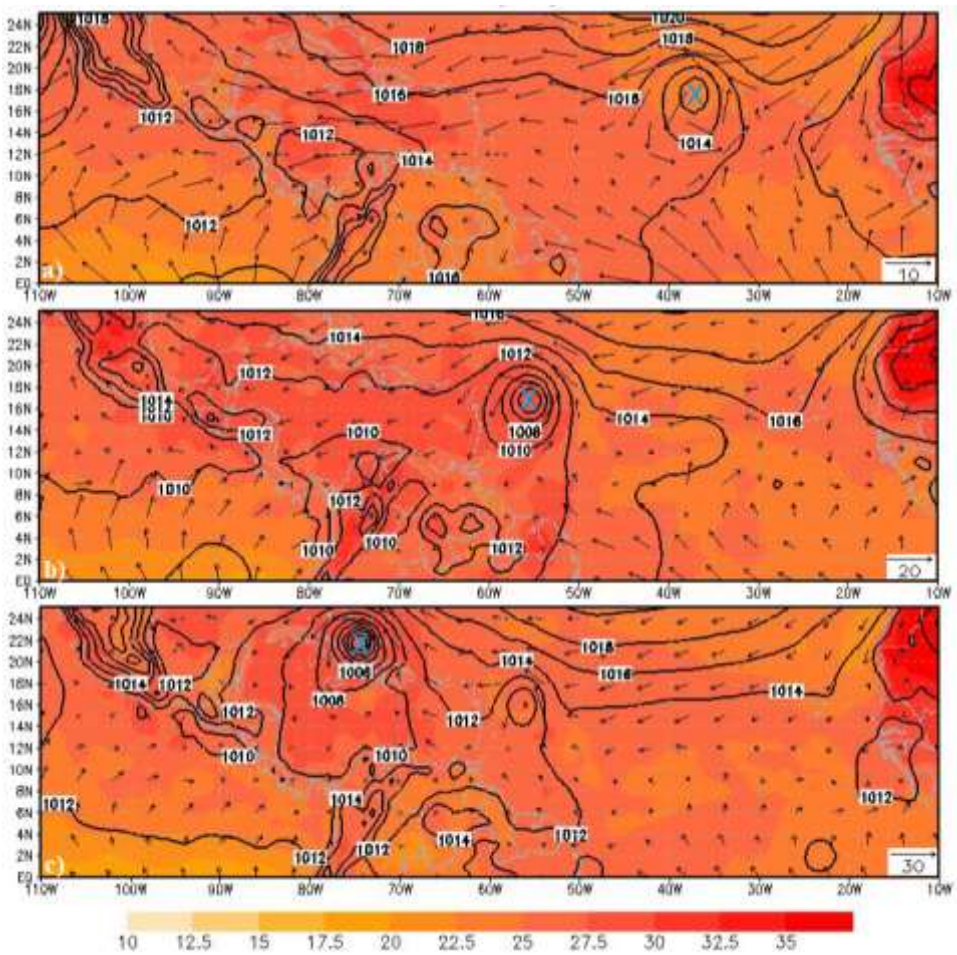


Figura 3.53 - Altura geopotencial em mgp (contorno), temperatura em °C (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de superfície para o furacão Irma via dados do *ERA Interim* referente aos dias. **a)** Dia 01/09/17 às 12Z, **b)** no dia 05/09/17 às 00Z e **c)** no dia 08/09/17 às 12Z. A posição do furacão está destacada em azul.

Por essas figuras se observou que a presença do Irma desconfigurou os alísios durante sua passagem, assim como ocorreu com os furacões anteriormente avaliados. Já no caso da ZCIT o que se observou foi que no Oceano Pacífico a mesma ficou bem caracterizada na faixa próxima a 10°N e no Oceano Atlântico foi observado que a presença no Irma não dificultou a identificação da mesma uma vez que o furacão sempre esteve localizado ao norte dessa zona de nebulosidade. Na Figura 3.54 tem-se dois momentos que demostram esse fato:

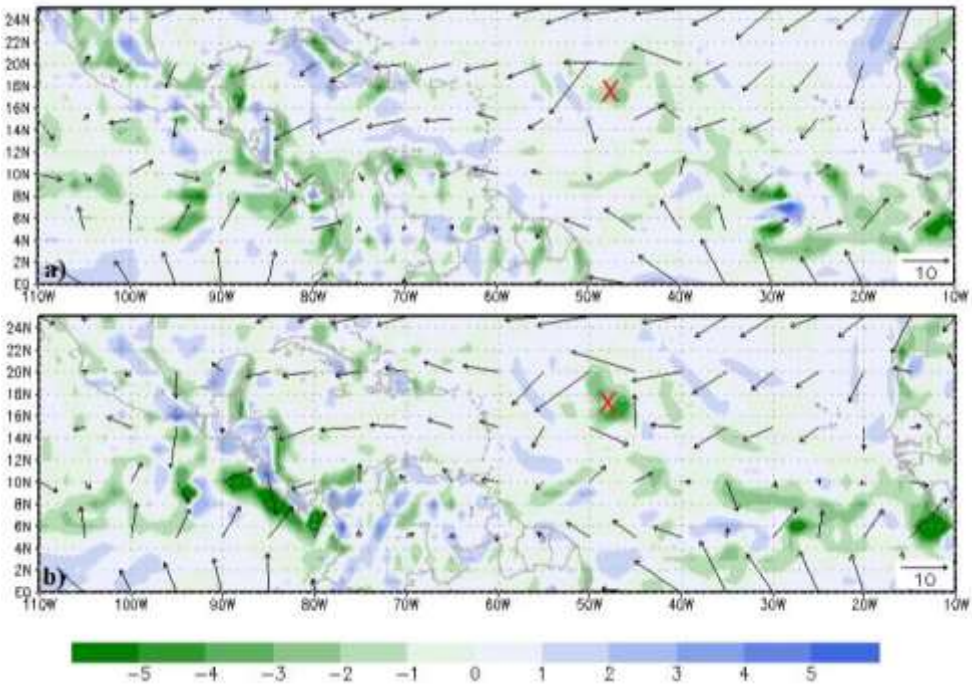


Figura 3.54 - Divergência x10^4 em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) para o furacão Irma utilizando-se dados do *ERA Interim* no nível de superfície. **a)** Dia 03/09/17 às 00Z e **b)** no dia 03/09/17 às 12Z.A posição do furacão está destacada em vermelho e a posição da ZCIT pode ser encontrada com base na convergência de momento, estando na faixa 10°N no Oceano Pacífico e em 8°N no Oceano Atlântico. A posição do furacão está destacada em vermelho.

Em relação a formação de sistemas de baixas pressões no norte da AS, como foram detectados nos outros furacões avaliados, não foram detectadas nenhuma modificação clara da pressão em decorrência da passagem do Irma. Na Figura 3.53 existem alguns sistemas formados no norte da AS, mas esses sempre se estiveram presentes e não foi observada qualquer relação com o furacão.

Por outro lado, só foram observadas elevações da temperatura próximo ao furacão e no oceano por onde o mesmo se movia. Essas elevações são sutis e duraram pouco tempo como também mostra a Figura 3.53.

Em relação a divergência não foram notadas qualquer influência no norte da AS fazendo com que o único resultado similar com os padrões observados no nível de superfície entre o Irma e os furacões da Tabela 2.1 fosse a descaracterização dos alísios.

Comparação dos Padrões Detectados no Nível de 850hPa

Para o nível de 850hPa considere a Figura 3.55 como exemplo dos principais resultados em termos de padrões de circulação:

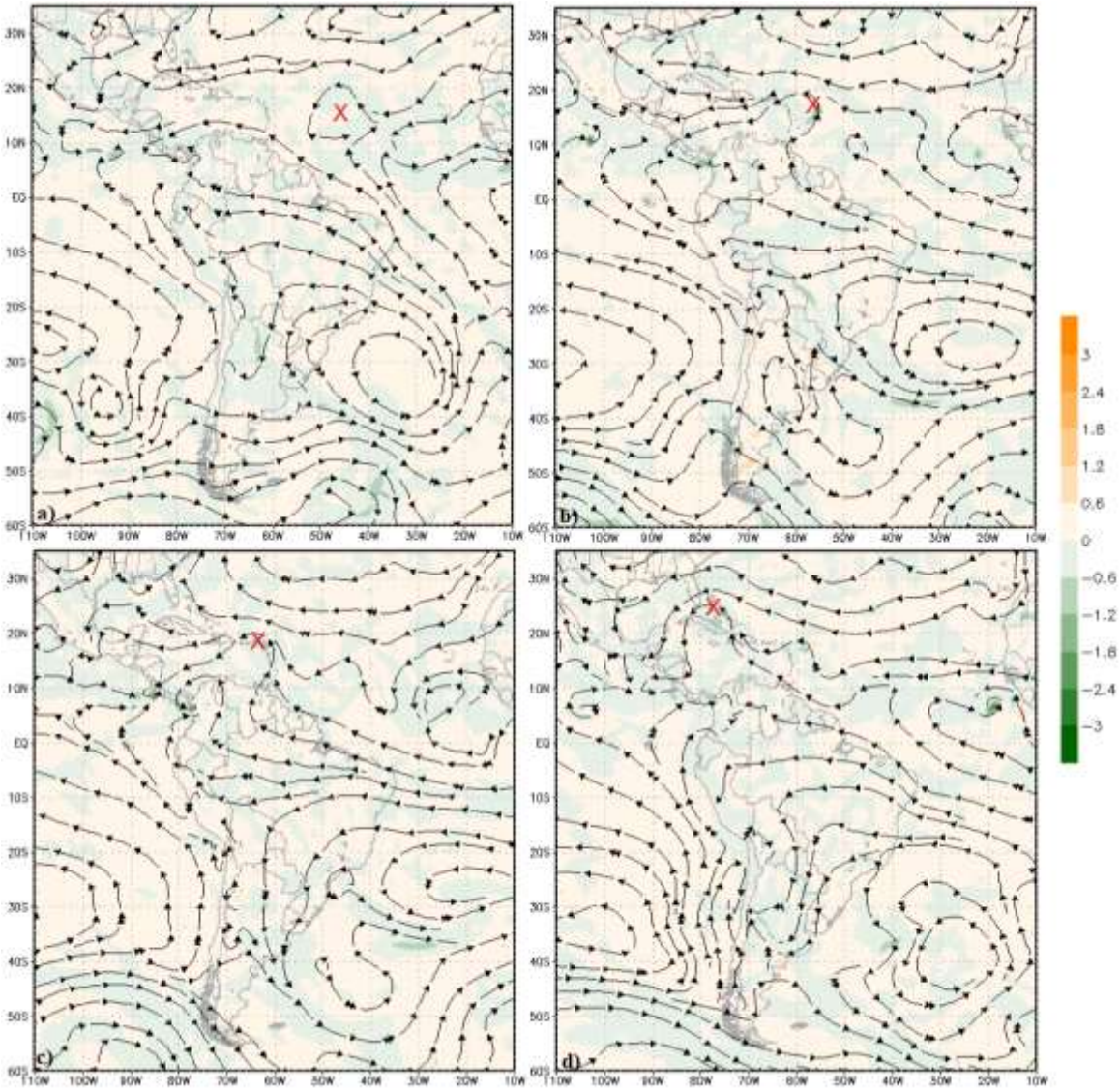


Figura 3.55 - Linha de corrente e ômega em Pa/s (sombreado) no nível de 850hPa para o furacão Ivan via dados do *ERA Interim* referente aos dias**: a)** 03/09/17 às 00Z quando o Irma era categoria 2 na escala Saffir-Simpson, **b)** 05/09/17 às 12Z quando o mesmo era categoria 5, **c)** em 06/09/17 às 12Z quando o Irma ainda estava em categoria 5 e **d)** em 09/09/17 às 12Z com o Irma em categoria 4. O furacão está destacado pela marca em vermelho.

Com relação a esse nível se observou muitas semelhanças com os furacões investigados anteriormente, porém também algumas diferenças. Nesse sentido para facilitar a apresentação dos resultados considere a lista a seguir com os principais pontos de semelhanças encontrados e seus respectivos comentários:

- Existência de escoamentos ondulatórios na traseira dos furacões;

  Esse fato foi observado em todo o ciclo de vida do Irma sendo que nas Figura 3.55c e 3.55d mostram esse efeito de forma bem clara.

- Existência de escoamentos preferenciais da ASAS para a Amazônia e, eventualmente, o sul do Brasil e países como Bolívia e Paraguai;

  As Figuras 3.55a – 3.55d mostram esse aspecto, principalmente a Figura 3.55c onde existe quase uma bifurcação dos escoamentos associados a ASAS onde uma parte dos escoamentos seguem para a Amazônia e a outra parte para a região Sul do continente.

- Interação entre o furacão e a ASAS;

  Foi observada uma maior interação com a ASAS a partir de 50°W que é representada pela Figura 3.55a. Nos instantes anteriores não era observada uma interação tão clara, porém a partir desse ponto essa interação aumentou e parte do escoamento da ASAS foi destinada ao Irma, além dos escoamentos preferenciais anteriores.

- Aumento dos escoamentos rumo ao furacão após passar por 65°W, próximo a Venezuela;

  Esse fato foi constatado, porém com algumas ressalvas. Na verdade, como o Irma tem a trajetória mais a norte que os demais furacões avaliados ele conseguiu obter esses escoamentos provenientes da ASAS apenas por um período.

  A Figura 3.55c mostra um instante onde esses escoamentos tanto por parte da ASAS como por parte do norte do continente sul-americano se dirigiam ao furacão que assim se fortaleceu, no entanto, essa interação não chegou a durar muito tempo e já na Figura 3.55d se pode perceber que os escoamentos que chegam ao Irma são proveniente em grande parte dos Oceanos Pacífico e Atlântico Norte, enquanto que o Oceano Atlântico Sul volta a apresentar apenas aqueles escoamentos preferenciais. Logo, esse item mostra inicialmente uma semelhança e o mesmo tempo diferença em relação aos outros furacões da Tabela 2.1.

Entre as diferenças observadas para o furacão Irma estão:

- Ausência de escoamentos vindos da AS para o furacão até que o mesmo completasse o seu ciclo de vida;

Como já se imaginava como esse furacão não transitou pelo Mar do Caribe os escoamentos vindos da AS, em particular da ASAS e da Amazônia não chegaram até o final do ciclo de vida do Irma. Portanto, não foi observada uma relação tão direta como foi mostrado com o Ivan na Figura 3.16, fazendo com que a dinâmica do Irma ficasse atrelada mais ao Oceano Atlântico Norte.

- Prolongamento das isotacas associadas a ASAS com o deslocamento do furacão Irma.

Todas as figuras anteriores mostraram que o centro da ASAS permaneceu no oceano e que não houve um deslocamento das suas isolinhas circulares para dentro do continente ou com alguma inclinação rumo ao furacão. Logo, acredita-se que se o furacão tivesse tido uma trajetória de contorno à AS que esse fato poderia ter ocorrido justamente devido a essa maior interação entre o ciclone tropical e os elementos dinâmicos existentes na AS.

Essas foram as semelhanças e diferenças observadas em termos de circulação atmosférica, no entanto, alguns comentários sobre outras variáveis também são importantes.

Em termos de pressão e temperatura como comentado no nível de superfície não foram observados os surgimentos de sistemas de altas/baixas pressões na AS ou um aquecimento no norte do continente devido a passagem do furacão. O mesmo argumento serve para o campo da divergência que não apresentou nenhuma mudança no norte da AS devido ao furacão. Já no caso da umidade e sua advecção não foram percebidas quaisquer mudanças abruptas na AS indicando que a distância do furacão influenciou nesses resultados.

Por fim, no que se refere a velocidade ômega não foi observada nenhuma grande mudança na AS ou mesmo ao norte do furacão, logo continua-se acreditando que existe sim uma subsidência associada a fonte de calor, porém que esta se mostra compreendida em uma grande área, como a AS, e por isso seu efeito não é percebido em uma localidade definida.

Comparação dos Padrões Detectados no Nível de 250hPa

Em relação ao nível de 250hPa considere a Figura 3.56 como forma de apresentação dos principais resultados averiguados:

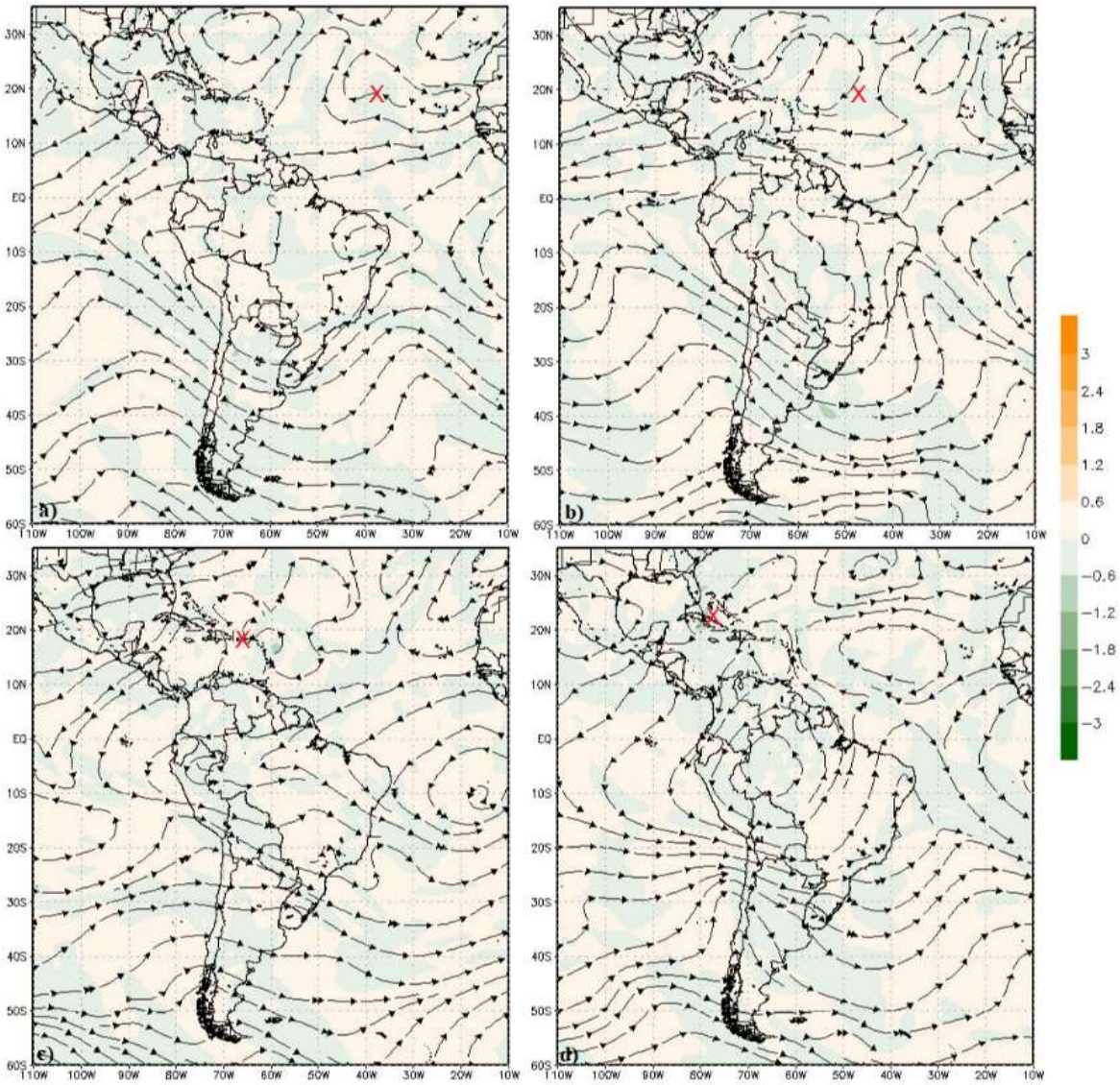


Figura 3.56 - Linha de Corrente e ômega em Pa s^{-1} (sombreado) para o furacão Irma utilizando-se dados do *ERA Interim* no nível de 850hPa. **a)** Dia 01/09/17 às 12Z, **b)** dia 03/09/17 às 12Z, **c)** dia 06/09/17 às 00Z e em **d)** no dia 09/09/17 às 00Z. A posição do furacão esta destacada em vermelho.

Nesse nível observou-se desde o começo a presença dos jatos de altos níveis com seus movimentos ondulatórios, além da presença de anticiclones localizados sob o Paraguai e o nordeste brasileiro (Figura 3.56a). No entanto, esses anticiclones se descaracterizaram com o tempo e o que se visualizou posteriormente foi a formação de um anticiclone na região próxima à costa da África que, em seguida, migrou conforme o furacão se movimentava para a costa oeste da AS.

Através da Figura 3.56c é possível observar quando esse sistema já estava formado e em 3.56d o quanto ele se deslocou estando centrado em cerca de 5°S 65°W. Além disso, por essa última figura também é possível observar o surgimento de um cavado no nordeste do Brasil.

Comparando esses resultados com os furacões da Tabela 2.1 se constatou que em ambos os casos surgiu um anticiclone na AS que acompanhou o movimento dos

furacões, no entanto, o local de formação e a posição do furacão no momento dessa formação foi o que diferiu o Irma dos demais furacões estudados. Neste caso, o Irma estava muito mais localizado a oeste quando esse anticiclone se formou na África e isso faz sugerir que esse anticiclone talvez não tenha sido formado como resposta ao Irma. Portanto, se observou novamente semelhanças e diferenças entre os furacões no que se refere aos resultados observacionais.

A seguir os resultados via simulação serão apresentados e mais alguns pontos serão comentados no sentido de concluir os resultados já expostos nesse item.

3.4.2 Simulação do Furacão Irma

Esse é o último subtópico abordado e, por isso, no final do mesmo será apresentada uma tabela esquemática comparando-se todos os resultados obtidos neste capítulo. No entanto, antes da discussão da tabela considere os principais resultados encontrados na simulação do furacão Irma bem como as principais comparações entre essa simulação e os resultados observacionais encontrados para ele.

Essa última comparação é importante para avaliar novamente o desempenho do modelo *GCM DREAM* pois como foi constatado nos tópicos anteriores existe uma diferença entre os resultados dos furacões estudados na Tabela 2.1 e do furacão Irma, pelo menos através os dados de reanálise. Nesse sentido considere inicialmente os resultados da simulação começando com os níveis mais baixos da atmosfera:

Comparação dos Aspectos Encontrados na Simulação do Irma para o Nível de 975hPa

A Figura 3.57 indica alguns momentos da simulação do Irma tendo como destaque as variáveis temperatura, vento e altura geopotencial:

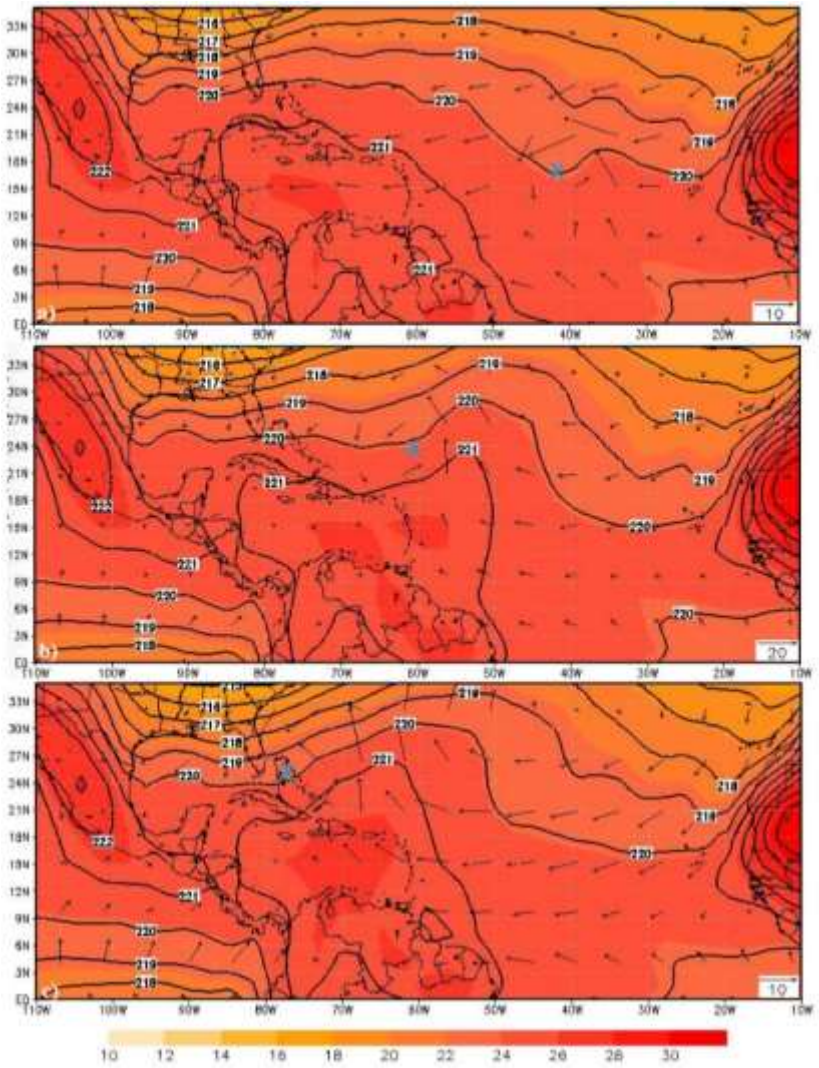


Figura 3.57 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Altura geopotencial em mgp (contorno), temperatura em °C (sombreado) e vento em m/s (vetor) para o furacão Irma no nível de 975hPa. **a)** Simulação após 42h, **b)** após 168h (7 dias) e **c)** após 240h (10 dias). A posição do furacão está destacada em azul.

Pela Figura 3.57 se pode observar que os ventos alísios se desconfiguraram apenas no começo da simulação (Figura 3.57a) pois a medida com que o Irma se moveu para latitudes mais elevadas esse efeito parou de ser visualizado (Figura 3.57c) e comparando-se esse resultado com os observacionais do Irma se constata que o mesmo fato ocorreu. No entanto, quando comparado com os outros furacões estudados se observa que existe uma importante diferença visto que esses últimos sempre estiveram localizados na região de atuação dos alísios ao passo que o Irma se distanciou dessa região.

Com relação a temperatura se observou apenas um aumento no norte da AS e nas adjacências do furacão à medida que o mesmo se deslocava. Observe pela Figura 3.57b que ocorreu um ligeiro aumento da temperatura no extremo norte da AS que não havia anteriormente. Essa característica também foi observada nas reanálises dos 6 furacões estudados, além da simulação do furacão Ivan, porém não foi observada na

reanálise do próprio Irma, indicando que talvez esse resultado seja algo referente ao processo de resolução do modelo e, portanto, que em alguns casos o modelo não consiga captar a realidade.

No que se refere a pressão vista através da altura geopotencial, não foram observadas a formação de sistemas de altas/baixas pressões em toda a AS durante a simulação do Irma e esse aspecto está em concordância com sua reanálise. Além disso, já era esperado que com o distanciamento do furacão da costa sul-americana esse resultado tenderia a desaparecer.

Para concluir a comparação deste nível foi observado que a ZCIT ficou bem caracterizada no Oceano Pacífico na faixa de 10°N tanto pelo vento ser zonal como também pela convergência de momento. Já no Oceano Atlântico essa visualização foi dificultada pela presença do furacão e por não ter uma resposta típica na convergência do vento (Figura 3.58). Aliás, essa mesma característica foi verificada na simulação do Ivan e, por isso, acredita-se que ocorra algum problema na representação da ZCIT no Oceano Atlântico pelo modelo, muito possivelmente talvez pela imposição da fonte de calor sob essa região.

Já para as reanálises a ZCIT, ou teve sua identificação dificultada pela posição do furacão como foi nos furacões da Tabela 2.1 ou não sofreu nenhuma interação como foi o caso do furacão Irma que sempre esteve ao norte da posição da ZCIT.

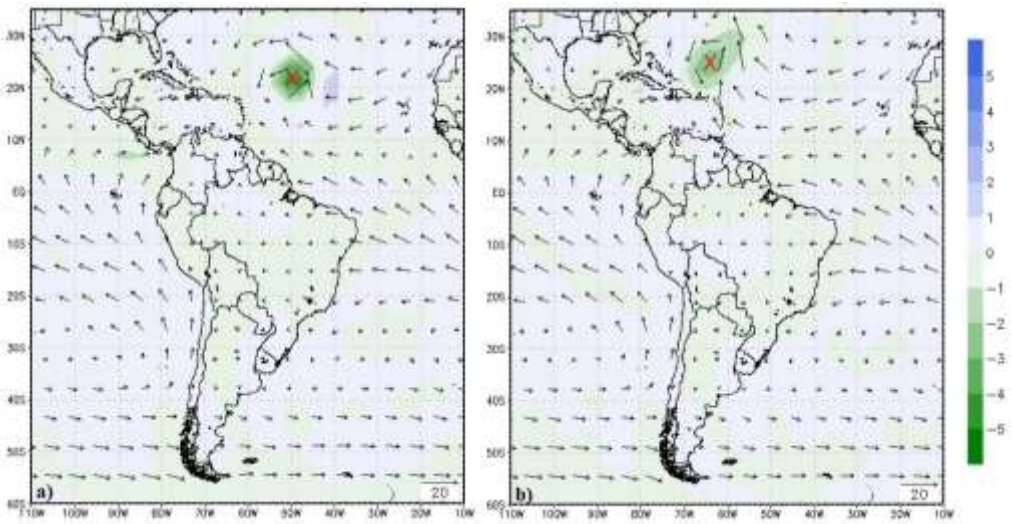


Figura 3.58 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Divergência x10^4 em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 975hPa. **a)** Após 108h de simulação (4 dias e 12h) e **b)** após 186h (7 dias e 18h). A posição do furacão está destacada em vermelho.

Para o nível de 850hPa considere a Figura 3.59 como ilustração dos principais resultados:

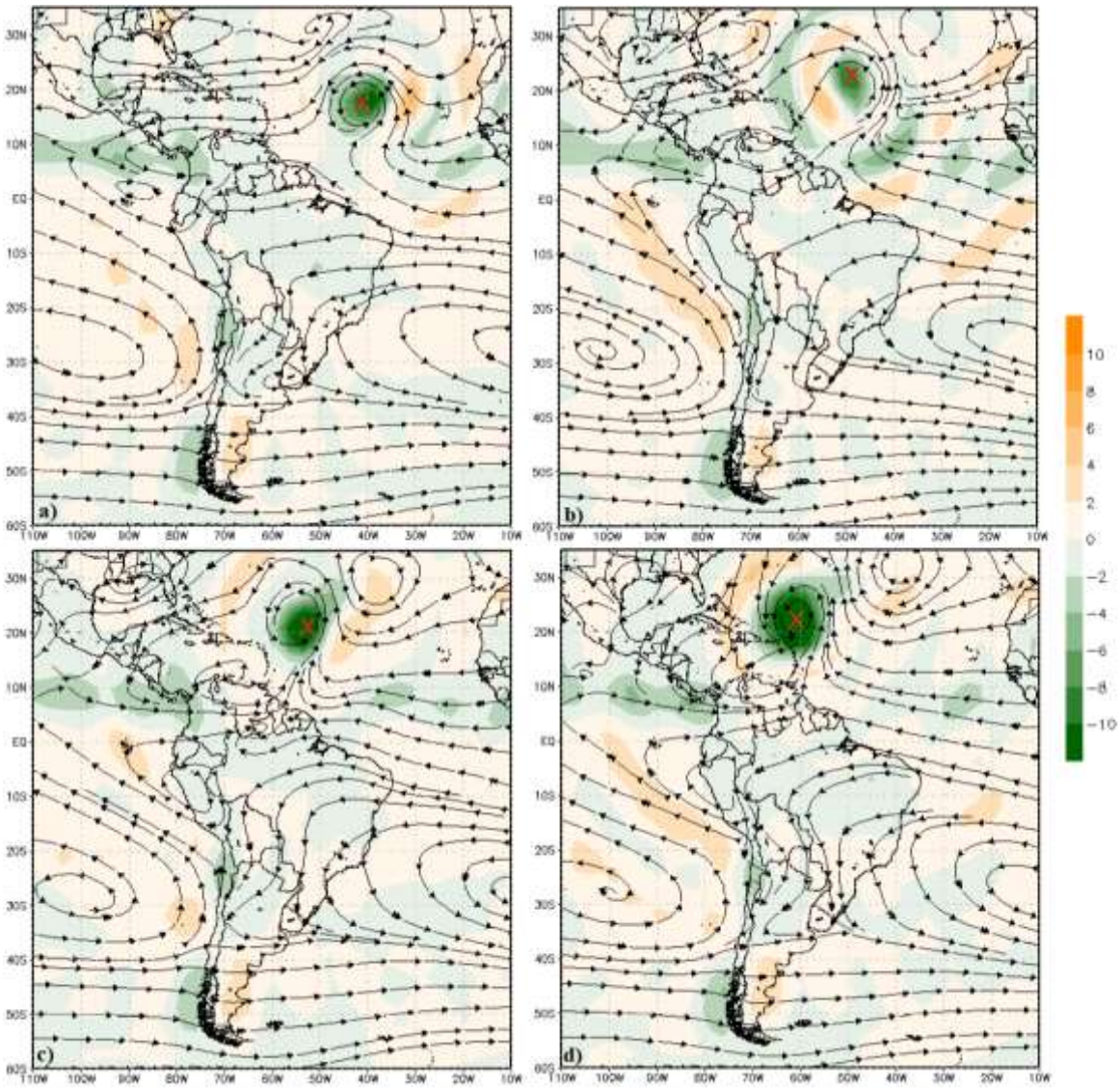


Figura 3.59 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM.* Linha de Corrente e ômega em Pa s^{-1} (sombreado) no nível de 850hPa. **a)** Após 48h de simulação, **b)** após 96h (4 dias), **c)** após 132h (5 dias e 12h), e **d)** após 162h 96 dias e 18h). A posição do furacão esta destacada em vermelho.

Nesta simulação o furacão Irma surgiu após 6h apresentando como características principais um movimento ciclônico e uma área circular marcada por um forte movimento ascendente que após 48h de simulação começou a interagir com a ASAS que, por sua vez, passou a disponibilizar escoamentos para o ciclone tropical – Figura 3.59a.

A ASAS permaneceu centrada em 25°S 10°W nas Figuras 3.59 e forneceu escoamentos para o Irma, para a região NO da Amazônia, para a Bolívia, para o Paraguai e para o sul do Brasil - essas últimas denominadas de escoamentos

preferenciais. No entanto, observou-se que após 96h de simulação começou uma maior interação da ASAS com o furacão. Observe pela Figura 3.59b que os escoamentos rumo a Amazônia diminuíram e o furacão, por sua vez, adquiriu mais escoamentos a medida em que se deslocou para longitudes mais a oeste, de modo que, na Figura 3.59c o que se observa são escoamentos saindo dos Oceanos Pacífico e Atlântico com destino ao furacão que foi aumentando sua intensidade.

Porém, como o furacão seguiu um caminho mais para o norte, se afastando do Equador, o efeito com o passar do tempo foi a ASAS voltar para suas zonas normais de atuação, os mencionados escoamentos preferenciais, e o furacão passou a receber escoamentos apenas no Oceano Atlântico Norte e do Oceano Pacífico naquele duto que passa por países como Colômbia e Venezuela como e é indicado na Figura 3.59d.

Além dessas características dinâmicas foi percebida também a formação de um ciclone sobre o Peru após 5 dias de simulação, como indica a Figura 3.59c. Esse sistema permaneceu com pouco deslocamento na região, mas se manteve até o final da simulação, lembrando que essa mesma característica foi observada na simulação do furacão Ivan.

Assim, comparando todas essas feições com as descritas para a simulação do furacão Ivan se observa que ambas são muito semelhantes e isso já era esperado visto que o modelo *GCM DREAM* é um modelo global com complexidade intermediária e a mudança entre as duas simulações foi apenas na posição e na intensidade das fontes.

Por outo lado, muitos dos elementos citados e comentados nas reanálises se fizeram presentes na simulação indicando que de fato existe uma interação entre os furacões do Oceano Atlântico Norte e a atmosfera da AS. Nesse sentido, na Tabela 3.2 apresenta de forma bem esquemática e resumida as semelhanças e diferenças visualizadas entre os furacões apresentados na Tabela 2.1 e o furacão Irma, tanto em termos de simulação como para os dados observacionais.

Ainda neste nível de 850hPa observou-se a ZCIT de forma bem nítida através do variável ômega e por ela é possível notar que o furacão Irma estava à norte dessa zona, o que concorda com os resultados obtidos da reanálise do Irma onde o furacão não interferiu ou dificultou a visualização da ZCIT. Por essa variável também é possível verificar as regiões de ascendência do ar e observar que a AS não sofreu mudanças devido a passagem do Irma.

Para a divergência não foi percebida qualquer feição que fosse atribuída a ZCIT em ambos os Oceanos. Na verdade, essa variável apenas indicou a posição do furacão que era marcada por intensa convergência, além da divergência atrelada a mesma, no entanto, nenhum efeito chegou a ser detectado na AS – Figura 3.60. O mesmo vale para a advecção de temperatura e umidade onde nenhuma mudança foi verificada.

Outras variáveis analisadas são a temperatura e umidade. No caso da primeira ocorreu um aumento de temperatura na área em que o furacão transitava e apenas por algumas horas, enquanto que para a umidade foi constatado apenas uma grande concentração entorno do furacão e no norte da AS, porém não foi detectada qualquer alteração devido a presença do Irma.

As figuras abaixo mostram alguns desses campos:

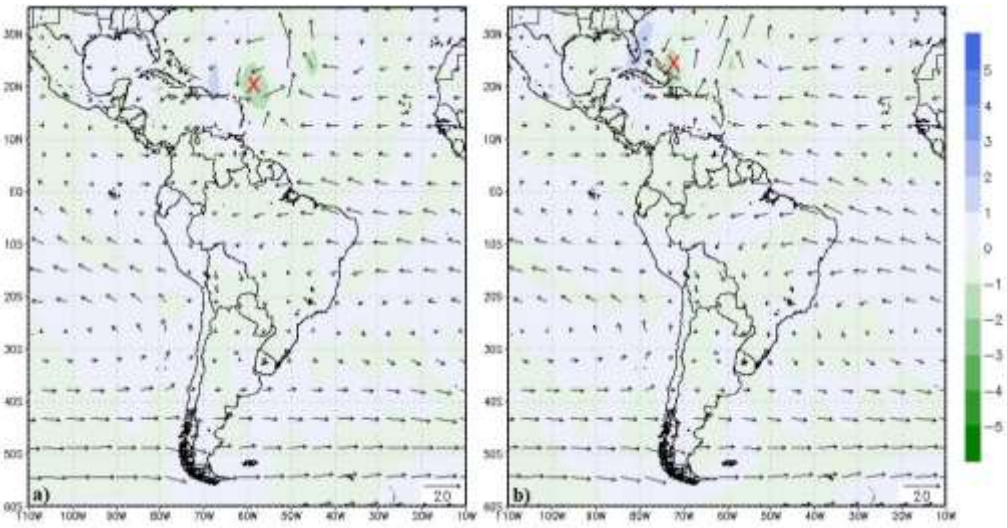


Figura 3.60 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Divergência x10^4 em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa. **a)** Após 144h (6 dias) de simulação e **b)** após 216h (9 dias). A posição do furacão está destacada em vermelho.

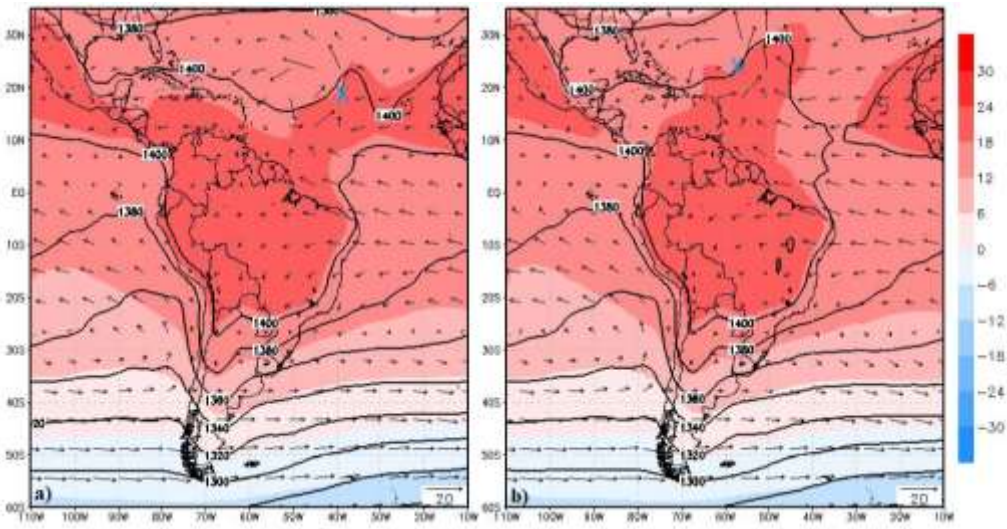


Figura 3.61 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Altura geopotencial em mgp (contorno), temperatura em °C (sombreado e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa. **a)** Simulação após 84h (3 dias e 12h) e **b)** após 168h (7 dias). A posição do furacão está destacada em azul.

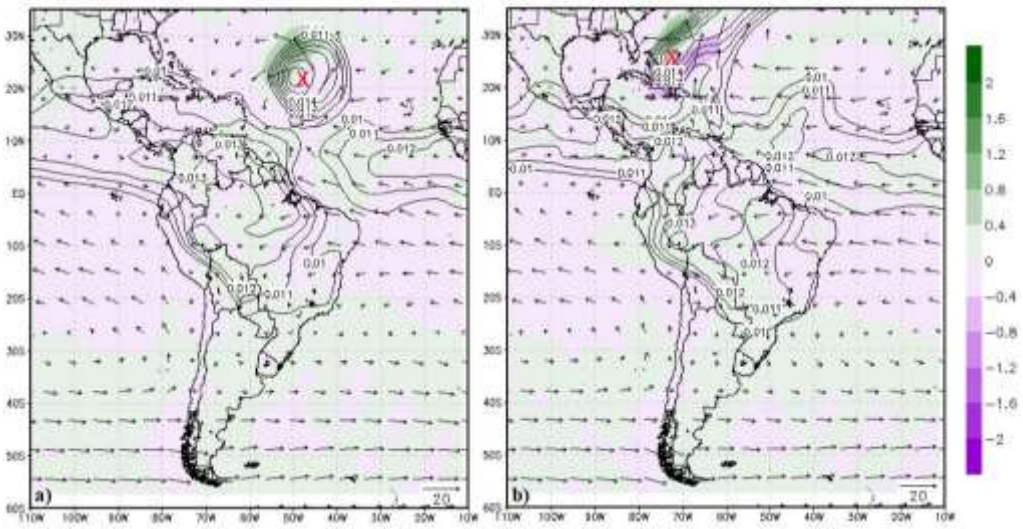


Figura 3.62 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Umidade em g Kg^{-1} (contorno), advecção de umidade em g Kg^{1} $s^{-}1$(sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 850hPa. **a)** após 96h (4 dias) de simulação, **b)** após 234h (9 dias e 18h). A posição do furacão está destacada em vermelho.

Comparação dos Aspectos Encontrados na Simulação do Irma para o Nível de 250hPa

A Figura 3.63 indica os principais resultados nesse nível:

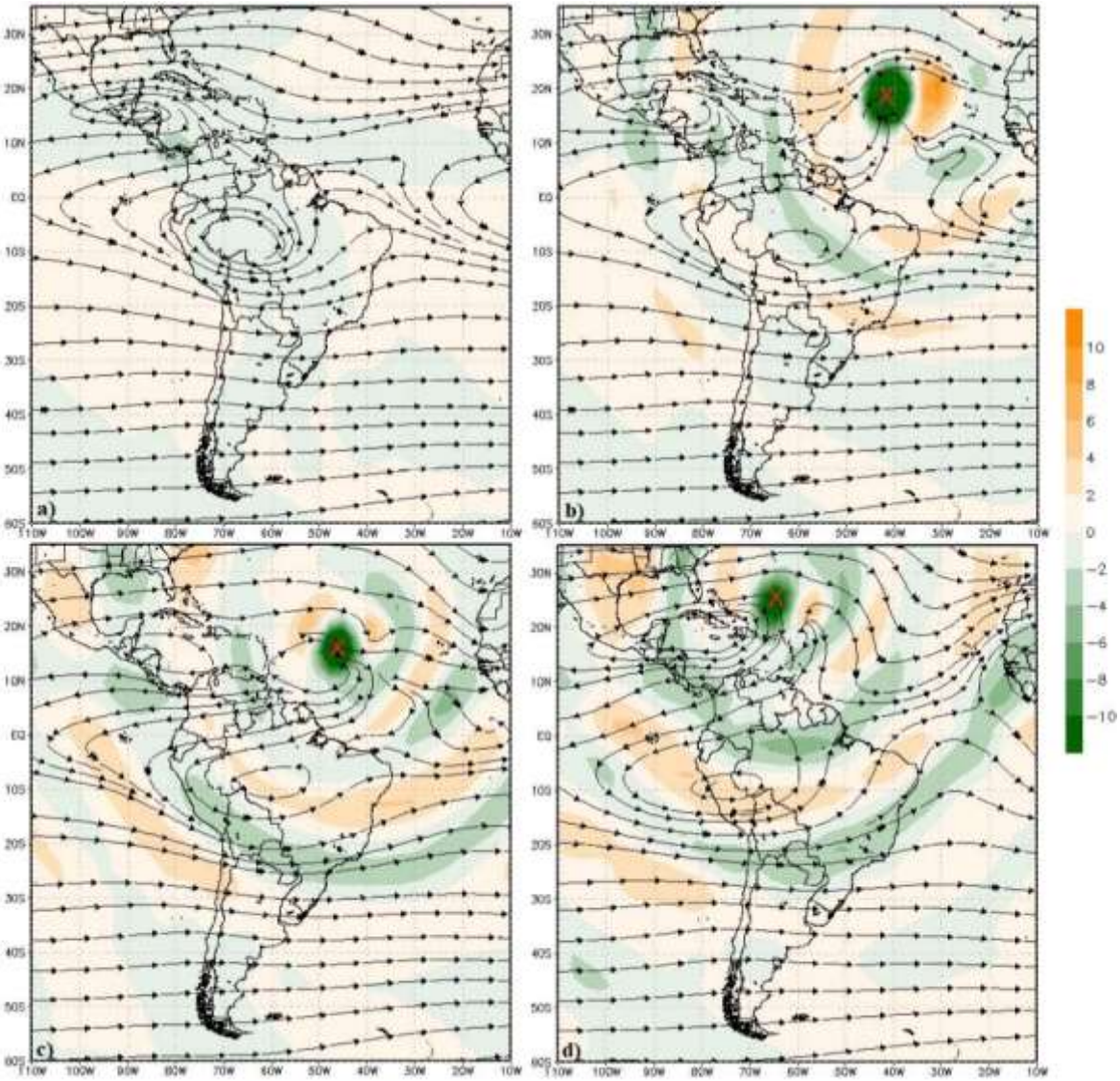


Figura 3.63 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Linha de Corrente e ômega em Pa s^{-1} (sombreado) no nível de 250hPa. **a)** Início da simulação, **b)** após 48h, **c)** após 84h (3 dias e 12h), e **d)** após 186h (7 dias e 18h). A posição do furacão esta destacada em vermelho.

A Figura 3.63a mostra o instante inicial da simulação onde é possível observar a existência de um anticiclone no NO da AS e de um cavado no nordeste brasileiro. Já com 6h de simulação o furacão Irma surgiu sendo caracterizado por movimentos ascendentes no seu núcleo como mostra todas as imagens da Figura 3.63. Na verdade, acredita-se que o que faça com que o movimento ascendente seja ainda tão intenso neste nível seja o fato de o perfil vertical da fonte de calor ter seu máximo na média-alta troposfera.

A Figura 3.63b mostra o instante onde o cavado localizado no nordeste brasileiro se desconfigurou sendo que parte do escoamento que saiu do furacão seguiu para os jatos de altos níveis visíveis a partir de 10°S. Porém, com o deslocamento do furacão começou a surgir uma interação maior entre ele e este anticiclone já formado e localizado na AS, de modo que o furacão começou a direcionar seus fluxos de momento

para o anticiclone. Com isso esse anticiclone aumentou de tamanho e começou a interagir com o movimento do furacão.

Na Figura 3.63c, por exemplo, esse anticiclone estava centrado em 10°S 60°W ao passo que na Figura 3.63d o mesmo já se deslocou, estando em 10°S 70°W. Já o cavado anteriormente descaracterizado voltou a se formar com 150h de simulação e, assim, ele pode ser visto na última figura.

Com relação a ômega, o que se observou foram áreas de ascendência seguidas de áreas de subsidência, logo, a medida com que o furacão se deslocava as áreas continentais iam alternando entre esses movimentos verticais.

Em relação a divergência o que se visualizou nesse nível foi o furacão caracterizado com divergência e algumas áreas de convergência ao seu redor, no entanto, na AS não foi constatado nenhum impacto marcante para esse campo – Figura 3.64.

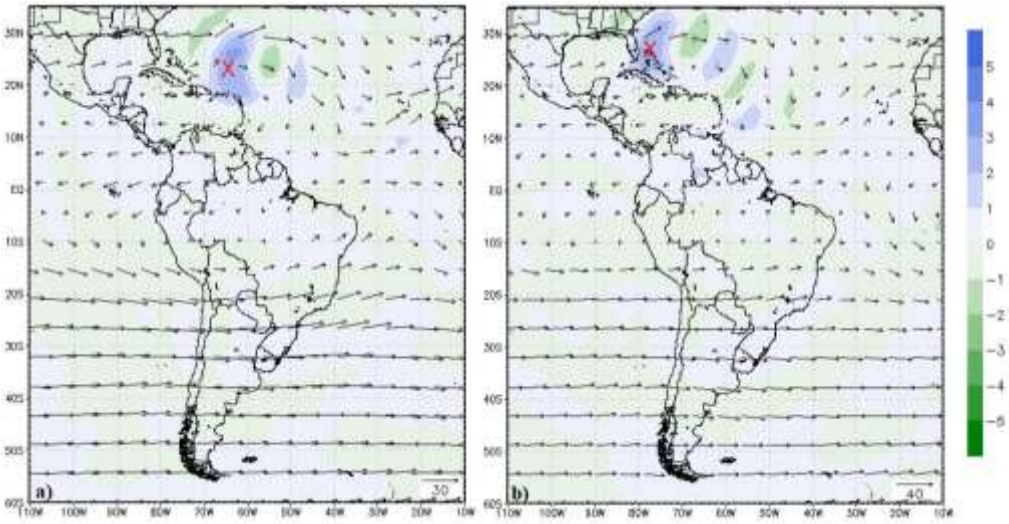


Figura 3.64 - Simulação do furacão Irma usando o modelo *GCM DREAM*. Divergência x10^4 em s^{-1} (sombreado) e vento em m/s (vetor) no nível de 250hPa. **a)** Após 162h (6 dias e 18h) de simulação e **b)** após 234h (9 dias e 18h). A posição do furacão está destacada em vermelho.

Essas foram as principais características dinâmicas observadas na simulação do Irma em 250hPa e como se percebe foram as mesmas feições descritas na simulação do furacão Ivan que, por sua vez, têm muitas semelhanças com os dados observados via reanálises. Desse modo, em um panorama geral considerou-se que as simulações foram válidas e que representaram bem a realidade apesar da simplicidade do modelo.

Além disso, com o furacão Irma pode-se avaliar a hipótese da trajetória feita no Capítulo 2.1 e constatou-se que a trajetória dos furacões exerce sim um peso sobre a resposta da atmosfera na AS frente à passagem dos furacões. No caso os 6 furacões apresentados na Tabela 2.1 mostraram uma interação clara e direta com os elementos dinâmicos que compõe a atmosfera da AS, em especial a ASAS, e que a região norte do continente foi diretamente afeta em termos de precipitação, umidade, processos de

convergência e interação com a ZCIT. Já no caso do Irma esses mesmos efeitos não foram vistos claramente, a interação com a ASAS, por exemplo, não foi tão nítida e duradoura e a região norte da AS não sofreu quaisquer tipos de impacto com a passagem do furacão.

Portanto, em virtude dessas características concluiu-se que a trajetória é um fator importante e que os 6 casos selecionados representam as características principais dos tipos de eventos de maior impacto no continente sul americano.

Por fim, para concluir as análises dos resultados considere a Tabela 3.2 que mostra uma comparação bem simples entre as principais conclusões obtidas das análises observacionais encontrados nos 6 furacões avaliados considerando altos e baixos níveis da atmosfera e os resultados encontrados através da modelagem para o furacão Ivan, além dos resultados do Irma:

Tabela 3.2 - Comparação dos resultados observacionais dos 6 furacões estudados na pesquisa com relação aos resultados das simulações numéricas realizadas e com os resultados observacionais do Irma.

Resultados via as Reanálises (6 furacões)	**Simulação Ivan**	**Reanálise Irma**	**Simulação Irma**
Desconfiguração dos alísios (nível sup.)	✔	✔ (apenas no começo)	✔ (apenas no começo)
Identificação da ZCIT dificultada pela posição do ciclone tropical (nível sup.)	✔	X (furacão localizado a norte da ZCIT)	X (furacão localizado a norte da ZCIT)
Existência de escoamentos ondulatórios na retaguarda dos ciclones tropicais até eles se aproximarem da costa leste da AS. (850hPa)	✔	✔	✔
Existência de escoamentos preferenciais vindos da ASAS para o norte da AS, mais precisamente para o NO da Amazônia e, em alguns casos, para o sul do Brasil. (850hPa)	✔	✔	✔
Se inicia em cerca de 30°W uma interação em que a ASAS induz parte dos seus escoamentos em direção ao ciclone tropical. (850hPa)	✔	✔	✔
Com o deslocamento dos furacões observou-se que a ASAS seguia promovendo escoamentos para eles, porém este podiam estar em diferentes localidades (oceano ou continente) (850hPa)	X (ASAS não mudou de posição)	X (Pouca mudança nesta reanálise)	X (ASAS não mudou de posição)
Com a aproximação dos furacões à costa norte da AS, destaque para a longitude de 65°W esses escoamentos da ASAS que não eram apenas para os furacões começavam a ser majoritariamente para eles o que coincidia com seu fortalecimento. (850hPa)	✔ (O escoamento aumentou e fez cessar o escoamento que ia para a Amazônia por um tempo)	✔ (Aumentou no início, mas devido a trajetória do furacão durou muito pouco tempo)	✔ (O escoamento aumentou e fez cessar o escoamento que ia para a Amazônia por um tempo)
Prolongamento das isotacas associadas à ASAS para dentro do continente devido a passagem do furacão. (850hPa)	X (não foi verificado de forma evidente como nas reanálises)	X (a interação com a ASAS foi menor neste caso)	X (não foi verificado de forma evidente como nas reanálises)
Esses escoamentos da AS para os furacões podem continuar até que eles atinjam o continente e se dissipem, desde que seu trajeto seja pelo Mar do Caribe. (850hPa)	X (No final apenas os escoamentos do Oceano Pacífico e Atlântico Norte permaneceram)	X (No final apenas os escoamentos do Oceano Pacífico e Atlântico Norte permaneceram)	X (No final apenas os escoamentos do Oceano Pacífico e Atlântico Norte permaneceram)
Formação de um anticiclone na AS (250hPa)	✔	✔	✔
Deslocamento do anticiclone conforme o movimento do furacão**.** (250hPa)	✔	✔	✔

Capítulo IV

4.1 Conclusão

A presente pesquisa teve como objetivo central avaliar se os furacões do Oceano Atlântico Norte exercem algum tipo de impacto na atmosfera da AS, especialmente em termos de padrões de circulação e precipitação.

No entanto, como a pesquisa proposta carecia de mais estudos sobre o tema decidiu-se pelo uso de uma metodologia mais completa com o uso de dados observacionais e simulações numéricas. Além disso, como o tema envolve mecanismos de teleconexão e dinâmica de resposta atmosférica decidiu-se também por inserir na metodologia um viés teórico com o uso da teoria dos modos normais no sentido de enriquecer a discussão através das características de propagação de ondas atmosféricas.

Além disso, como os furacões são fenômenos complexos que possuem diversas classificações, trajetórias e regiões de gêneses e decaimentos optou-se em restringir a pesquisa aos eventos de furacões que poderiam, em princípio, ter um maior grau de impacto sobre atmosfera da AS. Assim sendo, foram estabelecidas duas hipóteses no sentido de maximizar a influência dos furacões na AS sendo elas acerca da trajetória e intensidade dos furacões.

Para a trajetória a hipótese foi baseada no trabalho de Kossin et al. (2010) que mostra uma análise de *cluster* que classifica os furacões do Oceano Atlântico Norte em 4 grupos relativos à gênese, rastreamento e decaimento. A partir deste trabalho, se constatou que existe um grupo de furacões que se forma no Oceano Atlântico Equatorial e que possui uma trajetória que praticamente contorna o extremo norte da AS. Neste caso, acreditou-se que os furacões que fizessem parte desse *cluster* teriam, em princípio, uma interação muito maior com a atmosfera da AS, sobretudo com o norte do continente.

A outra hipótese foi feita acerca da intensidade dos furacões classificados como categoria 5 na escala Saffir-Simpson, os quais, em princípio, possuiriam maior capacidade de induzir anomalias atmosféricas sobre a região e, portanto, de interação com a atmosfera adjacente.

Deste modo, baseado nos critérios acima mencionados, foram selecionados 6 furacões entre 1988-2017, sendo eles os furacões: Gilbert (Setembro/1988), Ivan (Setembro/2004), Denis (Julho/2005), Emily (Julho/2005), Dean (Agosto/2007) e Felix (Setembro/2007).

Para esses furacões foram utilizados na parte observacional dados do E*RA Interim* e do *CHIRPS* onde avaliou-se a evolução de diversas variáveis meteorológicas frente ao desenvolvimento desses furacões e os resultados mostraram que, de fato, a atmosfera da AS reagiu a presença dos furacões acima e ainda de forma semelhante, de modo que, no final se pode fazer uma generalização dos resultados observacionais.

Para os baixos níveis da atmosfera foi constatado que a presença dos furacões provoca uma desconfiguração dos ventos alísios em virtude do intenso sistema de baixa pressão associado aos ciclones tropicais. Além disso, observou-se que a ZCIT também sofre influência da passagem dos furacões sendo que a mesma se torna de difícil identificação quando os furacões ocupam o mesmo local que ela ou ainda que ela sofre um deslocamento em direção aos furacões devido a intensa circulação associada aos mesmos.

Neste ponto é importante comentar que os furacões por serem intensas fontes de calor e por terem uma intensa circulação associada, os mesmos conseguem interagir com os elementos dinâmicos e termodinâmicos localizados nas suas adjacências de modo que quando passam próximo ao norte da AS afetam essa região. A ZCIT é um exemplo dessa interação uma vez que essa zona de nebulosidade que climatologicamente deveria estar no norte da AS nos meses de ocorrência dos furacões acabava por sofrer um deslocamento devido a toda a forte circulação associada a eles.

Outras evidências dessas interações visualizadas na região norte da AS foram o surgimento de sistemas de alta e baixas pressões a medida que os furacões se deslocavam pela região, além de um aumento de temperatura no norte do continente. No entanto, esse aumento de temperatura na região foi sempre muito sutil porque toda a região Equatorial já apresenta elevados valores de temperatura independente da época do ano.

Outra variável influenciada pela passagem dos furacões foi a umidade uma vez que foram observados pequenos aumentos da mesma no norte da AS. Na verdade, toda essa região já se apresenta com valores elevados de umidade visto que existe a Floresta Amazônica nas redondezas, porém com o deslocamento dos furacões na costa norte da AS foram observadas um incremento de umidade na região, sobretudo no extremo norte da AS como se os furacões puxassem a umidade para próximo a eles.

Com relação aos elementos de circulação foi observado nos baixos níveis da troposfera que os furacões interagiam com a ASAS e que essa consistia em um importante apoio para o fortalecimento dos furacões visto que a mesma forneceu escoamentos para eles em praticamente todo o ciclo de vida deles, incluindo até a fase final de decaimento em solo. Porém, esse último aspecto somente foi observado quando os furacões tinham uma trajetória pelo Mar do Caribe.

Sobre esse último resultado foi constatado desde o início das observações que na região NO da AS existe um duto preferencial de escoamentos do HS para o HN, assim, quando os furacões passavam próximos a essa região esse duto fazia com que os escoamentos vindos do HS conseguissem chegar aos furacões. Enquanto isso, furacões com trajetórias distantes do NO da AS ou, no caso, do Mar do Caribe não conseguiam adquirir escoamentos do HS em todo o seu ciclo de vida.

Ainda considerando a interação dos furacões com a ASAS, esta característica foi tão intensa que se observou prolongamentos dos isotacas associadas a ASAS para dentro da AS a medida com que os furacões se deslocavam, fazendo com que o centro do Brasil permanecesse com um anticiclone nos baixos níveis da atmosfera durante da passagem dos furacões. Esse último resultado é bem interessante e sugere uma explicação para a ausência de precipitação no centro do Brasil com a passagem dos mesmos.

Já no que se refere aos padrões de precipitação foram constatados que devido a capacidade dos furacões de interagirem com a nebulosidade localizada no norte do continente, além da interação com a ZCIT e com os escoamentos da AS, vindos em especial da ASAS, que ocorria um acúmulo de momento e umidade na região norte da AS e, por isso, as anomalias de precipitação se tornavam positivas nessa localidade. Por outro lado, no centro do Brasil foram observadas ausências de precipitação, indicando que nessa localidade os furacões geravam impactos negativos.

No entanto, é importante comentar que os furacões do Oceano Atlântico têm sua temporada começando em junho e se estendendo até novembro, ou seja, na AS a temporada dos furacões abrange o inverno e a primavera. Nesses meses a precipitação se concentra mais ao norte do continente e somente a partir de setembro que a precipitação começa apresentar um retorno no centro da AS devido ao início do SMAS. Nesse cenário, se concluiu que o efeito dos furacões na precipitação do centro da AS dependia do mês de ocorrência do mesmo e da duração do fenômeno.

Como exemplos, tem-se os furacões Ivan e Felix que ocorreram no mês de setembro, mês de retorno da precipitação no Brasil Central onde, neste caso, o Ivan que durou 15 dias apresentou anomalias negativas de precipitação nessa região enquanto que o Felix por ter durado apenas 6 dias não apresentou uma anomalia tão intensa. Já para os furacões que ocorreram entre os meses de junho a agosto nenhum efeito foi notado no Brasil Central uma vez que essa região se encontra na sua época de estiagem.

Em relação aos resultados para os altos níveis da troposfera foram observados o surgimento ou a reorganização de um anticiclone na AS como resposta a presença do furacão. Esses anticiclones se formaram quando os furacões se aproximavam do NO

da AS, em geral, após 70°W e, mesmo depois de formados, eles também interagiam com os furacões de forma a se deslocar a medida que os furacões se moviam, como se fosse um movimento espelhado.

Esse último resultado já foi muito investigado na ciência e trata-se de uma resposta a um desequilíbrio de energia em um hemisfério. No caso, tem-se uma fonte de calor muito intensa localizado próximo ao Equador, porém em um único hemisfério, ou seja, fonte assimétrica de energia. Nessa situação ocorre uma grande concentração de energia nas proximidades da fonte o que implica, segundo a dinâmica atmosférica, em movimentos ascendentes e a formação de sistemas de tempestades – lembrando que na região Equatorial o gradiente horizontal de temperatura é baixo e o transporte horizontal de energia não é eficiente, fazendo com que a sua retribuição seja feita nos altos níveis da atmosfera.

No presente caso essas fontes intensas são os furacões que durante os seus processos de desenvolvimento acabam por excitar ondas atmosféricas que conseguem influenciar na circulação de locais remotos, sendo que o principal fato que demostra essa característica é a formação de um anticiclone sob a Amazônia. Analisando esse resultado pelo uso das FMN se concluiu que as ondas atmosféricas responsáveis por essa feição foram as ondas de Rossby, GI e a onda MRG.

A onda MRG através de suas características de propagação consegue promover a interação entre os dois hemisférios no sentido de trocar energia entre eles, nesse sentido o HN que estava configurado com uma grande fonte de energia, divergência em altos níveis e movimentos ascendentes consegue criar no hemisfério oposto um local com característica essencialmente inversas. Esses últimos resultados foram extraídos da reconstituição do campo de vento horizontal em um evento de furacão através das contribuições individuais de cada onda atmosférica, ou melhor, através do uso das FMN.

Pela técnica das FMN utilizada no episódio do furacão Ivan foi visto ainda as características de propagação de cada onda e o que cada uma delas consegue explicar em termos de aspectos sinóticos. Para a onda Rossby, por exemplo, foi concluído que a reconstituição do campo de vento mostra a contribuição dessa onda chegando muito perto do campo total vindo da reanálise e isso mostra o quanto a aproximação geostrófica atrelada a essa onda é válida, mesmo em regiões tropicais. Além disso, aspectos como a descrição de sistemas frontais, ciclones e anticiclones são apenas alguns dos muitos elementos sinóticos explicados pelas ondas de Rossby.

Para as ondas de GI a principal feição indicada por essas ondas foram os processos de convergência/divergência, logo, elas conseguiam explicar junto com as ondas de Rossby aspectos relacionados a precipitação.

Enquanto isso as ondas de Kelvin mostraram apenas aspectos ligados a propagação zonal do vento e, por isso, não se conseguiu associar as mesmas com algum aspecto sinótico marcante visto nas reanálises tanto dos baixos como dos altos níveis da troposfera. No caso de 250hPa essa ausência de protagonismo das ondas de Kelvin foi atribuída ao fato da mesma ser uma onda de características simétricas ao cruzar o Equador, logo com uma maior associação às fontes simétricas de calor do que com fontes assimétricas como ocorre nos episódios de furacões.

Com respeito aos resultados das simulações numéricas com o modelo *GCM DREAM,* os resultados obtidos foram consistentes com os padrões observados. Grande parte das características mencionadas anteriormente sobre os aspectos observacionais identificados na AS devido a passagem dos furacões foram visualizadas, o que mostra que embora o modelo seja simples e sem a inclusão de aspectos mais complexos como, por exemplo, a liberação de calor latente, o modelo consegue captar os principais elementos dinâmicos de mesoescala e, portanto, conseguiu atender as expectativas da pesquisa.

Entre os aspectos visualizados nas simulações destacam-se para a alta troposfera a formação e deslocamento do anticiclone na AS e para os baixos níveis os destaques são para a desconfiguração dos alísios, aumento de temperatura nas adjacências dos furacões, interação dos furacões com a ASAS e o sentido dos escoamentos na AS como um todo.

Os únicos aspectos que não foram visualizados nas simulações foram a interação com a ZCIT e os prolongamentos das isotacas da ASAS frente ao movimento dos furacões, porém acredita-se que para a ZCIT isso seja algum efeito da resolução do modelo já que o furacão foi colocado justamente na região climatológica da ZCIT. Já no caso da ASAS acredita-se que essa feição seja de difícil representação para o modelo visto que até com os dados de reanálise essa característica as vezes é difícil de ser percebida.

Por fim, avaliou-se o furacão Irma que ocorreu em setembro de 2017 e que teve uma trajetória diferente dos furacões selecionados na presente pesquisa onde o mesmo não contornava a AS e não passava pelo Mar do Caribe. O objetivo em avaliar esse furacão foi testar a hipótese feita sobre a maximização dos efeitos gerados pelos furacões ao norte da AS e os resultados mostraram que, de fato, a trajetória é um fator de impacto muito expressivo.

Pelos resultados da simulação e das observações foi constatado que o Irma não exerceu influência sobre a nebulosidade, umidade e pressão no norte da AS, tão pouco interagiu com a ASAS que apenas forneceu escoamentos para o Irma no começo do seu ciclo de vida quando o furacão ainda estava próximo da AS. Além disso, na anomalia

de precipitação nenhum resultado intenso foi registrado, ou seja, a AS manteve-se neutra durante todo o ciclo de vida do Irma que durou 13 dias.

Portanto, em virtude desses resultados se concluiu que para os furacões exercerem alguma influência sobre a dinâmica de circulação e acarretar mudanças na precipitação da AS é necessário que os mesmos estejam muito próximos do continente. Dessa forma, furacões que tem trajetórias distantes da AS como, por exemplo, o intenso Katrina (2005) ou Maria (2017) não exercem qualquer tipo de interação com a atmosfera da AS.

Assim para finalizar, as duas hipóteses realizadas no início da pesquisa foram provadas serem corretas e os resultados dos 6 furacões selecionados mostraram que existe uma relação entre a atmosfera da AS e os furacões do Oceano Atlântico Norte, afetando tanto nos altos como nos baixos níveis da troposfera, além de influências no campo da precipitação, sendo que todas essas interações podem ser estudadas e compreendidas utilizando-se dados observacionais, simulações numéricas ou ainda através de uso da teoria de dinâmica atmosférica.

4.2 Sugestões para Trabalhos Futuros

Para trabalhos futuros sobre o tema abordado nesta dissertação sugere-se alguns pontos: De início, acredita-se que o uso de um modelo regional como, por exemplo, o *WRF* (do inglês *Weather Research and Forecasting*) ou *BRAMS* (do inglês, *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System)* possa auxiliar no melhor entendimento e avaliação dos impactos gerados no norte da AS devido a passagem dos furacões. Além disso, aspectos ligados a microfísica de nuvens podem ser analisados conferindo interpretações mais aprofundadas sobre o tema.

Além disso, como foi mostrado ao longo da pesquisa existe uma relação entre os furacões e a nebulosidade da AS de modo que os furacões influenciavam o deslocamento das nuvens. Assim, uma possível sugestão de tema de pesquisa seria uma investigação para saber se os furacões podem influenciar na formação e duração das nuvens localizadas nas regiões adjacentes a eles. Esse tema poderia ser estendido para toda a região de rastreamentos dos furacões e certamente poderiam surgir resultados interessantes.

Por fim, outra sugestão refere-se ao uso das FMN. Na presente pesquisa não foi abordado quais são os números de onda vertical, zonal e meridional mais importantes na reconstituição de algumas feições como, por exemplo, o anticiclone que surgiu em 250hPa como resposta ao furacão. Logo, uma sugestão seria filtrar as ondas e avaliar

quais os números de onda são mais representativos e isso seria interessante no sentido de que posteriormente a esses resultados poderia se explorar a enérgica de cada onda e, assim, quantificar a energia do furacão e a energia das suas dinâmicas de respostas tal como fez Silva Dias e Schubert (1979) para o fenômeno da Alta da Bolívia.

Referências Bibliográficas

Access ECMWF Public Datasets. ECMWF, 2018. Disponível em: <https://software.ecmwf.int/wiki/display/WEBAPI/Access+ECMWF+Public+Datasets> Acessado em 25/06/2018.

Ambrizzi, T.; Hoskins, B. J. Stationary Rossby-wave propagation in a baroclinic atmosphere. Q.J.Roy.Meteo.Soc., v.123, p. 919-928, 1997.

Arpe, K. & Leroy, S.A.G., 2009. Impacts from SSTs, ENSO, stratospheric QBO and global warming on hurricanes over the North Atlantic. Quaternary International 195, 4–14.

Atlantic Hurricane Season 1988. Tropical Cyclone Climatology. National Hurricane Center. 2019. Disponível em: https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=1988&basin=atl Acessado em: 26/02/2019.

Atlantic Hurricane Season 2004. Tropical Cyclone Climatology. National Hurricane Center. 2019. Disponível em: https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2004&basin=atl Acessado em: 26/02/2019.

Atlantic Hurricane Season 2005. Tropical Cyclone Climatology. National Hurricane Center. 2019. Disponível em: https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2005&basin=atl Acessado em: 26/02/2019.

Atlantic Hurricane Season 2007. Tropical Cyclone Climatology. National Hurricane Center. 2019. Disponível em: https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2007&basin=atl Acessado em: 26/02/2019.

Blackborn, M. Program description for the multi-level global spectral model. University of Reading, Dept. of Meteorology, Atmospheric Modelling Group, 35p., 1985.

Climanálise Boletim de Monitoramento e Análise Climática. CpTEC. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/pdf/pdf04/set04.pdf> Acessado em:23/06/2018.

Custódio, M.A.M. e D. L. Herdies, 1994: O jato de baixos níveis a leste da cordilheira dos Andes - um estudo de caso. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais, 2, 617-619.

Effects of Hurricane Ivan in the Lesser Antilles and South America. Wikipedia, 2018. Disponível:https://en.wikipedia.org/wiki/Effects_of_Hurricane_Ivan_in_the_Lesser_Antilles_and_South_America#/media/File:Ivan_Sat_Img_Sept_7_2004.jpg> Acessado em: 23/06/2018

Elsner, J. B., and A. B. Kara, 1999: *Hurricanes of the North Atlantic: Climate and Society*. Oxford University Press, 488 pp.

Enfield, D.B., A.M. Mestas-Nunez, and P.J. Trimble, 2001: The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S., *Geophys. Res. Lett.*, 28: 2077-2080.

Enfield, David; Wang, Chunzai; Lee Sang-ki. 2009. Long-Term Climate Changes and Their Impact on Florida (presentation). Disponível em: http://fcelter.fiu.edu/about_us/workshops/2009_10_30_Climate/presentations/enfield_sfwmd_2 0091030.pdf

File Gilbert 1988 track.png. WikiMedia Commons, 2018. Disponível em: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Gilbert_2004_track.png> Acessado em 25/06/2018.

File Ivan 2004 track.png. WikiMedia Commons, 2018. Disponível em <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Ivan_2004_track.png> Acessado em 25/06/2018.

File Dennis 2004 track.png. WikiMedia Commons, 2018. Disponível em: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Dennis_2005_track.png> Acessado em 25/06/2018.

File Emily 2004 track.png. WikiMedia Commons, 2018. Disponível em <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Emily_2005_track.png> Acessado em 25/06/2018.

File Dean 2004 track.png. WikiMedia Commons, 2018 :Disponível em: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Dean_2007_track.png> Acessado em 25/06/2018.

File Felix 2004 track.png. WikiMedia Commons, 2018. Disponível em: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Felix_2007_track.png> Acessado em 25/06/2018.

File Irma 20017 track.png. WikiMedia Commons, 2018. Disponível em: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Irma_2017_track.png> Acessado em 02/02/2019.

Folland, C. K., D. E. Parker, and T. N. Palmer (1986), Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901 – 85, Nature, 320, 602 – 607.

Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, Q. J. Roy. Met. Soc., 106, 447-462.

Gill, A. E., 1982: Studies of moisture effects in simple atmospheric models: The stable case. Geophys. Astrophys. Fluid Dyn., 19, 119-152.

Glantz, M. H., 1996: Currents of Change: El Niño's Impact on Climate and Society. Cambridge University Press, 194 pp. ——, and J. D. Thompson, 1981: Resource Management and 26 Environmental Uncertainty: Lessons from Coastal Upwelling Fisheries. John Wiley & Sons, 491 pp.

Glossary of NHC Terms. National Hurricane Center,2018. Disponível em: <https://www.nhc.noaa.gov/aboutgloss.shtml#c> Acessado em 20/06/2018.

Goldenberg, Staley; Shapiro, Lloyd, 1996. Physical Mecanisms for the association of El Nino and West African Rainfall with Atlantic Major Hurricane Activity. Jornal of the Climate.

Gray, W. M., 1984a: Atlantic seasonal hurricane frequency: Part I: El Nin˜o and 30 mb quasi-biennial oscillation influences. Mon. Wea. Rev., 112, 1649–1668. Gray, W. M., 1984b: Atlantic seasonal hurricane frequency. Part II: Forecasting its variability. Mon. Wea. Rev., 112, 1669– 1683. , 1990: Strong association between West African rainfall and U.S. landfall of intense hurricanes. Science, 249, 1251–1256.

Gray, W. M., Landsea, C. W., Mielke, Jr., P. W. and Berry, K. J. (1992a) Predicting Atlantic seasonal hurricane activity 6-11 months in advance. Wea. Forecasting, 7, pp.440-455.

Haarsma, R. J., A. Sen Gupta, C. C. Ummenhofer, K. J. Hill, and M. H. England, 2010: Australian monsoon variability driven by a Gill–Matsuno-type response to central west Pacific warming. J. Climate, 23, 4717–4736.

Hall, N.M.J. and J. Derome, 2000: Transience, nonlinearity and eddy feedback in the remote response to El Niño. J. Atmos. Sci., 57, 3992-4007.

Hall, N.M.J., H. Douville and L. Li, 2013: Extratropical summertime response to tropical interannual variability in an idealized GCM. J. Climate, 26, 7060-7079.

Hall, N.M.J., Leroux, S. & Ambrizzi, T. 2018: Transient contributions to the forcing of the atmospheric annual cycle. Climate Dynamics, 1432-0894

Harrison, D.E., Larkin, N.K., 1998: *El Niño*-Southern Oscillation sea surface temperature and wind anomalies, 1946-1993. Rev Geophysics 36(3): 353-399.

Herdies, Dirceu Luiz.,1991: Efeitos Inter-hemisféricos de Intensas Fontes de Calor. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos SP, Maio de 1991.

Hoskins, B. J.; Simmons, A. J. A multi-layer spectral model and the semi-implicit method. Q.J.Roy.Meteo.Soc., v. 101, p. 637-655, 1975.

Hurricane Ivan devastates Grenada. Nevada Appeal,2018. Disponível em: <https://www.nevadaappeal.com/news/hurricane-ivan-devastates-grenada/>Acessado em: 23/06/2018.

Hurricane Ivan & Lake Maracaibo, 2004. CClausen,2018. Disponível em: <http://www.cclausen.net/maracaibo_from_space.html> Acessado em: 23/06/2018.

Hurricanes in History. National Hurricane Center, 2018. Disponível em: <https://www.nhc.noaa.gov/outreach/history/ >Acessado em: 20/06/2018.

Hurricane Katrina. CBO cities two GLP publications in national hurricane report. Global Polyce Lab. Berkeley 2019. Disponível em: http://www.globalpolicy.science/blog/2016/6/6/cbo-cites-two-gpl-publications-in-hurricane-report Acessado em: 25/02/201

Jang, Y., and D. M. Straus, 2013: Tropical stationary wave response to ENSO: Diabatic heating influence on the Indian summer monsoon. J. Atmos. Sci., 70, 193–222.

Jin F.F., Hoskins B.J. The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. J. Atmos. Sci., 52, 307-319, 1995.

Kasahara, A. and Puri, K.: Spectral representation of threedimensional global data by expansion in normal mode functions, Mon. Weather Rev., 109, 37–51, 1981.

Kim, J., W. J. Randel, T. Birner, and M. Abalos, 2016: Spectrum of wave forcing associated with the annual cycle of upwelling at the tropical tropopause. J. Atmos. Sci., 73, 855–868.

Knudsen, Mads Faurschou; Seidenkrantz, Marit-Solveig; Jacobsen, Bo Holm; Kuijpers, Antoon.2011.Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years.Nature Communications. http://dx.doi.org/10.1038/ncomms1186.

Kossin, J. P., S. J. Camargo, and M. Sitkowski, 2010: Climate modulation of North Atlantic hurricane tracks. J. Climate, 23, 3057-3076.

Kucharski, F., A. Bracco, J.H. Yoo, A. Tompkins, L. Feudale, P. Ruti,and A. dell'Aquila, 2009: A Gill-Matsuno-type mechanism explains the tropical Atlantic influence on African and Indian monsoon rainfall. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 135, 569–579.

Lin H, Derome J, Brunet G (2007) The nonlinear transient atmospheric response to tropical forcing. J Clim 20(22):5642–5665. https://doi. org/10.1175/2007JCLI1383.1

Leroux S, Hall NMJ (2009) On the relationship between African Easterly Waves and the African Easterly Jet. J Atmos Sci 66:2303–2316 Leroux S, Hall NMJ, Kiladis GN (2011) Intermittent african easterly wave activity in a dry atmospheric model: influence of the extratropics. J Clim 24:5378–5396.

Leroux S, Hall NMJ, Kiladis GN (2011) Intermittent african easterly wave activity in a dry atmospheric model: influence of the extratropics. J Clim 24:5378–5396

Lupo, A.R., Kelsey, E.P., Weitlich, D.K., Mokhov, I.I., Akyuz, F.A., Guinan, P.E., Woolard, J.E. (2007).Interannual and interdecadal variability in the predominant Pacific Region SST anomaly patterns and their impact on a local climate. Atmosfera, Vol. 20, 171- 196.

Lutsko, Nicholas, 2017:The Response of an Idealized Atmosphere to Localized Tropical Heating: Superrotation and the Breakdown of Linear Theory.Journal of the Atmospheric Sciences vol 7.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis (1997), A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, Bull. Am. Meteorol. Soc., 78, 1069 –1079.

Maruyama, T., and M. Yanai, 1967: Evidence of large-scale wave disturbances in the equatorial lower stratosphere. J. Meteor. Soc. Japan, 45, 196-199.

Matsuno, T., 1966: Quasigeostrophic motions in the equatorial area. J. Meteor. Soc. Japan, 44, 25-43.

Mello, M.S., 1995: Impacto de Fontes Intensas de Calor: Efeito da Resolução Numérica e da Não-Linearidade". Dissertação de Mestrado, Instituto Astronômico e Geofísico da USP, São Paulo SP, Outubro de 1995.

Mendes, M.C.D., Trigo, R.M., Cavalcanti, I.F.A. et al. Pure appl. geophys. (2008) 165: 1941.

Nehrkorn T. On the computation of Legendre functions in spectral models. Mon.Wea.Rev., v.118 (10), p. 2248-2251, 1990.

Norton, W. A., 2006: Tropical wave driving of the annual cycle in tropical tropopause temperatures. Part II: Model results. J. Atmos. Sci., 63, 1420–1431.

Pezza, A. B.; Simmonds, I. The first South Atlantic hurricane: unprecedented blocking, low shear and climate change. Geophysical Research Letters, v. 32, 2005.

Raupp, C. F. M.; P. L. Silva Dias. Dynamics of resonantly interacting equatorial waves. Tellus, 58A(2), 263-276, 2006.

Ribera, P., D. Gallego, C. Peña-Ortiz, L. Gimeno, R. Garcia-Herrera, E. Hernandez, and N. Calvo (2003), The stratospheric QBO signal in the NCEP reanalysis, 1958–2001, Geophys. Res. Lett., 30, 1691, doi:10.1029/2003GL017131, 13.

Silva Dias,P.L., 1987: Teleconnections and interactions among vertical modes. Proceedings of the Conference on Geophysical Fluid Dynamics with Special Emphasis on El Nino, INPE, São José dos Campos SP, 13 to 17 July 1987, 278-295.

Silva Dias, P.L., 1995: Inter-Hemispheric Effects of Strong Tropical Heat Sources. In Tropical Meteorology Research Programme (TMRP) Report Series, Report No. 54, WMO/TD - No. 731, pp.65-67.

Silva Dias, P. L. and W.H. Schubert, l979: The dynamics of equatorial mass-flow adjustment. Atmos. Sci. Paper nº 3l2, Dept. of Atmospheric Science, Colorado State University. Fort Collins, Colorado 80523.

Silva Dias, P. L. Balanço de Energia: Meteorologia Tropical 04/08-10/12/2016. Notas de aula.

Sobel, A., Nilsson, J., Polvani, L.: The weak temperature gradient approximation and balanced tropical moisture waves. J. Atmos. Sci.58, 3650–3665 (2001).

Spatial and temporal scales of atmospheric phenomena. A World of Weather: Fundamentals of Meteorology. Penn State University – meteorology. 2019. Fig.1.9 Disponível em: http://www.meteo.psu.edu/~j2n/ed4image.htm Acessado em: 24/03/2019.

Strong Extratropical Cyclone Over the US Midwest – Figure. NASA Earth Observatory. 2019. Disponível em: https://earthobservatory.nasa.gov/images/46662/strong-extratropical-cyclone-over-the-us-midwest Acessado em: 25/09/2019.

Structure/ Hurricane Profile. Tropical Cyclones. Grec Carbone, Departement of Geography University of South Carolina 1999. Disponível em: http://wps.prenhall.com/wps/media/objects/616/631756/tropcycl/pages/structure.html Acessado em: 24/03/2019.

Subtropical Cyclone Katie. Wikipedia. 2019. Disponível em: https://en.wikipedia.org/wiki/Subtropical_Cyclone_Katie Acessado em: 25/02/2019

Tanaka, H. and Terasaki, K.: Blocking formation by an accumulation of barotropic energy exceeding the rossby wave saturation level at the spherical Rhines scale, J. Meteorol. Soc. Jpn., 84, 319–332, 2006.

Taschetto, A. S. and T. Ambrizzi. 2012. Can Indian Ocean SST anomalies influence South American rainfall? Climate Dynamics, 38:1615-1628.

Tropical Cyclone formation regions with mean tracks. Tropical Cyclone Climatology. National Hurricane Center. 2019. Disponível em: https://www.nhc.noaa.gov/climo/ Acessado em: 25/02/2019

Tropical Storm Ivan after formation in the eastern Atlantic. Meteorological history of Hurricane Ivan. Revolvy 2019. Disponível em: https://www.revolvy.com/page/Meteorological-history-of-Hurricane-Ivan Acessado em: 25/02/2019

Valdes P.J., Hoskins B.J. Linear stationary wave simulations of the time-mean climatological flow. J. Atmos. Sci., 46, 2509-2527, 1989.

Vera, C.; W. Higgins; T. AmbrizziI; J. Amador; R. Garreau; D. Gochis; D. Gutzler; D. Lettenmaier; J. Marengo; C. R. Mechoso; NogueS-Paegle; P. L. Silva Dias; C. Zhang. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. J. Climate, v. 19, p. 4977-5000, 2006.

Viana, D.R.; Aquino, F.E.; Muñoz, V.A. (2009b). Avaliação de desastres no Rio Grande do Sul associados a complexos convectivos de mesoescala. Sociedade & Natureza, Uberlândia, 21 (2): p. 91- 105.

Vimont, D. J., and J. P. Kossin (2007), The Atlantic Meridional Mode and hurricane activity, Geophys. Res. Lett., 34, L07709, doi:10.1029/2007GL029683.

Wallace, J. M., and V. E. Kousky, 1968: Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere. J. Atmos. Sci., 25, 900-907.

Wang, H., and R. Fu (2002), Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America, J. Clim., 15 (13), 1591–1608.

Wang H, Fu R, 2002: Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over SouthAmerica. J Clim 15(13):1591–1608.

Webster, P. J., 1972: Response of the tropical atmosphere to steady local forcing. Mon. Wea. Rev., 100, 518 - 541.

Wheeler, M. and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. J. Atmos. Sci., 56, 374-399.

Žagar, N., Tribbia, J., Anderson, J. L., and Raeder, K.: Uncertainties of estimates of inertio-gravity energy in the atmosphere. Part I: Intercomparison of four analysis datasets, Mon. Weather Rev., 137, 3837–3857, 2009a.

Žagar, N., Kasahara, A., Terasaki, K., Tribbia, J., and Tanaka, H.: Normal-mode function representation of global 3-D data sets: open-access software for the atmospheric research community, Geosci. Model Dev., 8, 1169-1195, https://doi.org/10.5194/gmd-8-1169-2015, 2015.

Apêndice A

Parte do *script* escrito em *Fortran 90* onde se cria e especifica as características da fonte de calor e momento impostas no modelo *GCM DREAM.* Em negrito alguns comentários destacando o que representam certos trechos do código.

```
PROGRAM MAKEANOM
PARAMETER (MG=128,JGG=64,NL=15) → Longitude, latitude e níveis verticais
REAL ZG(MG,JGG,NL),DG(MG,JGG,NL),TG(MG,JGG,NL)
& ,QG(MG,JGG,NL),SPG(MG,JGG)
REAL SIGMA(NL),ZPROFILE(NL),TPROFILE(NL)

DATA SIGMA/0.0375,0.1,0.15,0.2,0.25,0.3125,0.4,0.5,0.6,0.7,
*    0.7916667,0.85,0.8833333,0.925,0.975/ → Níveis sigma

PI=3.141592654

OPEN(10,FILE='gridanom',FORM='UNFORMATTED')
REWIND(10)

C    runtime in days
RUNTIME=11. →Tempo de rodadas em dias
NRECS=INT(RUNTIME*4.)

C    setup vertical mean peak amplitude
C    Vort and Div in s-1 / second
C    Temp in degs per second
C    Q in s-1
C    AMPZ=0. → Fonte inicial de momento em s-1
AMPT=0./86400. → Fonte inicial de calor de K/dia

C    AMPZ=0. → Fonte final de momento em s-1
AMPT=50. / 86400. → Fonte final de calor de K/dia

C    setup profile
```

DO L=1,NL

*ZPROFILE(L)=-PI/2. * COS(PI*SIGMA(L))* → **Perfil de momento associado ao sistema**

*TPROFILE(L)=PI/2. * SIN(PI*SIGMA(L))* → **Perfil de aquecimento do sistema**

PRINT,SIGMA(L),ZPROFILE(L),TPROFILE(L)*

ENDDO

C setup size and position

C (initial and final)

*C*****source at longitude RLONC, latitude RLATC with*

*C*****X radius RADX, Y radius RADY (in degrees)*

RLONCI=-31.78 → **Longitude inicial**

RLATCI=16.3 → **Latitude inicial**

RADXI=1.5 → **Raio (variação zonal) inicial**

RADYI=1.5 → **Raio (variação meridional) inicial**

RLONCF=-81.7 → **Longitude final**

RLATCF=26.8 → **Latitude final**

RADXF=1.5 → **Raio (variação zonal) final**

RADYF=1.5 → **Raio (variação meridional) final**

*C***** ---- TIME LOOP STARTS HERE ----*

DO 500 NREC=1,NRECS

*RLONC=RLONCI + (RLONCF-RLONCI)*REAL(NREC-1)/REAL(NRECS-1)* → **Deslocamento zonal**

*RLATC=RLATCI + (RLATCF-RLATCI)*REAL(NREC-1)/REAL(NRECS-1)* → **Deslocamento meridional**

*RADX=RADXI + (RADXF-RADXI)*REAL(NREC-1)/REAL(NRECS-1)* → **Mudança no raio zonal**

*RADY=RADYI + (RADYF-RADYI)*REAL(NREC-1)/REAL(NRECS-1)* → **Mudança no raio meridional**

Em *AMPT* o valor inicial e final da fonte de calor deve ser inserido em K/dia. Essa variação da fonte se dá de forma linear entre as coordenadas expressas em *RLONCI, RLATCI, RLONCF* e *RLATCF* que tem seu deslocamento detalhado nas equações acima.

Além disso, outro valor que poderia ser implementado refere-se ao tamanho da fonte que foi escolhida como sendo circular. Através dos termos RADXI, RADYI, RADXF, RADYF os respectivos valores inicial e final do comprimento de raio zonal e meridional do sistema poderia ser expresso.

Apêndice B

Esse anexo tem como finalidade mostrar de modo mais detalhado a teoria dos modos normais. O tópico seguirá a notação de Zagar et al. (2015) que, por sua vez, segue o desenvolvimento teórico de Kasahara e Puri (1981).

KP81 usaram coordenadas esféricas na horizontal e sigma (σ) na vertical, lembrando que:

$$\sigma = \frac{p}{p_s}$$

p é a pressão num dado nível e p_s a pressão de superfície.

As condições de contorno usadas são as seguintes:

$$\sigma' = \frac{d\sigma}{dt} = 0 \text{ em } \sigma = 0 \text{ e } 1$$

ou seja, que a velocidade vertical σ seria zero nas fronteiras superior (0) e inferior (1).

Na horizontal eles usaram as equações para o momento em coordenada esférica, além das equações da termodinâmica, continuidade, tendência de pressão em superfície e equação hidrostática. A simplificação empregada nessas equações foi considerar um fluido invíscido e adiabático.

KP81 introduziram outras duas definições:

$$P = gz + RT_0 \ln(p_s) \tag{1}$$

$$W = \sigma' - \sigma(\nabla . V_1 + V_1 . \nabla\sigma) \tag{2}$$

onde V_1 é a velocidade horizontal numa média vertical, *g* a aceleração da gravidade, *R* a constante dos gases, *z* a altura geopotencial e T_0 temperatura média global para um dado nível *σ*.

KP81 substituíram esses dois termos nas equações ditas anteriormente com a ideia de rescrever as equações em termos de *P* e *W*, de forma que no final chega-se nas três equações seguintes – a última via combinação da equação da termodinâmica, continuidade, tendência de pressão e hidrostática. As equações já estão linearizadas em torno de um estado básico em repouso:

$$\frac{\partial u'}{\partial t} - fv' = -\frac{g}{acos\phi}\frac{\partial h'}{\partial \lambda} \tag{3}$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + fu' = -\frac{g}{a}\frac{\partial h'}{\partial \phi} \tag{4}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\left[\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{g\sigma}{R\Gamma 0}\frac{\partial h'}{\partial \sigma}\right)\right] - \nabla . \mathrm{V}' = 0 \tag{5}$$

onde *g* é a aceleração da gravidade, *f* o parâmetro de Coriolis (*f=2Ωsenϕ*), "*a"* o raio da Terra, $\Gamma_0 = \frac{\kappa T_0}{\sigma} - \frac{dT_0}{d\sigma}$ sendo $\kappa = \frac{R}{C_p}$ em que C_p é a constante dos gases a pressão constante. Esse último termo indica um parâmetro de estabilidade representado pela variação de temperatura a cada nível *σ*. λ e ϕ indicam respectivamente a longitude e latitude visto que se usa coordenadas esféricas. Por fim, as variáveis são: u',v' e h' onde as duas primeiras indicam a velocidade zonal e meridional respectivamente e h' uma modificação da altura geopotencial.

$$h' = \frac{P}{g} \quad P \text{ vindo de (1)}$$

Logo o conjunto de equações (3)-(5) mostra como essas três variáveis (u',v'.h') variam em relação a λ, ϕ, σ e t partindo-se de um estado básico em repouso, o que permite as oscilações naturais. As condições de contorno nesse caso são:

$$g\frac{\partial h'}{\partial \sigma} = \text{finito em } \sigma = 0$$

$$g\frac{\partial h'}{\partial \sigma} + \frac{g\Gamma_0}{T_0}h' = 0 \text{ em } \sigma = 1$$

O conjunto (3)-(5) pode ser inicialmente resolvido pelo método da separação das variáveis onde assim pode-se separar a estrutura horizontal da vertical:

$$[u',v',h']^T(\lambda,\phi,\sigma,t) = [u',v',h']^T(\lambda,\phi,t) \times G(\sigma)$$

A estrutura vertical resultante:

$$\frac{d}{d\sigma}\left(\frac{\sigma}{S}\frac{dG}{d\sigma}\right) + \frac{H*}{D}G = 0 \qquad (6)$$

onde *G* é a estrutura vertical, *S* é dado por *S(σ)*=$\frac{R\Gamma_0}{gH}$, *D* é chamada de altura equivalente e como a mesma tem unidade de metro multiplica-se por *H* para adimensionalizar. *H* tem um valor típico de 8 km referente a altura média da tropopausa.

A estrutura horizontal resultante:

$$\frac{\partial u'}{\partial t} - fv' = -\frac{g}{a\cos\phi}\frac{\partial h'}{\partial \lambda} \qquad (7)$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + fu' = -\frac{g}{a}\frac{\partial h'}{\partial \phi} \quad (8)$$

$$\frac{\partial h'}{\partial t} + D\nabla . V' = 0 \quad V' = (u', v') \quad (9)$$

Note que as equações (7) e (8) são as mesmas de (3) e (4) visto que essas não tinham uma dependência em *σ*, logo na separação de variáveis elas ficam restritas a parte horizontal.

As condições de contorno se tornam:

$$\frac{dG}{d\sigma} + \frac{\Gamma_0}{T_0}G = 0 \text{ em } \sigma = 1 \quad (10)$$

$$\frac{\sigma dG}{d\sigma} = 0 \ \sigma = 0 \quad (11)$$

O interessante das equações (6)-(9) é que elas são relacionadas pelo parâmetro *D*, isso confere uma comunicação entre elas. Isso, inclusive, era um problema da época no que se refere a representação de variáveis geofísicas porque não havia um conjunto de equações que associava a parte vertical e horizontal de forma tão clara.

Devido a importância da variável *D* ela é chamada de altura equivalente como foi dito anteriormente. Note que no conjunto das equações da estrutura horizontal forma o que se denomina de equações da água rasa para uma dada altura *D*.

Resolução da Estrutura Vertical:

A estrutura vertical é composta pela equação (6) com condições de contorno (10) e (11), sendo que elas correspondem a um problema de Sturm-Liouville os quais se conhece as propriedades.

Basicamente, na equação (6) têm-se autovalores representados por *D* (*D*>0) e autofunções que são a própria estrutura vertical *G(σ)*. Em KP81 os autores mostram a matriz solução usando o método da diferença finita. As autofunções são ortogonais entre si de modo que:

$$\int_0^1 G_i(\sigma)G_j(\sigma)d\sigma = \delta_{ij}$$

onde δ_{ij} = 1 se i=j e 0 caso contrário.

Assim, para cada valor de *D* têm-se uma estrutura vertical *G(σ)* sendo que esse *D* será usado posteriormente na estrutura horizontal. Para escolher a quantidade de

autovalores para resolver a estrutura vertical deve-se levar em conta a resolução vertical disponível nos dados de interesse de modo a escolher um número inferior de modos verticais.

O primeiro modo vertical *D* tem altura próxima de 10 km (KP81; Zagar et al., 2015; Silva Dias et al., 1983) e corresponde ao chamado modo externo (ou modo barotrópico ou Lamb), esse modo tem uma peculiaridade de não cruzar o zero no seu perfil vertical, os outros modos verticais por outro lado são sempre menores que o modo barotrópico e são chamados de modos internos ou baroclínicos, eles o cruzam o zero (*m*-1) vezes onde *m* é o número do modo vertical.

$$D_1>D_2>D_3..>D_m>0$$

A estrutura *G(σ)* é entendida como uma função comportada de modo que se pode representá-la através de séries:

$$f(\sigma) = \sum_{m=1}^{\mathrm{M}} C_m G_m(\sigma) \qquad 0 < \sigma < 1 \tag{12}$$

onde C_m pode ser encontrado como:

$$C_m = \int_0^1 f(\sigma) G_m(\sigma) d\sigma \tag{13}$$

Operacionalmente, se usa diferença finita para representar $f(\sigma)$.

Resolução da Estrutura Horizontal

Ao se escolher *m* modos verticais representados por *m* valores de *D*, têm-se na função da estrutura horizontal *m* sistemas. Seguindo Zagar et al. (2015) a ideia é começar pela adimensionalização das equações, para isso:

$$u^* = \frac{u}{\sqrt{gD}} \quad v^* = \frac{v}{\sqrt{gD}} \quad h^* = \frac{h}{D} \quad t^* = 2\Omega t$$

Pode-se reescrever a equação da estrutura horizontal na forma:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + LW = 0 \tag{14}$$

em que $W=(u^*,v^*,h^*)^T$ e $L = \begin{matrix} 0 & -sen\varphi & \frac{\gamma}{\cos\varphi}\frac{\delta}{\delta\lambda} \\ sen\varphi & 0 & \gamma\frac{\delta}{\delta\varphi} \\ \frac{\gamma}{\cos\varphi}\frac{\delta}{\delta\lambda} & \frac{\gamma}{\cos\varphi}\frac{\delta}{\delta\varphi}\,[\cos(\varphi)\,()] & 0 \end{matrix}$

onde $\gamma = \frac{\sqrt{gD}}{2a\Omega}$ também é adimensional.

A equação (14) é linear com relação ao tempo, assim pode-se resolvê-la usando termos harmônicos com relação ao tempo:

$$W(\lambda,\phi,t^*)=H_n^k(\lambda,\phi)e^{-i\nu_n^k t^*} \tag{15}$$

Note em (15) que *W* depende da longitude, latitude e tempo, a questão do tempo é resolvida impondo-se solução ondulatória, logo *H* depende de λ e ϕ, ou seja, mostra, de fato, que a estrutura horizontal é a solução das equações da água rasa linearizadas sobre a esfera para estado básico em repouso. Essa última constitui a definição das *Funções de* Hough.

As funções de Hough são ortogonais, aqui não será demonstrada tal item, mas para uma melhor compreensão recomenda-se KP81.

H e v dependem de *k* e *n* que são respectivamente o número de onda zonal e meridional. Logo todas as soluções aqui vistas serão dependentes de *m* (índice vertical associado a *D*), *k* e *n*. É por meio dessa combinação que se pode classificar as soluções dos modos normais a partir do comportamento de cada onda.

As funções de Hough ou função estrutura de Hough pode ser escritas como:

$$H_n^k(\lambda,\phi)=\Phi_n^k\,(\phi)e^{ik\lambda} \tag{16}$$

onde $\Phi_n^k\,(\phi) = \begin{matrix} U_n^k(\phi) \\ -iV_n^k(\phi) \\ Z_n^k(\phi) \end{matrix}$

O interessante de (16) é que ao impor um comportamento ondulatório com relação a longitude e se cria um termo genérico que mostra a estrutura das variáveis iniciais com relação a apenas a latitude, ou seja, com relação ao comportamento meridional. A esse último termo surge a denominação de função vetor de Hough.

Vale a ortogonalidade, logo:

$$\int_{-1}^{1}\Phi_p,\Phi_r^*\,d\mu = \int_{-1}^{1}\left(U_pU_r + V_pV_r + Z_pZ_r\right)d\mu = \delta_{pr} \tag{17}$$

Nesse processo a função da estrutura horizontal tem como autovalores a solução da matriz *L* e como autofunções a estrutura meridional. Uma forma de resolver esse problema foi dado por Kasahara (1976) onde ele troca as velocidades pela velocidade potencial e função de corrente e usa harmônicos para resolver a parte temporal e longitudinal, e, polinômios de Legendre na porção meridional. O resultado são dois tipos de relação de dispersão: uma com frequências elevadas que são entendidas como ondas de gravidade-inercial (GI) e uma de baixa frequência e com teor rotacional entendida como sendo onda de Rossby.

O *software Modes* utilizado na pesquisa calcula a estrutura vertical e horizontal mostrados acima além de promover a projeção e inversão de quaisquer dados de reanálise do *ERA Interim* separando cada solução na forma de ondas atmosféricas. A partir daí pode-se aplicar diversos tipos de metodologia ligados aos mais diversos temas como por exemplo, ondas atmosféricas, energética, mecanismos de teleconexão e etc.