

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

Sara Raquel Vaz de Araújo

**ESTRUTURA DINÂMICA E TERMODINÂMICA DA ZONA DE
CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL E SUA RELAÇÃO COM A
OSCILAÇÃO MADDEN E JULLIAN**

Santa Maria, RS

2017

Sara Raquel Vaz de Araújo

**ESTRUTURA DINÂMICA E TERMODINÂMICA DA ZONA DE
CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL E SUA RELAÇÃO COM A
OSCILAÇÃO MADDEN E JULLIAN**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Climatologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do título de **Mestre em Meteorologia**.

Orientadora: Prof^a Dr^a. Simone Erotildes Teleginski Ferraz

Santa Maria, RS

2017

Sara Raquel Vaz de Araújo

**ESTRUTURA DINÂMICA E TERMODINÂMICA DA ZONA DE
CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL E SUA RELAÇÃO COM A
OSCILAÇÃO MADDEN E JULLIAN**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Climatologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do título de **Mestre em Meteorologia**.

Aprovado em 14 de junho de 2017:

Simone Erotildes Teleginski Ferraz, Dr^a. (UFSM)

(Presidente/Orientador)

Nathalie Tissot Boiaski, Dr^a. (UFSM)

Mário Francisco Leal de Quadro, Dro. (IFSC)

Santa Maria, RS

2017

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, por toda proteção, sabedoria, discernimento e força, para que eu nunca viesse a desistir.

Aos meus avós, Pedro Vaz e Graça Vaz e, ao meu pai Gelásio de Araújo, os quais são essenciais em minha vida, minhas principais referências. Muito obrigada pelo apoio, dedicação, criação, cuidado e proteção que destinaram em toda minha trajetória.

Ao meu irmão Josué Araújo, um dos meus principais incentivadores. Como já disse um poeta “... Irmãos por que Deus quis, e amigos por que queremos...”

A minha mãe e minha irmã do coração, Maria Claudia e Laís Luana, minha eterna gratidão pela família, carinho, cuidado e amizade que construímos ao longo da vida. Agradeço a família Souza do Reis, pelo acolhimento em seu lar, que desde então, tornaram-se uma extensão da minha família, meu muito obrigada pelo amparo e cuidado de todos vocês.

As minhas amigas Eglén de Castro e Suzianny Salazar, dois anjos em minha vida, estando presente em todos os momentos sejam eles tristes ou felizes, da forma mais amiga, companheira e leal como, só os bons e verdadeiros amigos os fazem.

As minhas amigas Jessica Mintegui e Lissette Rodriguez, que conquistei ao longo do mestrado, fazendo com que a distância de casa e da família fossem amenizadas pelo carinho e apoio nos momentos difíceis. Ao meu amigo Anderson Bier, por toda a ajuda e compartilhamento de conhecimento ao longo dessa trajetória e também pela bela amizade que levarei para a vida.

À Simone Erotildes Teleginski Ferraz pela orientação no desenvolvimento desta pesquisa, pela paciência, por aderir a menina nortista ao grupo de pesquisa (GPC) e compartilhar seus conhecimentos, fazendo com que o trabalho fluísse de forma tranquila e eficaz.

Aos colegas do Grupo de Pesquisas Climáticas (GPC) pelo aprendizado e pelas discussões sobre assuntos inerentes ao meu trabalho de mestrado.

E ao demais amigos e familiares, que de uma forma direta ou indireta contribuíram para trilhar essa trajetória, seja com uma palavra amiga, apoio, conselhos, ou um abraço que em alguns momentos é só o que precisamos.

RESUMO

ESTRUTURA DINÂMICA E TERMODINÂMICA DA ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL E SUA RELAÇÃO COM A OSCILAÇÃO MADDEN E JULLIAN

AUTORA: Sara Raquel Vaz de Araújo

ORIENTADORA: Simone Erotildes Teleginski Ferraz

No período do verão austral sobre a América do Sul, um importante sistema é um dos principais moduladores do regime de chuvas das regiões atuantes, a ZCAS, que é uma zona de nebulosidade que se estende desde a região amazônica, compreendendo as regiões centro oeste, as regiões sudeste, e estendendo-se até o sudoeste do Oceano Atlântico Sul. Este sistema irá acarretar grandes volumes chuvas, o que por vezes pode trazer transtornos para a sociedade, como deslizamentos, alagamentos, etc. Do ponto de vista da previsibilidade deste fenômeno, tem se criado interesse em compreender como representa-lo adequadamente em modelos numéricos; pois no contexto atual, os modelos globais ainda não conseguem representar de forma satisfatória esta zona de convergência. Logo devido a importância da zona de convergência por conta dos seus efeitos, sobre as regiões em que a banda estaciona, a proposta deste trabalho foi analisar de que forma o modelo regional RegCM4, irá representar as diferentes características atmosféricas quando há a ocorrência de ZCAS. Para isso foram selecionados 10 eventos de ZCAS, conforme as fases ativas da Oscilação de Madden e Jullian, sendo esta oscilação importante para a convecção tropical e na ocorrência de ZCAS. Após a seleção dos eventos, foram avaliados os campos médios dos eventos de cada uma das variáveis como: Precipitação, vento em superfície, 850 e 250 hPa, altura Geopotencial em 250hPa, ômega, Temperatura do ar, Temperatura Potencial Equivalente, Vorticidade, Divergência e Umidade Específica. Os eventos foram divididos em três grupos (quanto a distribuição da chuva) para as análises. As simulações do modelo RegCM4, de forma geral foram satisfatórias para a maioria das variáveis, havendo alguns deslocamentos quanto a posição de alguns sistemas que contribuem para formação e manutenção da ZCAS.

Palavras Chave: ZCAS, modelo regional, OMJ

ABSTRACT**DYNAMIC AND THERMODYNAMIC STRUCTURE OF THE SOUTH ATLANTIC CONVERGENCE ZONE AND YOURS RELATIONSHIP WITH MADDEN AND JULLIAN OSCILLATION**

AUTHOR: Sara Raquel Vaz de Araújo

ADVISOR: Simone Erotildes Teleginski Ferraz

In the southern summer period over South America, an important system is one of the main modulators of the rainfall regime of the working regions, the SACZ. This system is a nebulosity zone that extends from the Amazon region and it comprehends the midwest and southeast regions, extending it to the southwest of the South Atlantic Ocean. This system will lead to large volumes of rainfall, which can sometimes bring disorders to society, such as landslides, floods, etc. In addition, from the point of view of the predictability of this phenomenon, it has been created an interest in understanding how to adequately represent it in numerical models. One of the most important reasons for this is that in the current context, the global models still can not satisfactorily represent this zone of convergence. Therefore, the purpose of this study was to analyse how the regional model RegCM4 will represent the different atmospheric characteristics when SACZ occurs, due to the importance of the convergence zone thanks to its effects on the regions where the band is stationed. For this, 10 events of SACZ were selected, according to the active phases of the Madden and Jullian Oscillation, being this oscillation important for the tropical convection and in the occurrence of SACZ. After this selection, the average fields of the events of each variable were evaluated, which were: precipitation, surface wind in 850 and 250 hPa, geopotential height in 250 hPa, omega, air temperature, equivalent potential temperature, vorticity, divergence and specific humidity. Finally, the simulations of the RegCM4 model were generally satisfactory for most of the variables, with some displacements regarding the position of some systems that contribute to the formation and maintenance of the SACZ.

Keywords: SACZ, regional model, MJO

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.2.1: Representação esquemática da variação espacial e temporal dos distúrbios associados com a oscilação de 40 a 50 dias. As datas são representadas simbolicamente por letras à esquerda de cada estágio da figura e correspondem às datas associadas com a oscilação na pressão à superfície na ilha Canton. A letra A refere-se ao período de baixa pressão em Canton e a letra E é o período de mais alta pressão. As outras letras representam períodos intermediários. As oscilações na pressão são representadas na parte inferior de cada estágio onde as anomalias negativas estão preenchidas com a cor preta. As células de circulação são baseadas nas oscilações do vento zonal médio. As regiões com convecção são indicadas esquematicamente por nuvens cumulus e cumulonimbus. Fonte: Madden e Julian, 1972, p. 1122.....21
- Figura 2.2.2 (a) Diagrama de fase da OMJ e (b): Esquemas das variações espaço-temporais da perturbação relacionada com a OMJ. Os contornos apresentam composições de anomalias de ROLE com intervalos de $4 \text{ W} / \text{m}^2$. O sombreado indica um nível de confiança de 95%. As anomalias são definidas como campos filtrados passa-banda de 20 a 70 dias baseados no filtro Lanczos de 141 pontos (Duchon 1979). O período de análise é Abr. 1979 - Set. 2012 e o período base para a normal é 1981 - 2010. As composições médias são calculadas para os meses de Dez-Fev, para as 8 fases da OMJ. O primeiro painel é a fase 1, o segundo a fase 2 e assim por diante. Fonte: <http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/clisys/mjo/composite.html> - Bureau of Meteorology Research Centre (BMRC) web site e Wheeler e Hendon (2004).....23
- Figura 2.3.1: Climatologia da trajetória da AB sobre a América do Sul: FONTE: CPTEC/INPE.....26
- Figura 2.3.2: Representações dos sistemas meteorológicos atuantes sobre a América do Sul em baixos níveis (à esquerda) e em altos níveis (à direita) da troposfera. Em baixos níveis temos: ventos alísios de nordeste (ANE), ventos alísios de sudeste (ASE), alta subtropical do Atlântico Sul (ASAS), alta subtropical do Pacífico Sul (ASPS), baixa pressão (B), baixa do Chaco (BC),

baixa do noroeste da Argentina (BNE), complexo convectivo de mesoescala (CCM), frente fria (FF), frente quente (FQ), jato de baixos níveis (JBN), linha de instabilidade tropical (LI), linha de instabilidade pré-frontal (LIP), nuvem vírgula (NV), regiões ciclogênicas (RC), zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e zona de convergência intertropical (ZCIT); Em altos níveis temos: alta da Bolívia (AB), bloqueios atmosféricos (BL), cavado do nordeste do Brasil (CNE), jato subtropical (JS), jato polar (JP), vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais (VCAN sub), vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais (VCAN trop). Alguns sistemas como a AB, CNE e as ZCAS atuam durante a estação úmida da faixa tropical da América do Sul e os JS e o JP se fundem em apenas um jato durante o verão. (Fonte: Reboita et al. (2010), adaptado de Satyamurty, Nobre e Dias (1998)).

Figura 4.2.1.1: Topografia e domínio utilizado nas simulações.....	37
Figura 5.2.1: Campo médio da precipitação (mm) (sombreado) e vetor vento (u, v) superfície dos eventos de ZCAS do G1. FONTE: Próprio Autor.....	40
Figura 5.2.2. (a) e (b): Campo Médio do vetor vento (u e v) no nível de 850 hPa (a) e nível de 250hPa (b). Dos eventos de ZCAS no G1 FONTE: Próprio Autor	42
Figura 5.2.3: Campo Médio da Altura Geopotencial em 250hPa, dos eventos de ZCAS no G1. Fonte: Próprio Autor	45
Figura 5.2.4: Campo Médio da Vorticidade Relativa em 250hPa, para os eventos de ZCAS do G1 Fonte: Próprio Autor.....	45
Figura 5.2.5 (a) e (b): Campo Médio de Divergência nos níveis de 850hPa (a) e 500hPa (b), dos eventos de ZCAS, inseridos no G1 Fonte: Próprio Autor.....	48
Figura 5.2.6 (a e b): Campo Médio de Divergência dos eventos de 1997 (a) e 2001(b) Fonte: Próprio Autor.....	48
Figura 5.2.7: Campo Médio de ômega em 500hPa, dos eventos inseridos no G1 Fonte: Próprio Autor.....	49
Figura 5.2.8: Campo Médio de Umidade Específica em 850hPa (sombreado), com vento (linha de corrente) dos eventos inseridos no G1. Fonte: Próprio Autor.....	50

Figura 5.2.9: Campo Médio de Temperatura Potencial Equivalente (θ_e) em superfície. Fonte: Próprio Autor.....	51
Figura 5.2.10: Campo Médio de Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) em Superfície. Fonte: Próprio Autor.....	52
Figura 5.3.1: Campo médio da precipitação (mm) (sombreado) e vetor vento (u, v) superfície dos eventos de ZCAS. Fonte: Próprio Autor do G2.	53
Figura 5.3.2 (a) e (b): Campo Médio do vetor vento (u e v) no nível de 850 hPa (a) e nível de 250hPa (b). Dos eventos de ZCAS no G2. Fonte: Próprio Autor.....	54
Figura 5.3.3: Campo Médio da Altura Geopotencial em 500hPa, dos eventos de ZCAS no G2. Fonte: Próprio Autor.....	55
Figura 5.3.4: Campo Médio da Vorticidade Relativa em 250hPa, para os eventos de ZCAS do G2. Fonte: Próprio Autor.....	56
Figura 5.3.5 (a e b): Campo Médio de Vorticidade dos eventos de 2000 (a) e 2005(b). Fonte: Próprio Autor.....	57
Figura 5.3.6: Campo Médio de Divergência nos níveis de 850hPa dos eventos de ZCAS, inseridos no G2. Fonte: Próprio Autor.....	58
Figura 5.3.7: Campo Médio de ω em 500hPa, dos eventos inseridos no G2. Fonte: Próprio Autor.....	59
Figura 5.3.8: Campo Médio de Umidade Especifica em 850hPa (sombreado), com vento (linha de corrente) dos eventos inseridos no G2. Fonte: Próprio Autor.....	59
Figura 5.3.9 (a e b): Campo Médio de Temperatura Potencial Equivalente (θ_e) em superfície (a) e 500 (b). Fonte: Próprio Autor.....	60
Figura 5.3.10: Campo Médio de Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) em Superfície. Fonte: Próprio Autor.....	61
Figura 5.3.11 (a e b): Campo Médio de Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) dos eventos de 2005 (a) e 2015(b). Fonte: Próprio Autor.....	61

Figura 5.4.1: Campo médio da precipitação (mm) (sombreado) e vetor vento (u, v) superfície dos eventos de ZCAS do G3. Fonte: Próprio Autor.....	62
Figura 5.4.2 (a) e (b): Campo Médio do vetor vento (u e v) no nível de 850 hPa (a) e nível de 250hPa (b). Dos eventos de ZCAS no G3. Fonte: Próprio Autor.....	63
Figura 5.4.3: Campo Médio da Altura Geopotencial em 250hPa, dos eventos de ZCAS no G3. Fonte: Próprio Autor.....	64
Figura 5.4.4: Campo Médio da Vorticidade Relativa em 250hPa, para os eventos de ZCAS do G3. Fonte: Próprio Autor.....	65
Figura 5.4.5(a) e (b): Campo Médio de Divergência nos níveis de 850hPa (a) e 500hPa (b), dos eventos de ZCAS, inseridos no G3. Fonte: Próprio Autor.....	66
Figura 5.4.6: Campo Médio de ômega em 500hPa, dos eventos inseridos no G3. Fonte: Próprio Autor.....	67
Figura 5.4.7: Campo Médio de Umidade Específica em 850hPa (sombreado), com vento (linha de corrente) dos eventos inseridos no G3. Fonte: Próprio Autor.....	68
Figura 5.4.8: Campo Médio de Temperatura Potencial Equivalente (θ_e) em superfície. Fonte: Próprio Autor.....	68
Figura 5.4.9: Campo Médio de Temperatura Potencial Equivalente (θ_e) em 500hPa. Fonte: Próprio Autor.....	69
Figura 5.4.10: Campo Médio de Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) em superfície. Fonte: Próprio Autor.....	70
Figura 5.4.11: Campo Médio de Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) em superfície no evento de 2009, no G3. Fonte: Próprio Autor.....	70

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Eventos de ZCAS em imagens de satélites no canal IR, do GOES-8 referente aos eventos de 1997,2000 e 2001(conforme as datas na tabela 1), do GOES 12 referente aos eventos de 2005,2006 e 2009(conforme tabela 1) e do GOES -13 (conforme a tabela 1).....	34
Quadro 2: Anomalia de ROLE durante as ocorrências dos eventos de ZCAS (eventos da tabela 1)), tons de azul representam anomalias negativas e tons de vermelho positiva. Fonte: NOAA.....	34
Quadro 3: Quadro 3: Eventos de ZCAS referentes ao G1(painel superior), G2 (painel central) e G3 (painel inferior).....	35
Quadro 4: Campo Médio do vento vetor de cada evento de ZCAS inseridos no G1, no nível de 250hPa FONTE: Próprio Autor.....	43
Quadro 5: Campo Médio de Vorticidade Relativa de cada evento de ZCAS, inseridos no G1 Fonte: Próprio Autor.....	46

LISTA DE TABELA

Tabela 1: Ocorrência dos eventos de ZCAS, total de 10 eventos.....	33
Tabela 2: Comportamento médio dos padrões meteorológicos na ocorrência de ZCAS.....	71
Tabela 3: Comportamento médio dos padrões meteorológicos na ocorrência de ZCAS.....	72

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	Alta da Bolívia
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EN	El Niño
ENOS	El Niño Oscilação Sul
HS	Hemisfério Sul
JBN	Jato de Baixos Níveis
LN	La Niña
MJO	Madden-Julian Oscillation
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ROLE	Radiação de onda longa emergente
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UFES	Universidade Federal de Santa Maria
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul
ZCST	Zona de Convergência Subtropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	18
2.1 ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL	18
2.2 OSCILAÇÃO MADDEN E JULLIAN E SUA RELAÇÃO COM A ZCAS	20
2.3 ALTA DA BOLÍVIA, CAVADO OU VÓRTICE DO NORDESTE	25
2.4 MODELOS REGIONAIS	28
3. OBJETIVOS.	31
4. DADOS E METODOLOGIA	31
4.1 SELECÇÃO DOS EVENTOS DE ZCAS DE ACORDO COM A OMJ	31
4.2 METODOLOGIA	35
4.2.1 MODELO REGIONAL RegCM4	35
4.2.2 DADOS	37
4.2.3 DEFINIÇÃO DE ZCAS	37
5. RESULTADOS	39
5.1 CAMPOS MÉDIOS DOS GRUPOS (G1, G2 E G3)	39
5.2 CAMPO MÉDIO DO G1	39
5.3 CAMPO MÉDIO DO G2	52
5.4 CAMPO MÉDIO DO G3	63
6. CONCLUSÕES	74
7. SUGESTÃO DE TRABALHOS FUTUROS	77
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78

1 INTRODUÇÃO

Nos subtrópicos, durante o verão, existem três significativas zonas de precipitação: a Zona de Convergência do Índico Sul (ZCIS) sobre o oceano Índico, a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) sobre a região central do Pacífico Sul e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre o Atlântico Sul, Kodama (1992). Cada uma dessas zonas de convergência influencia o regime de chuvas das regiões as quais atuam. Nessa pesquisa, irá se destacar apenas uma das zonas de convergência, a Zona de Convergência do Atlântico Sul. Está é caracterizada como uma banda de nebulosidade quase estacionária, por períodos que variam de 4 a 20 dias, orientada na direção NW/SE, estendendo-se desde a região da Amazônia até o Oceano Atlântico Sul, associada a uma zona de convergência de umidade que se prolonga até a média troposfera (Kodama (1992, 1993), Carvalho et al., 2004; Sanches, 2002; Seabra, 2002; Robertson e Mechoso, 2000; Marton 2000; Figueroa, 1997; Casarin e Kousky, 1986; Silva Dias, 1995).

Assim como cada uma das zonas de convergência, a ZCAS, por conta de sua persistência e estacionaridade, associada a uma faixa de nebulosidade convectiva, terá forte influência no regime de chuvas nas regiões em que atua, acarretando em grandes volumes pluviométricos. É considerada um dos principais sistemas moduladores das chuvas, durante a estação chuvosa (entre os meses de novembro a março), das regiões centrais e sudeste do Brasil. Quadro (1994), observou que o período de convecção tropical e conseqüentemente a liberação de calor latente que ocorre na região amazônica, se dá no período de atuação da ZCAS, o qual irá favorecer tanto a geração como também a manutenção da zona de convergência.

Para que haja o estabelecimento da zona de convergência, algumas outras condições na atmosfera precisam estarem estabelecidas, as quais influenciam tanto na ocorrência quanto na manutenção e intensidade do fenômeno. Kodama (1992,1993) observou duas condições que são favoráveis, como, a presença do escoamento de ar quente e úmido em baixos níveis, em direção as altas latitudes e, a presença de um jato subtropical em altos níveis. Logo com o escoamento em baixos níveis, a convergência de umidade se intensifica e com a ação jato

subtropical, ambos intensificam a instabilidade e a atividade convectiva, o que favorece e fortalece os processos de frontogênese. Outros padrões meteorológicos que precisam estar estabelecidos na ocorrência do fenômeno, foram também assinalados por Quadro (1994), sendo eles: convergência de umidade em baixos níveis; cavado semi-estacionário a sota-vento do Andes; movimento vertical ascendente com direção noroeste-sudeste na média troposfera a leste do cavado semi-estacionário; forte gradiente de temperatura potencial equivalente na mesma direção da nebulosidade, que separa a massa de ar quente e úmida dos trópicos da massa de ar fria e seca das latitudes medias e altas, ao sul da ZCAS; vorticidade ciclônica relativa positiva em altos níveis.

Para a realização deste trabalho e a para a seleção dos eventos de ZCAS, conforme descrito na metodologia, buscaram-se na literatura, quais outras influencias além das citados acima, ocorrem quando estabelecida a zona de convergência ou que dão suporte para estabelecer a ZCAS, alguns fenômenos como, de escalas sinóticas, seja a ocorrência de sistemas frontais ou uma frente, que ocorrem na região sul do Brasil, podem avançar a região de atuação para as regiões sudeste, e mantendo-se estacionária podem dá subsidios para a origem da ZCAS. Conforme Marengo et al (2012) alguns aspectos são necessários para descrever a circulação de baixos níveis que ocorre a leste do Andes, entre eles a dinâmica do padrão de gangorra da América do Sul, a influência da oscilação de Madden e Julian (OMJ - Madden e Julian, 1971, 1972) no Sistema de Monções da América do Sul (SMAS), e a interação entre a ZCAS e a Zona de Convergência Intertropical, esses pontos abordados tem relação direta com a formação e manutenção da zona de convergência. Grimm e Silva Dias (1995) mostrou a importância da ZCPS deslocada para leste e a ZCAS.

Alguns estudos como de Gan et al., (2004), Reboita et al., (2010) e Grimm, (2011), mostram que climatologicamente o período de atuação de ZCAS coincide com a configuração do SMAS, sendo esta, importante para ocorrer o transporte de umidade para a região central da América do Sul. Paegle et al. (2002) mostrou que o SMAS e a ZCAS, se desenvolvem na primavera austral, correspondente ao período de setembro a novembro, quando a migração da convecção da região central da Amazônia, alcança o máximo durante o verão austral, o qual ocorre um máximo de precipitação sobre o centro da Amazônia e a na região sudeste do Brasil. A fase de dissipação no início do outono, por volta do mês de março, quando o máximo da convecção retorna para o extremo norte da AS. A ocorrência desses dois fenômenos, é importante principalmente no regime de chuvas desta região, Gan et al, (2004), que 50% da

precipitação anual sobre a América do Sul tropical e subtropical está associada a estes dois sistemas nos meses de dezembro a fevereiro, e cerca de 90% durante os meses de outubro a abril.

Fenômenos de escalas interanual como o fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) ou na escala intrasazonal (como a OMJ) também influenciam na ZCAS. Alguns estudos como Kousky e Kayano (1994), Paegle e Mo (1997), Ferraz (2004) mostraram que o padrão de anomalias de ROLE (radiação de onda longa emergente) sobre a América do Sul pode ser encontrado em associação com a OMJ. Drummond e Ambrizzi (2006) mostraram a ocorrência preferencial de ZCAS durante os episódios frios de El Niño.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL

Durante o período de verão (dezembro a fevereiro), mas também incluindo o final da primavera e início do outono (até meados de março), na América do Sul (A.S), a atividade convectiva sobre o continente é intensa, devido a frequente atuação da ZCAS, que tem como principal característica a persistência de no mínimo 4 dias de uma faixa de nebulosidade com orientação NW/SE, a qual irá abranger as regiões como, centro sul da Amazônia, centro-oeste e sudeste, na região nordeste alcança o centro sul da Bahia, na região sul abrange o norte do estado do Paraná, e prolongando-se até o Oceano Atlântico Sudoeste. Por conta da sua estacionaridade é um sistema importante no regime de chuvas nas regiões atuantes, podendo acarretar em altos volumes pluviométricos.

Após os primeiros estudos realizados na década de 1970, sobre essa faixa de nebulosidade, que posteriormente se denominou ZCAS, diversos autores se concentraram em algumas vertentes sobre seu o estudo, como: Calheiros e Silva Dias, 1988; Satyamurti e Rao, 1988; Nobre, 1988; Figueroa e Nobre, 1990; Silva Dias et al., 1991; Kodama, 1992 e 1993; Quadro, 1994 os quais buscaram obter uma caracterização física para entender e diagnosticar a atmosfera circundante; Grimm e Silva Dias, 1995, Paegle e Mo, 1997; Liebmann et al., 1999; Marton, 2000; Jones e Horel, 1991, buscaram obter possíveis influências remotas, nos quais analisaram fenômenos meteorológicos ou oceânicos; e Silva Dias et al., 1987; Figueroa, 1997, e Grimm e Silva Dias, 1995a, realizaram simulações físicas.

Kodama (1992,1993), definiu características e condições que favorecem a formação das Zonas de Convergência Subtropicais - ZCST (ZCAS, ZCPS e BFZ). Algumas características são comuns entre as ZCSTs: são sistemas quase-estacionários; estão associadas com a forte atividade convectiva no lado oeste e com uma alta subtropical de pressão no lado leste; forte gradiente de temperatura potencial equivalente e umidade específica sobre a zona de convergência; têm estrutura baroclínica e regiões convectivamente instáveis; e estão associadas com o Jato Subtropical (JST) em altos níveis. Logo Kodama (1992), concluiu que para o caso

de ZCAS, a atividade convectiva intensa, reflete a convecção na Amazônia e à alta de pressão refere-se ao anticiclone do Atlântico. Além disso, verificou várias características da ZCAS sobre o oceano como: transporte de umidade em baixos níveis, a manutenção da convecção pela convergência de umidade na baixa e na média troposfera, e o alto contraste de umidade.

Analisando condições de grande escala em períodos ativos e inativos das ZCST Kodama (1993), verificou que algumas condições precisam estar estabelecidas para a formação das ZCST como: a existência do JST nas latitudes subtropicais (30°S-35°S); e a existência de um escoamento de ar para os polos na baixa troposfera no lado oeste da alta Subtropical.

Outros estudos também foram realizados, com o intuito de compreender a maneira que a ZCAS se comporta e como varia sua atividade convectiva de acordo com localização e período de atuação, como exemplo os estudos de Sanches et al (1996) que verificou a variação do ciclo diurno e noturno da ZCAS, indicando que no ciclo diurno existe uma oscilação na convecção na região da ZCAS, no período da tarde e noite, esta convecção fica concentrada sobre o continente e no final da madrugada e período da manhã, essa concentração se dará mais sobre o oceano. Posteriormente, Sanches (2002) utilizando as reanálises do National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) para os meses de verão no período de 1980 a 2000, mostrou que na porção continental da ZCAS se tem atividade convectiva mais profunda quando comparado a porção oceânica da zona de convergência. E na baixa troposfera, na região norte da Bolívia, se observou um núcleo de ventos mais intenso. Também foi sugerido neste estudo, que na porção oceânica da zona de convergência, há um suporte dinâmico baroclínico, porém na porção do continental é sugerido a influência da AB, da topografia e da alta umidade.

De forma geral e com base nos vários estudos como, Quadro (1994), Kodama (1992, 1993), Sanches e Silva Dias (1996) e pela revista *Climanálise* (1982-2000), realizados referentes a ZCAS, foram definidas características para identificar os eventos da zona de convergência, obtendo-se então os seguintes padrões atmosféricos na ocorrência do sistema: Permanência de uma banda de nebulosidade por no mínimo 4 dias estendendo-se do sul da Amazônia até o Oceano Atlântico sudoeste; Convergência de umidade na baixa troposfera; Penetração de ar frio ao sul da banda de nebulosidade; Presença de um cavado a leste da Cordilheira dos Andes, associado a movimentos ascendentes orientado na direção noroeste sudeste em 500 hPa; Presença da Alta da Bolívia em altos níveis e um cavado sobre a Região

Nordeste do Brasil ou em determinadas situações um vórtice ciclônico e; Uma faixa de vorticidade anticiclônica em altos níveis.

2.2 OSCILAÇÃO DE MADDEN E JULIAN (OMJ) E SUA RELAÇÃO COM A ZCAS

Madden e Julian (1971, 1972), descobriram uma oscilação com variações entre 40 a 50 dias, em dados de pressão à superfície e na componente zonal do vento da ilha Canton (3°S e 172°W) que está situada no Pacífico tropical, que consiste em uma célula de circulação de grande escala. A partir das suas observações os autores detectaram que a banda de 40-50 dias era uma aproximação, pois esta oscilação pode ter variações de até 30 a 60 dias. Estas células de circulação estão orientadas no plano equatorial, e se relacionam a uma zona de convecção no Oceano Índico, com movimento para leste em direção ao Oceano Pacífico Central. Segundo Madden e Julian (1972) as variações tanto no tempo quanto no espaço da zona de convecção no plano equatorial se darão conforme a figura 2.2.1 a seguir:

F) anomalia de pressão negativa sobre o leste da África e no Oceano Índico, com aumento da convecção de grande escala sobre a região do Oceano Índico;

G) a anomalia negativa de pressão e célula de circulação de leste irá ampliar na direção leste;

H) célula de circulação zonal indica que há um centro de convecção de grande escala movendo-se ao longo da direção leste na Indonésia;

A) as células de circulação aproximadamente simétricas;

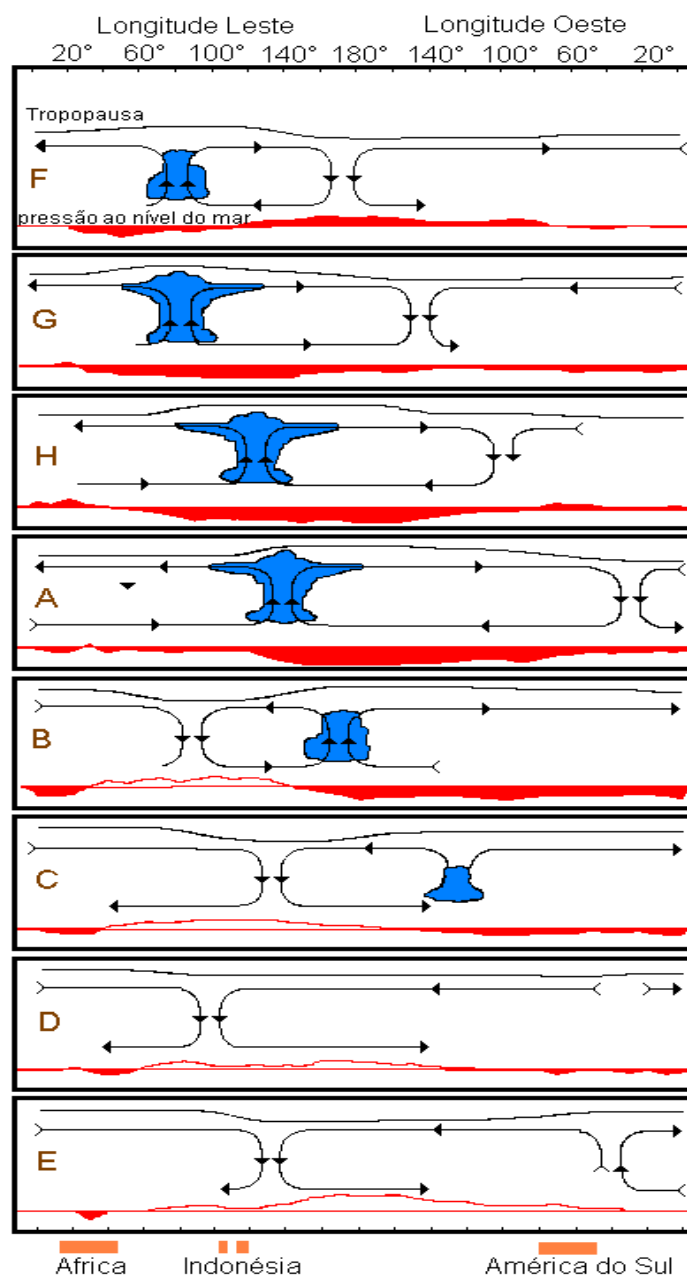
B) a célula de oeste diminui e a pressão aumenta sobre o Oceano Índico, e há enfraquecimento da convecção que agora é centrada sobre a Linha da Data;

C) ainda ocorre o enfraquecimento da convecção;

D) divergência superior agora localiza-se sobre o Atlântico, não indicando a região de intensificação da convecção;

E) mostra duas células de circulação aproximadamente simétricas.

Figura 2.2.1: Representação esquemática da variação espacial e temporal dos distúrbios associados com a oscilação de 40 a 50 dias. As datas são representadas simbolicamente por letras à esquerda de cada estágio da figura e correspondem às datas associadas com a oscilação na pressão à superfície na ilha Canton. A letra A refere-se ao período de baixa pressão em Canton e a letra E é o período de mais alta pressão. As outras letras representam períodos intermediários. As oscilações na pressão são representadas na parte inferior de cada estágio onde as anomalias negativas estão preenchidas com a cor preta. As células de circulação são baseadas nas oscilações do vento zonal médio. As regiões com convecção são indicadas esquematicamente por nuvens cumulus e cumulonimbus. Fonte: Madden e Julian, 1972, p. 1122.



Casarin e Kousky, 1986, em um estudo pioneiro, mostrou que a OMJ influencia a precipitação sobre a América do Sul. Vitorino (2002) mostrou que as características atmosféricas associadas as oscilações intrasazonais, apresentam uma grande variedade em todo o Brasil e que na região da ZCAS, as oscilações de ROLE são intensas nas bandas de 20-30, 10-20, 30-90 e 2-10 dias, por ordem de magnitude de energia de ROLE.

Paegle e Mo (1997) associam a ZCAS com a OMJ, observando que o aumento na convecção tropical sobre o Pacífico Central e Leste, somado a condições secas sobre o Pacífico Oeste, resultando no fortalecimento e extensão para o sul da ZCAS. Em eventos de ZCAS forte, a variação da convecção irá acompanhar a mudança na direção da circulação de baixos níveis em latitudes baixas no continente, que fluem para leste, aproximadamente 20°S, e o deslocamento para leste da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Em eventos de ZCAS fraca, essa mudança fluirá para sudeste, juntamente com o deslocamento para oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Posteriormente Paegle et al. (2000) relacionam o dipolo de convecção sobre a zona de convergência com a OMJ e também com um trem de ondas do Pacífico tropical em direção à América do Sul que se curva para o nordeste sobre o continente. Outros estudos como, Carvalho et al. (2004), apontam que a fase da OMJ, na qual terá alta convecção sobre a Indonésia e supressão sobre o Pacífico central irá diminuir os extremos de precipitação diária sobre o leste e sudeste do Brasil e aumentará sobre o Sul. Os autores também verificaram que a oscilação irá modular a intensidade dos eventos de ZCAS, com persistência maior que 3 dias.

A variabilidade intrasazonal que irá afetar a ZCAS e suas teleconexões, foi discutida por Cunningham e Cavalcanti (2006), os quais indicaram em seus estudos que a variação intrasazonal da ZCAS está relacionada a dois principais mecanismos como, a progressão no plano equatorial para leste da OMJ, que está associada a convecção, que ocorre nas regiões tropicais do Brasil, em conjunto haverá um dipolo oeste-leste entre a Indonésia e o oeste do Pacífico Tropical Central. Anos mais tarde os autores também discutiram as influências da oscilação nos extremos de precipitação no norte da América do Sul, os quais concluíram que nas fases 3, 4 e 5 da OMJ, em que a convecção tropical está sobre a Indonésia, haverá favorecimento de extremos secos, e será suprimida no norte da América do Sul. E também concluíram que, quando a convecção está sobre o oceano Índico, fases 1 e 2 da OMJ, há mais frequência de extremos úmidos e também quando a supressão da convecção está sobre a Austrália, fases 7 e 8 da OMJ.

Conforme os estudos mais recentes, Alvarez et al. (2015) concluíram que, no trimestre de DJF (dez-jan-fev), sendo considerado estação chuvosa, período em que o sistema de monção da América do Sul (SMAS) está ativo, tendem ocorrer maiores chances de precipitação excedente ao tercil superior (percentil de 67%) na região da ZCAS entre as fases 8 e 1 da OMJ. No trimestre de JJA (jun-jul-ago) e SON (set-out-nov), considerado estação seca nos trópicos, nota-se que não há condições favoráveis para a ocorrência de precipitação excedente ao tercil superior na região da ZCAS, principalmente entre as fases 4 e 5 da OMJ, tal situação é favorecida pela convergência que ocorre na alta troposfera sobre a América do Sul tropical, que dá condições de movimento descendente na região da ZCAS. As perturbações que ocorrem sobre o continente da América do Sul, relacionada a OMJ são descritas por Wheeler e Hendon (2004). Os autores propuseram um índice sazonalmente independente para monitorar a OMJ que baseia-se em funções ortogonais empíricas dos campos combinados de vento zonal em 850 e 200 hPa e ROLE. Na figura 2.2.2(b) é possível observar as oito fases da OMJ no diagrama de fase e as anomalias de ROLE na região tropical, também em cada uma das fases.

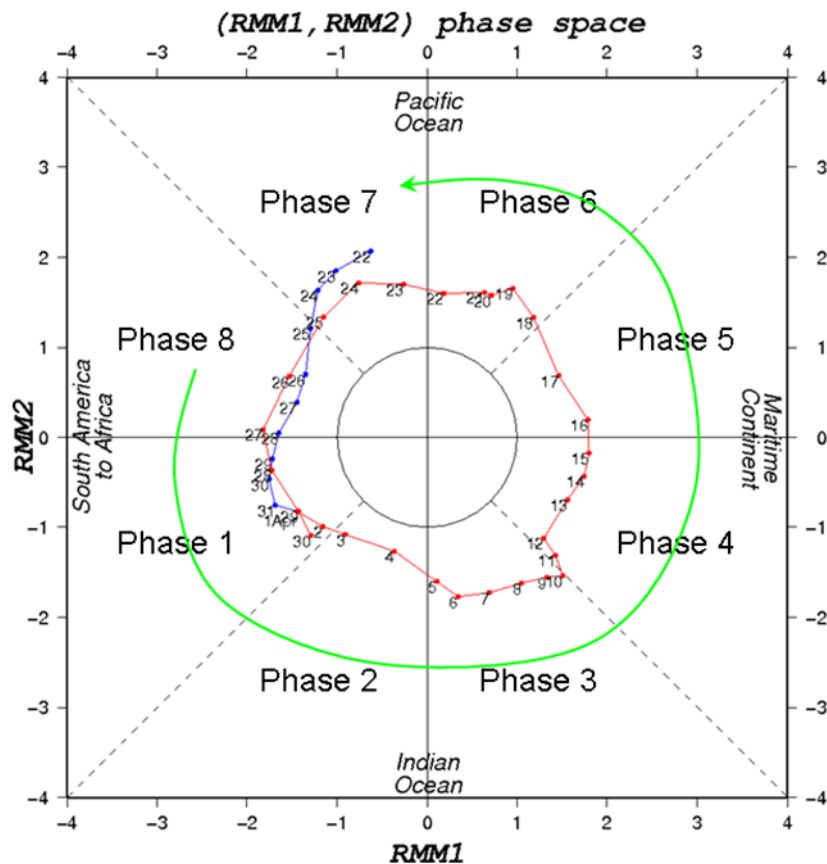


Figura 2.2.2 (a) Diagrama de fase da OMJ

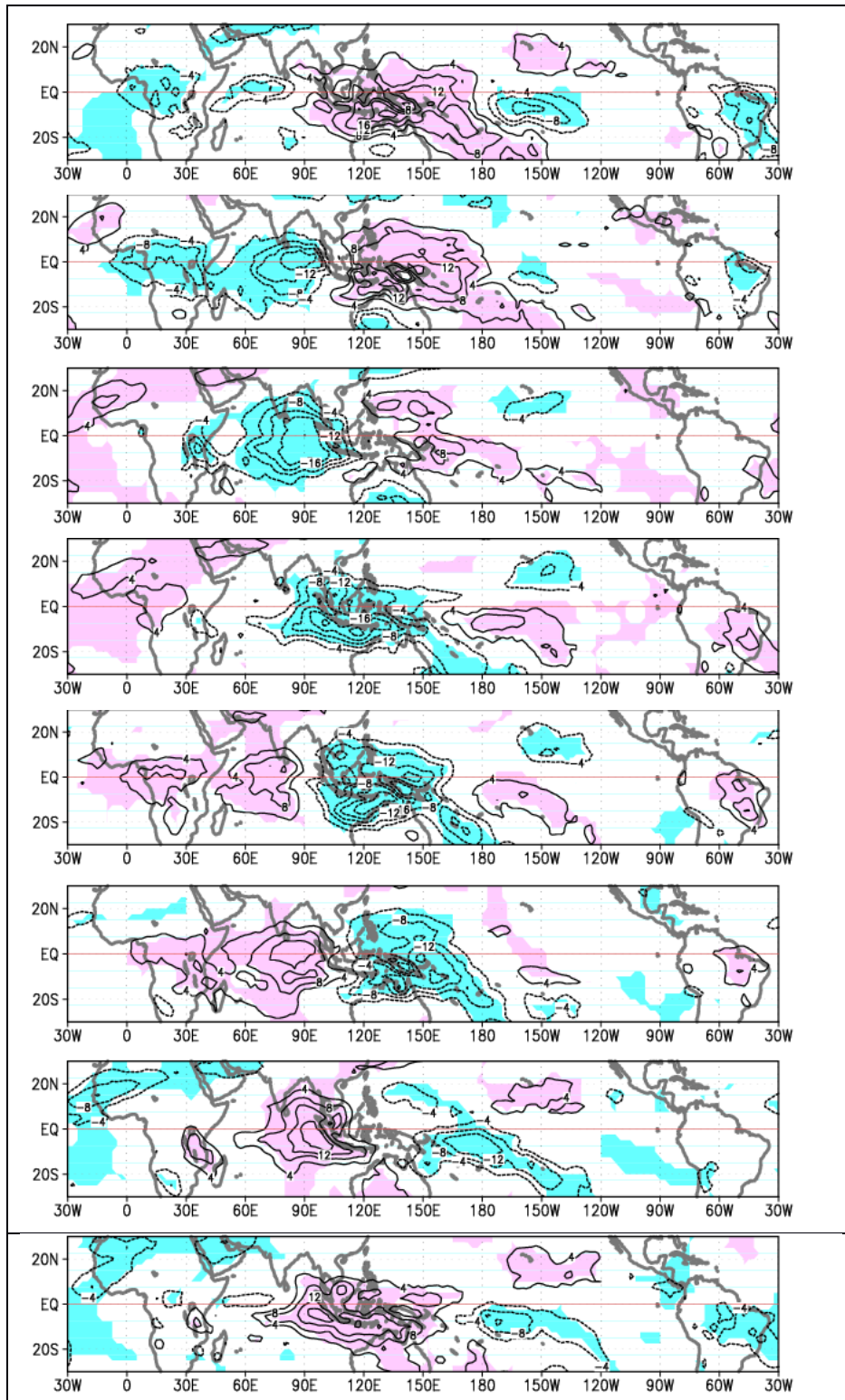


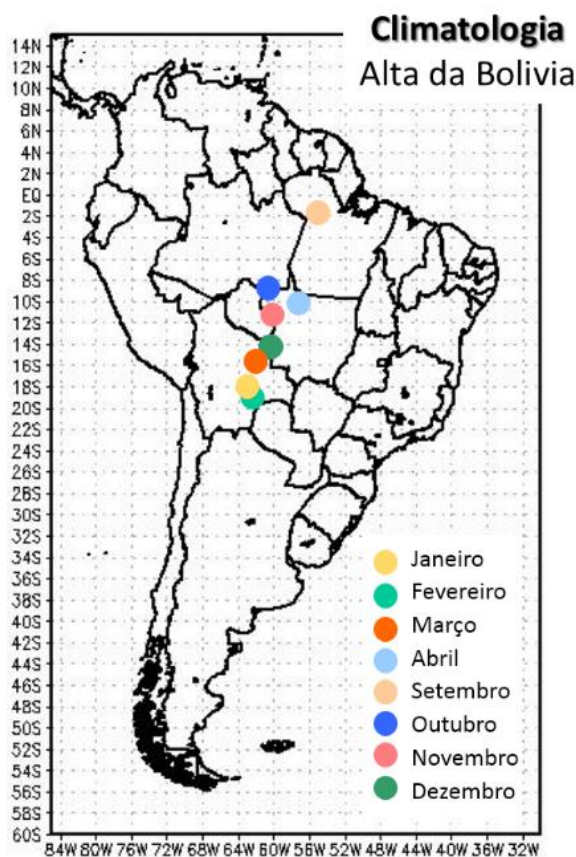
Figura 2.2.2 (b): Esquemas das variações espaço-temporais da perturbação relacionada com a OMJ. Os contornos apresentam composições de anomalias de ROLE com intervalos de $4 \text{ W} / \text{m}^2$. O sombreado indica um nível de confiança de 95%. As anomalias são definidas como campos filtrados passa-banda de 20 a 70 dias baseados no filtro Lanczos de 141 pontos (Duchon 1979). O período de análise é Abr. 1979 - Set. 2012 e o período base para a normal é 1981 - 2010. As composições médias são calculadas para os meses de Dez-Fev, para as 8 fases da OMJ. O primeiro painel é a fase 1, o segundo a fase 2 e assim por diante. Fonte: <http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/clisys/mjo/composite.html> - Bureau of Meteorology Research Centre (BMRC) web site e Wheeler e Hendon (2004)

2.3 ALTA DA BOLÍVIA, CAVADO E VÓRTICE DO NORDESTE

A Alta da Bolívia (AB) é uma circulação anticiclônica fechada na alta troposfera, centrada sobre a Bolívia, sendo bem caracterizada no verão austral da América do Sul, que corresponde a estação chuvosa nas regiões tropicais do continente e com menor intensidade nos meses de outono. A AB surge principalmente devido ao aquecimento do Platô Boliviano e a grande quantidade de calor latente liberada com a intensificação da convecção da Amazônia o fluxo de calor sensível do altiplano dos Andes também a influencia, mas de maneira secundária (LENTERS; COOK, 1997). A AB se posiciona sobre o oeste da Amazônia no mês de outubro e desloca-se para a Bolívia no período de verão, retornando então a Amazônia Central no mês de abril, Gan (1993). (LENTERS; COOK, 1997) também observaram que por conta do balanço da advecção de vorticidade planetária negativa no hemisfério sul, aplica sobre a região de divergência, que tem vorticidade relativa positiva, o que implicará no fluxo de sul, ao sul da região de máxima divergência e pressão alta ao oeste do centro da AB. O centro da AB, se localizará sudoeste da região de máxima divergência em altos níveis. Alguns autores como Gusmão (1996) e Kousky e Kaiano (1981), observaram que há uma variabilidade da posição e da intensidade durante o verão assim como também a variação sazonal da AB em sua trajetória. O centro da AB apresenta uma pequena migração meridional do sul da Amazônia (no início da estação chuvosa) em direção ao altiplano boliviano (no período de máxima atividade convectiva sobre continente sul-americano tropical) que se dá por volta de janeiro, migrando de volta em direção a Amazônia ao fim da estação chuvosa (FERREIRA; RAMÍREZ; GAN, 2009). A climatologia da trajetória da AB, está representada na figura 2.3.1, a qual retrata o posicionamento da circulação nos meses de sua atuação sobre a América do Sul.

De forma geral as principais características para formação e manutenção da Alta da Bolívia são: a) o desenvolvimento da AB no período do verão é associado ao forte aquecimento do Altiplano Boliviano, que aquece a coluna troposférica, aumentando a espessura sobre o continente o que gera o anticiclone em altos níveis; b) o aumento da espessura da camada troposférica em 200 e 500 hPa no verão do hemisfério sul, devido ao forte aquecimento associado aos dois processos: calor latente devido a convecção e calor sensível liberado pelo Altiplano Boliviano; c) a distribuição da convecção no cinturão tropical é importante para determinar a posição da AB; d) intensa e persistente precipitação na região tropical da A. S. e liberação do calor latente.

Figura 2.3.1: Climatologia da trajetória da AB sobre a América do Sul: FONTE: CPTEC/INPE



O Cavado do Nordeste (CNE) e o Vórtice do Nordeste (VCAN), é um sistema que ocorre nos altos níveis, posicionando-se ao longo da costa da região Nordeste do Brasil, cuja atuação pode se dar em forma de cavado (CNE) ou por vezes uma circulação fechada, formando assim o vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN). No centro do fenômeno ocorre convergência, ou seja, subsidência, deixando o tempo estável, já na periferia devido a dinâmica da circulação gera movimentos ascendentes o que provoca nebulosidade (FERREIRA; RAMÍREZ; GAN, 2009).

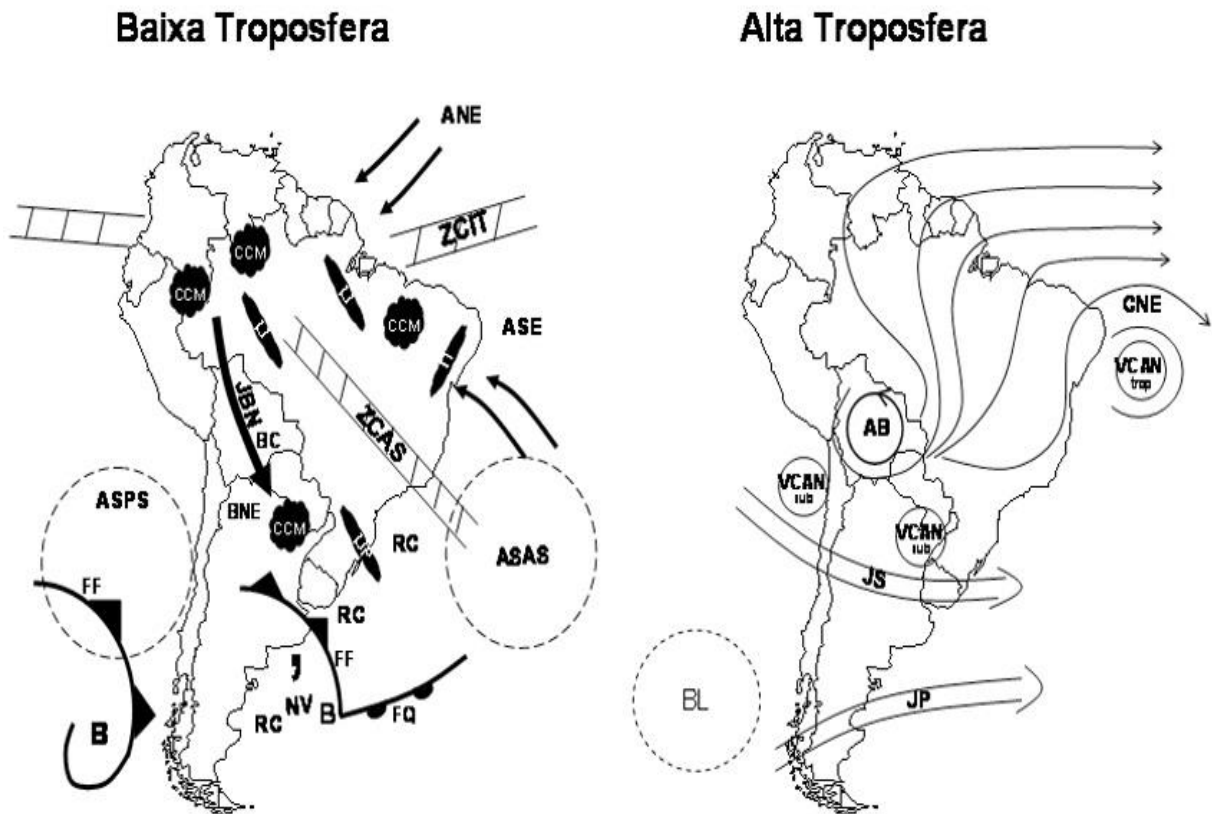
Para uma melhor caracterização do VCAN, Paixão (1999) identificou quatro mecanismos de formação do vórtice no nordeste brasileiro como: a formação clássica, formação alta, formação africana I e formação africana II. Destacamos então os dois tipos de mecanismos como: formação clássica que é proposta por Kousky e Gan (1981), associado diretamente a intensificação da AB e ao deslocamento de frentes frias para latitudes mais

baixas; e a formação alta que se dá na intensificação da ZCAS que causa a formação da Alta do Sul em altos níveis o que resulta na formação de um cavado ao norte/nordeste do anticiclone.

Em sua maioria os VCANs irão se formar em virtude da intensificação da crista associada a AB em direção a região Sudeste do Brasil, em função do aumento da atividade convectiva sobre esta região, principalmente nos meses de janeiro e fevereiro, e também por conservação de vortacidade absoluta (FERREIRA; RAMÍREZ; GAN, 2009). Assim como, a atuação do vórtice irá impedir o avanço de sistemas frontais para o litoral do Nordeste, o qual contribui para a permanência dos mesmos sobre a região sudeste o que causa precipitações persistentes associados a ZCAS

Assim de uma forma geral, segundo Figueroa et al., (1995) a circulação atmosférica durante o verão na A.S. apresenta alguns sistemas bem definidos em altos níveis: o anticiclone centrado na Bolívia, conhecido como alta da Bolívia (AB), que é formada pelo aquecimento da superfície na região do Chaco, e um cavado próximo à costa do nordeste brasileiro, ou mesmo em algumas situações, a circulação associada a esse cavado torna-se um vórtice (VCAN) com centro frio, que exerce grande influência na distribuição de chuva sobre o nordeste brasileiro. E em resposta a estas circulações em altos níveis, em baixos níveis, a circulação atmosférica na América do Sul apresentara um escoamento de norte no centro do continente, que é importante para o transporte de umidade da região amazônica para o Brasil central e regiões sul e sudeste do país. Esse escoamento, é um importante mecanismo de formação da ZCAS, representação na figura 2.3.2.

Figura 2.3.2: Representações dos sistemas meteorológicos atuantes sobre a América do Sul em baixos níveis (à esquerda) e em altos níveis (à direita) da troposfera. Em baixos níveis temos: ventos alísios de nordeste (ANE), ventos alísios de sudeste (ASE), alta subtropical do Atlântico Sul (ASAS), alta subtropical do Pacífico Sul (ASPS), baixa pressão (B), baixa do Chaco (BC), baixa do noroeste da Argentina (BNE), complexo convectivo de mesoescala (CCM), frente fria (FF), frente quente (FQ), jato de baixos níveis (JBN), linha de instabilidade tropical (LI), linha de instabilidade pré-frontal (LIP), nuvem vírgula (NV), regiões ciclogênicas (RC), zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e zona de convergência intertropical (ZCIT); Em altos níveis temos: alta da Bolívia (AB), bloqueios atmosféricos (BL), cavado do nordeste do Brasil (CNE), jato subtropical (JS), jato polar (JP), vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais (VCAN sub), vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais (VCAN trop). Alguns sistemas como a AB, CNE e as ZCAS atuam durante a estação úmida da faixa tropical da América do Sul e os JS e o JP se fundem em apenas um jato durante o verão. (Fonte: Reboita et al. (2010), adaptado de Satyamurty, Nobre e Dias (1998))



2.4 MODELOS REGIONAIS

Tanto os modelos globais quanto os modelos regionais, têm melhorado e avançado nos últimos anos, porém, os modelos globais ainda não conseguem ter uma boa representação em processos de menor escala, como a representação da precipitação que é subestimada. Chou e Nobre (2011), mostraram que principalmente na região da Indonésia, da Amazônia e centro-sul da América do Sul e superestimada no Nordeste do Brasil, na zona de convergência intertropical (ZCIT) e na zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) esta representação é ruim. Embora erros sistemáticos ocorram nas regiões tropicais, as melhores correlações entre anomalias de precipitação em modelos e as anomalias observadas ocorrem na região que inclui o norte do Nordeste do Brasil, leste da Amazônia e Região Sul do Brasil. Utilizando-se do Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (BESM) Nobre et al., (2012) estudou a variabilidade sazonal da ZCAS, o qual mostrou destreza de previsibilidade das anomalias de precipitação sobre águas frias no Atlântico Tropical Sul, fenômeno este não simulado por modelos atmosféricos globais forçados por campos observados de TSM (Marengo et al. 2003; Nobre et al. 2006). Sendo este o primeiro resultado publicado o qual se utilizou um modelo acoplado oceano-atmosfera suportando as indicações anteriores da importância dos processos de acoplamento oceano-atmosfera sobre o Atlântico Sul relativos à dinâmica da ZCAS (Chaves e Nobre 2004; De Almeida et al. 2007).

NÓBILE TOMAZIELLO (2010) utilizou as simulações do modelo regional BRAMS (Regional Atmospheric System with Brazilian Developments) para dois eventos de ZCAS: um em ano de El Niño e outro em ano de La Niña, com TSM's com diferentes resoluções espaciais e temporais. Para acompanhar o desempenho do modelo utilizou índices estatísticos, e concluiu que o pior desempenho do modelo se deu quando usou uma resolução espacial e temporal menos refinada, e o melhor desempenho quando com uma resolução mais refinada, este resultado para o evento de El Niño. Já para o ano de La Niña, a autora não observou diferenças significativas no desempenho do modelo. A maior parte do erro do modelo na previsão de precisão, é devido ao viés do próprio modelo, que se mostrou melhor em identificar a ocorrência ou não de chuva, do que em localizar núcleos convectivos mais intensos. O autor também observou em seus estudos que em relação à simulação de precipitação nas regiões que compõem a ZCAS, o melhor desempenho do modelo se deu na região amazônica da ZCAS e o pior na região oceânica.

Vários estudos já foram realizados utilizando modelos regionais na tentativa de se obter uma melhor simulação dos sistemas que atuam na América do Sul: Na região do nordeste do Brasil, as previsões climáticas tem utilizado o modelo espectral regional RSM (Regional Spectral Model) (Juang e Kanamitsu, (1994), conforme os estudos de Nobre et al, 2001; Sun et al, 2005. Nobre et al, 2001, através do modelo RSM aninhou o mesmo a três membros de previsões do ECHAM3 (Roeckner et al. 1992) e mostrou que o RSM melhora a posição da ZCIT e também a distribuição de chuvas na região. Já nos estudos de Sun et al. (2005), que produziu uma integração de 6 meses para a estação chuvosa no período de 1971-2000, apesar de o RSM ter corrigido a posição da ZCIT do ECHAM4.5, subestimou a precipitação na região.

Outros modelos regionais como RegCM (Giorgi ,1990) também foram utilizados na previsão de precipitação (neste trabalho foi usado a sua versão 4). Da Rocha et al. (2009) utilizou o modelo RegCM3 forçado com reanálises do NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) como condições de contorno e TSM observada para reproduzir o clima de verão nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro sobre uma grande parte do território brasileiro. Como resultado dos seus estudos as simulações do modelo reproduziram as principais características de circulação no período de verão, como a banda de precipitação associada à ZCAS, assim como também o ciclo diurno da precipitação em diferentes áreas. As principais falhas do modelo se deram nas regiões do Oceano Atlântico, que na sua maior parte foi gerada pelo esquema de precipitação explícita do modelo, havendo reduzida precipitação pelo esquema de parametrização convectiva.

A fim de um maior esclarecimento sobre modelos regionais o programa europeu “7th Framework Programme”, investiu em um estudo de impactos e vulnerabilidade em cenário futuro de mudanças climáticas na Bacia do Rio da Prata. Sendo este estudo de extrema importância devido a utilização dos vários modelos regionais que tentaram reproduzir o clima sobre a A.S., modelos como: MM5 (Grell et al. 1994), RegCM3, RCA (Samuelsson et al. 2011), REMO (Jacob et al, 2001), PROMES (Sanchez et al, 2007), Eta (Chou et al, 2012), e LMDZ (Li, 1999). Mesmo o estudo tendo como enfoque de estudo a Bacia do Rio da Prata, o domínio utilizado pelos modelos abrangia toda A.S. Os modelos climáticos regionais produziram simulações do clima presente utilizando-se reanálises do Era-Interim (Dee et al., 2011) no período de 1989-2008. O que permitiu observar os principais erros encontrados em cada um deles. Solman et al (2013), também mostraram que o conjunto desses modelos regionais, teve uma boa reprodução do ciclo anual da temperatura e precipitação, com os erros em torno de

$\pm 2^{\circ}\text{C}$ na temperatura e $\pm 20\%$ na precipitação, com os maiores erros encontrados nas regiões tropicais.

Os modelos regionais com o intuito de refinar sua grade para uma melhor representação de processos de pequena escala utilizam o método de downscaling (dinâmico ou estatístico). No método do downscaling dinâmico os modelos climáticos regionais (MCR) utilizam condições iniciais e de contorno dos modelos climáticos globais (MCG). Os modelos têm a capacidade de representar fenômenos meteorológicos de escala global e com o aninhamento de grades refinadas conseguem também representar de forma mais acurada os fenômenos de escala local. (Chou e Nobre, 2011). Já o método downscaling estatístico irá se basear no princípio de que o clima local é condicionado por dois tipos de fatores: os fatores de larga escala que medem aspectos da circulação global (ex. El Niño/Oscilação Sul, ENOS) e características fisiográficas locais tais como topografia, alternância terra/mar nas regiões costeiras e uso da terra (Wilby et al., 2004) que medem aspectos locais. O autores classificaram o método estatístico em três categorias: a) Métodos baseados na classificação de padrões de tempo: os quais as variáveis climáticas locais são relacionadas com classes de tempo de escala sinótica (Fowler et al., 2007); b) Geradores de tempo: os modelos que produzem séries temporais sintéticas de variáveis meteorológicas para uma determinada região; e c) Modelos de Regressão: estimam relações quantitativas entre preditores oriundos de MCG e variáveis prognósticas locais utilizando modelos empíricos (Fowler et al., 2007; Mendes et al., 2009). Uma quarta abordagem conhecida como análise de sobrevivência (Maia e Meinke, 2010) também pode ser usada para downscaling estatístico. No Brasil esse tipo de modelo estatístico foi usado para gerar projeções de início de estação chuvosa em função de preditores derivados do fenômeno ENOS (Maia et al., 2011).

3 OBJETIVO

Como objetivo geral, serão avaliados a relação destes eventos selecionados com a Oscilação de Madden e Julian, já que serão analisados apenas os eventos ZCAS que ocorreram quando a ZCAS coincidia com a fase 8 da OMJ (fase está, mais propicia a precipitação na A.S.)

Com base nos descrito acima, o presente trabalho tem como objetivo específico, identificar o máximo de campos atmosféricos relacionados com a ZCAS (descritos em outros trabalhos) e verificar como estes são reproduzidos no modelo regional RegCM4.

4 DADOS E METODOLOGIA

4.1 SELEÇÃO DO EVENTOS DE ZCAS DE ACORDO COM A OMJ

Para esta pesquisa foram selecionados casos de ocorrência de ZCAS no período de 1992 a 2015, agrupados pelo grupo GPC (Grupo de Pesquisa e Clima) da UFSM, os quais foram encontrados a partir de cartas sinóticas, imagens de satélites (ex. Quadro 1: mostram uma banda de nebulosidade com orientação NW/SE, correspondendo a atuação da zona de convergência). A grande maioria destes eventos foi obtida no Boletim Climanálise (CPTEC/INPE), na literatura (teses, artigos, dissertações) e também com diferentes características baseados na distribuição de ROLE (radiação de onda longa emergente), ex. no quadro 2 (é possível observar na distribuição de Anomalia de ROLE, anomalias negativas na posição climatológica da ZCAS, indicando que estas anomalias é por conta da atuação da zona de nebulosidade), com base na duração e posicionamento do fenômeno, totalizando 160 eventos de ZCAS. Após, foi avaliado os eventos de ZCAS, de acordo com o movimento para leste da oscilação Madden e Julian (OMJ) conforme as 8 fases (figura 2.1.1a) e fase ativa, mostrado na figura 3.1.1b, respectivamente. Tal escolha se deu, pois o interesse do estudo é analisar apenas os eventos ZCAS que tivessem relação com a OMJ, visto que oscilações nesta escala não são adequadamente representadas em modelos numéricos (FERRAZ et al 2013). Desde o trabalho pioneiro de Casarin e Kousky (1986), incluindo os trabalhos de Paegle e Mo (1997), Paegle et al. (2000), Ferraz (2004) entre outros, é conhecido que perturbações de grande escala que são influenciadas pela convecção da MJO, as quais propagam-se para as Américas e induzem flutuações intrasazonais na precipitação das monções americanas. No verão austral no sul do Brasil as precipitações podem chegar cerca de 400-600 mm/mês dia-1; cerca de 50% -75% da média de chuva, (Fonte: Normais do INMET) e uma boa parcela desta precipitação é devido a ZCAS.

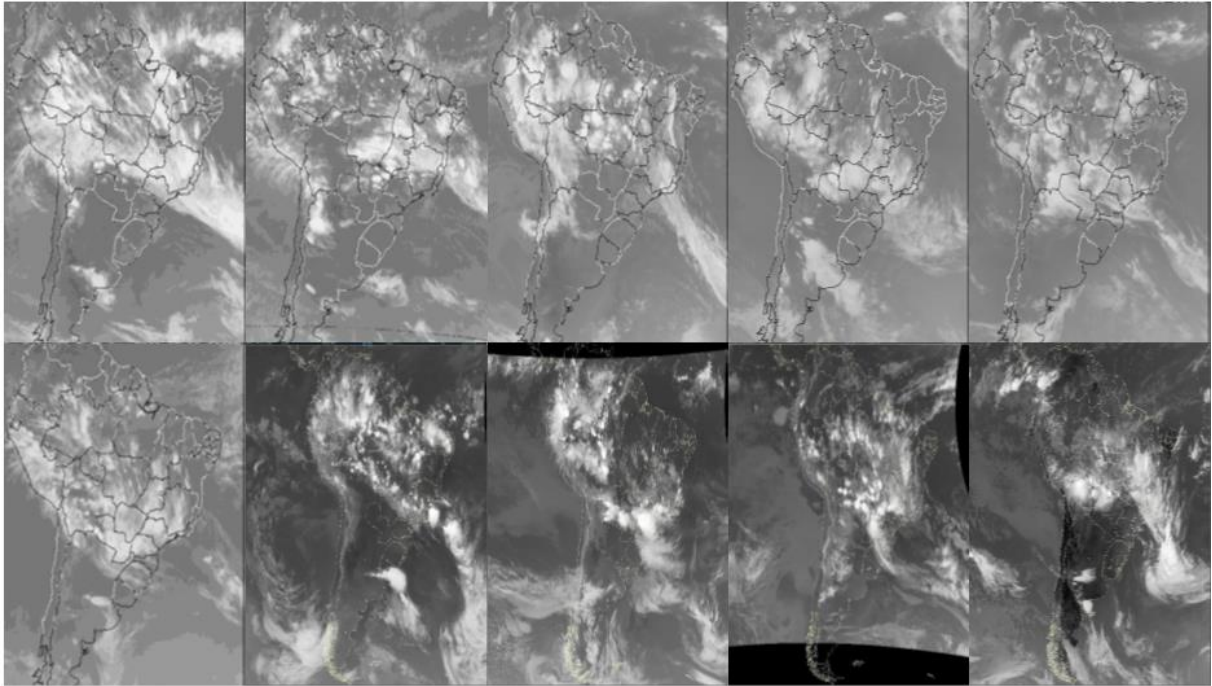
A partir dos eventos listados pelo grupo GPC, foi verificado em qual fase da OMJ a zona de convergência encontra-se posicionada na América do Sul (A.S). E de acordo com as 8 fases da OMJ, obtiveram-se a ocorrência de 10 eventos na fase 8, fase está em que a ZCAS encontra-se mais ativa na A.S (conforme a figura 2.2.2). Os períodos de ocorrência dos eventos serão entre os meses de outubro a março, conforme o período de ocorrência de ZCAS, os eventos selecionados estão listados na tabela 1.

Em seguida, para facilitar as análises dos eventos procurou-se características comuns entre eles, através dos padrões atmosféricos necessários para ocorrência e permanência do fenômeno, conforme proposto por Quadro (1994). Obtendo a divisão dos eventos em três grupos, os quais tiveram comportamentos similares, principalmente no campo referente a precipitação, cujo a banda de nebulosidade, no geral, se mostra bem orientada no sentido noroeste/sudeste. No grupo 1 foram selecionados quatro eventos com características semelhantes, que se mostraram como exemplo de ZCAS clássica, com a banda bem orientada no sentido NW/SE, estendendo-se desde a região amazônica até o Oceano atlântico leste, no grupo 2 foram selecionados quatro eventos, e no grupo 3 dois eventos. Tanto no grupo 1 quanto no grupo 3, observa-se características de ZCAS continental, com sua banda de nebulosidade mais localizada na região amazônica até a costa leste do Brasil no grupo 1. A diferença entre os grupos 1 e 3, se dá na formação do eventos, pois no grupo 3 os eventos de ZCAS numero 6 e 9, conforme a tabela, se deram a partir da inserção de uma frente fria que se manteve semi-estacionaria na região sudeste, e também a atuação de um sistema frontal no Rio Grande do Sul chegando ate ao litoral do Rio de Janeiro, respectivamente . Já no grupo 2 a maior parte da banda de nebulosidade se estende mais ao Oceano (Quadro 3), de acordo com os estudos de Carvalho et al., (2004)

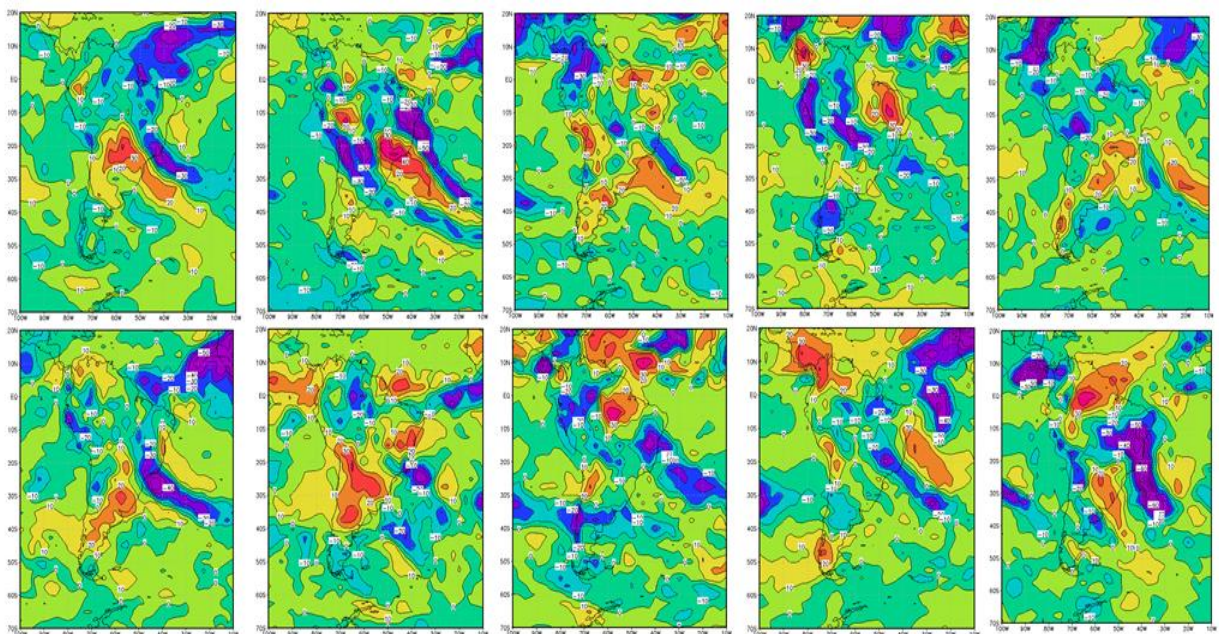
Tabela 1: Ocorrência dos eventos de ZCAS, total de 10 eventos.

<i>Eventos</i>	<i>Ano</i>	<i>Mês</i>	<i>Duração do evento</i>	<i>Grupo</i>
1	1997	Janeiro	02 - 08	G1
2	2000	Janeiro	21 - 24	G2
3	2001	Dezembro	24 - 28	G1
4	2005	Novembro	17 - 21	G1
5	2005	Dezembro	24 - 29	G2
6	2006	Fevereiro	09 - 13	G3
7	2009	Março	13 - 16	G1
8	2009	Outubro	21 - 24	G2
9	2009	Dezembro	04 - 09	G3
10	2015	Fevereiro	04 - 08	G2

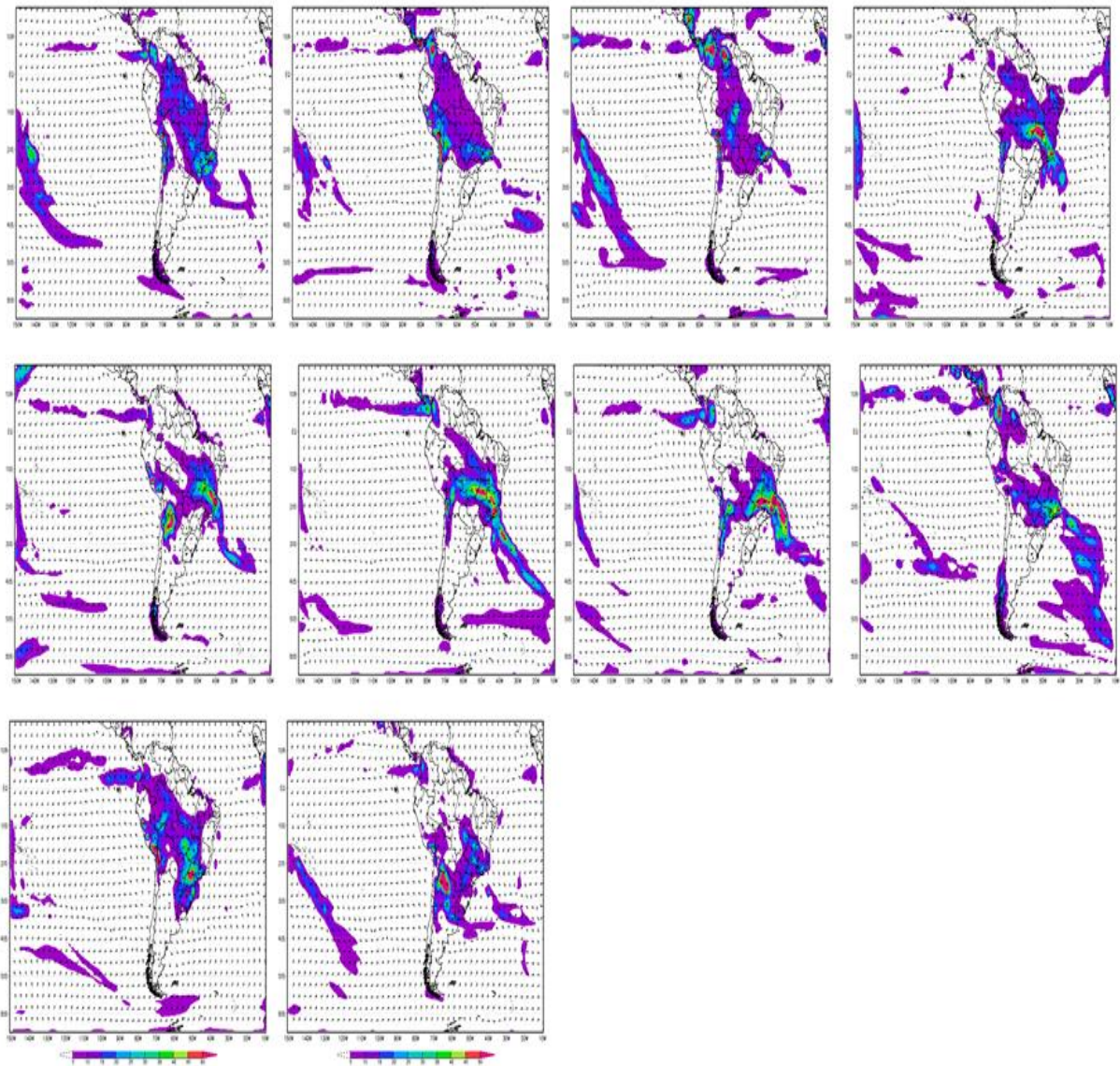
Quadro 1: Eventos de ZCAS em imagens de satélites no canal IR, do GOES-8 referente aos eventos de 1997,2000 e 2001(conforme as datas na tabela 1), do GOES 12 referente aos eventos de 2005,2006 e 2009(conforme tabela 1) e do GOES -13 (conforme a tabela 1)



Quadro 2: Anomalia de ROLE durante as ocorrências dos eventos de ZCAS (eventos da tabela 1), tons de azul representam anomalias negativas e tons de vermelho positiva. Fonte: NOAA



Quadro 3: Eventos de ZCAS referentes ao G1(painel superior), G2 (painel central) e G3 (painel inferior).



4.2 METODOLOGIA

4.2.1 MODELO REGIONAL REGCM4

Para avaliar quanto um modelo regional é capaz de representar os campos atmosféricos relacionados a ZCAS foi utilizado os modelos regional RegCM “Regional Climate Model” versão 4 que se originou pelo National Center for Atmospheric Research (NCAR) a partir do Mesoscala Model version 4 (MM4, Anthes et al., 1987), atualmente mantido pelo Department Earth System Physics (ESP) do Abdus Salam - International Centre for Theoretical Physics (ICTP). A primeira versão do modelo RegCM1, foi desenvolvido em 1989 e desde então sofreu grandes atualizações em 1993 (RegCM2) 1999 (RegCM2.5), 2006 (RegCM3) e mais recentemente, 2010 (RegCM4). Sendo esta última versão, utilizada no presente estudo. Quando se compara o modelo RegCM4, com suas versões anteriores, inclui-se uma nova descrição de superfície terrestre, camada limite planetária e sistemas de fluxo de ar sobre o mar. Um sistema misto de parâmetros de convecção, configuração de banda tropical e modificações na transferência radiativa e sistemas de camada limite. Possui também uma atualização completa do código computacional com maior flexibilidade, portabilidade e facilidade na utilização (ELGUINDI, 2013).

Giorgi e Anyah (2012) também mostram as principais melhorias desenvolvidas no modelo que incluem uma recodificação completa para aumentar a sua flexibilidade, portabilidade e facilidade de utilização, acoplamento com a química / aerossol, lago, mar e componentes do modelo de biosfera. Outras melhorias em curso incluem uma versão na banda tropical, acoplamento a um modelo oceânico regional, inclusão de química em fase gasosa integral, atualizações de alguns esquemas físicos (convecção, PBL, microfísica das nuvens) e desenvolvimento de um modelo dinâmico não hidrostático. Os estudos de Giorgi e Mearns (1999), Giorgi et al (2006) relatam que o modelo tem sido utilizado para uma vasta gama de aplicações, desde estudos climáticos, paleoclimáticos, e projeções de mudanças climáticas regionais e, mais recentemente, os estudos de impacto sobre a saúde (calor stress), hidrologia e agricultura (por. Ex. Tironi et al, 2017).

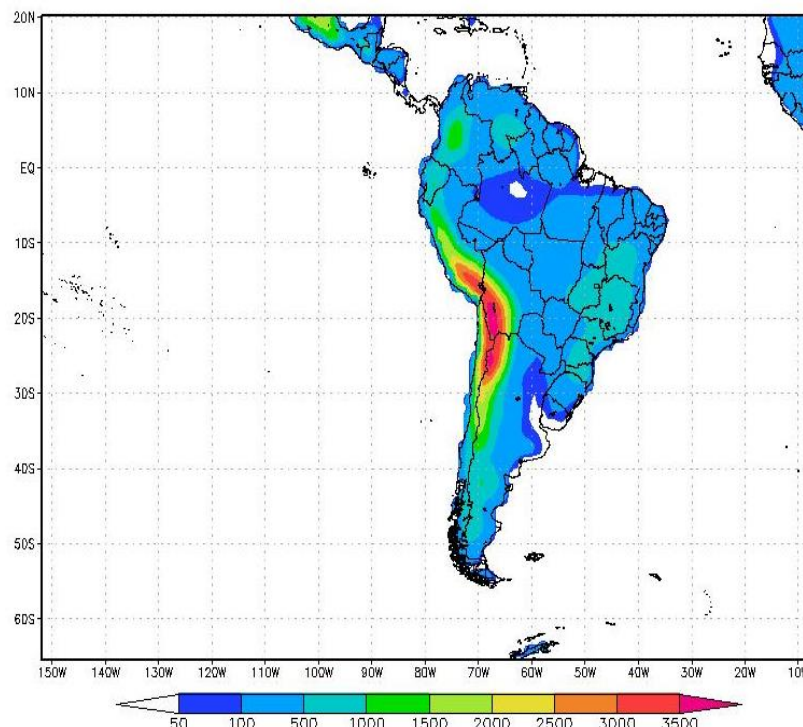
Os Modelos de Circulação global possuem uma resolução horizontal na ordem de centenas de quilômetros ou mais e deste modo não conseguem resolver explicitamente as nuvens cumulus que possuem diâmetros na ordem de 1-10 km. Uma das maneiras de se resolver

este impasse é utilizado Modelos regionais aninhados aos Modelos globais. Assim, os Modelos globais conseguem simular o comportamento da atmosfera em grande escala enquanto que os regionais são utilizados para simular os movimentos de pequena escala representando assim as nuvens cumulus. A representação dos cumulus em termos de sub-grade é chamada parametrização de cumulus. A reprodução da circulação atmosférica em modelos numéricos é extremamente sensível a formulação da parametrização cumulus (PAN e RANDALL, 1998). Vários estudos foram desenvolvidos no Brasil usando esta técnica (Nobre et al., 2001; Cuadra e Rocha, 2006; Seth, et al. 2007 Ferreira, et al., 2012; Gonçalves, 2015 entre outros), estes realizaram simulações com diferentes resoluções, para representar a variabilidade de temperatura, precipitação e circulações tanto em baixos níveis quanto em altos níveis.

Existem diversos esquemas desenvolvidos para a parametrização de cumulus no RegCM. Em Gonçalves (2005) foram testadas 9 diferentes combinações disponíveis e dentre aquelas foi selecionada a configuração Emanuel terra – Grell Oceano, pois esta apresentou resultados satisfatórios ao simular a precipitação (GRELL, 1993, EMANUEL, 1991).

O domínio utilizado pelo modelo RegCM4, compreende as latitudes $64,98^{\circ}\text{S}$ e $17,64^{\circ}\text{N}$ e longitude $150,74^{\circ}\text{W}$ e $9,47^{\circ}\text{W}$ com resolução horizontal de $0,51^{\circ}$ (figura 4.2.1.1)

Figura 4.2.1.1: Topografia e domínio utilizado nas simulações



4.2.2 DADOS

Os dados utilizados como condição de contorno são as Reanálises ERA-interim do European Centre for Medium-Range Forecast (ECMWF) (Dee et al., (2001); Berrisford et al., (2011)). A topografia e tipos de cobertura de solo usadas nas simulações do modelo RegCM4 que utilizam arquivos globais com uma resolução espacial de um quilômetro e são fornecidos pelo United States Geological Survey (USGS) e pelo Global Land Cover Characterization (GLCC) que interpolados com o RegCM4 fornecem as condições de fronteira sobre o continente.

Foram utilizados os seguintes dados, gerados pelo modelo RegCM4: Precipitação (mm), Vento em (850, 500 e 200 hPa, Altura Geopotencial em 250 hPa, ômega 500 hPa. Temperatura do ar em superfície (°C), Vorticidade Relativa em 200 hPa, Umidade Relativa em 500 hPa (%). As variáveis como Temperatura Potencial Equivalente (Θ_e), Umidade Específica (g/kg) e Divergência, foram calculados conforme os dados disponíveis. As expressões estão disponíveis no Anexo I. Para as análises foram realizadas médias diárias para cada um dos eventos e também as médias do evento de cada variável, e por seguinte as médias de todos os eventos para cada grupo, distribuídos entre os grupos G1 G2 e G3.

Para visualização e manipulação dos dados, utilizou-se o programa Grid Analysis no Display System (Grads). A área de compreensão do estudo, será toda a região na qual a banda de nebulosidade encontra-se estacionada, com orientação noroeste-sudeste, desde a Amazônia, região centro-oeste e sudeste do Brasil, estendendo-se até o Oceano Atlântico Sul, e também as regiões adjacentes, no qual irão influenciar na formação, permanência e intensidade da zona de convergência.

4.3.3 DEFINIÇÃO DA ZCAS

Conforme já citados anteriormente, as associações dos vários padrões atmosféricos podem ter como resposta a ocorrência de ZCAS. Originalmente Kodama (1992) definiu a ZCAS como uma zona frontal que aparece no verão do Hemisfério Sul no Atlântico Sul ocidental. Nas imagens de satélites, surgem como bandas subtropicais quase estacionárias de nuvens

significativas que se estendem dos trópicos aos extratropicais. Além disso, Kodama (1992), Quadros (1994) e Sacramento Neto et al (2010), elencaram diversas características que devem estar presentes quando se tem um episódio de ZCAS:

- a) Banda de nebulosidade de orientação noroeste-sudeste desde a região Amazônica até o Atlântico Sul.
- b) Forma-se ao longo do Jato subtropical (JST) em altos níveis;
- c) É zona de convergência em uma camada inferior úmida, espessa e baroclínica;
- d) Possui gradiente de umidade em baixos níveis, com geração de instabilidade convectiva por processo de advecção diferencial;
- e) Jato Polar pode aparecer em algumas situações acoplado ao JST, quando se tem uma frente fria no Oceano;
- f) Gradiente significativo da Temperatura Potencial Equivalente em 850hPa, se estendendo do Oceano ao continente;
- g) Fluxo de Umidade em 850hPa, desde a região amazônica até o Oceano, direção noroeste-sudeste;
- h) O campo de ômega negativo em 500hPa, juntamente com o fluxo de umidade que aparece em 850hPa;
- i) Alta da Bolívia (AB), na maioria das vezes aparece, mesmo não estando bem configurada;
- j) Cavado no Nordeste brasileiro (CNe), pode ou não aparecer, ou Vórtice do Nordeste (VNe), sendo estes bem definidos nos casos de ZCAS clássicos;
- k) Penetração e associação com convecção tropical de sistemas frontais oriundos do sul do continente.

Nesta análise irá se verificar quais destas características foram reproduzidas pelo modelo regional nos eventos ZCAS selecionados.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

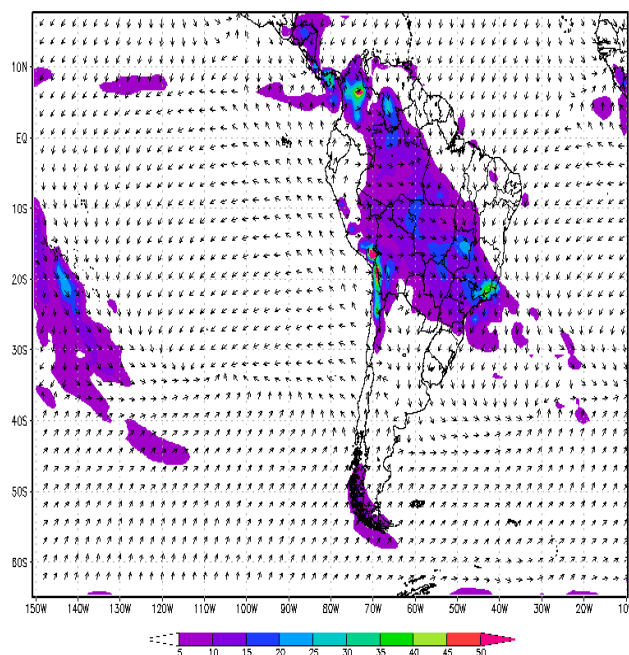
5.1 CAMPOS MÉDIOS DOS GRUPOS (G1, G2 E G3)

A análise será feita dividindo os 10 eventos escolhidos para o estudo, em grupos, tendo então o grupo 1, grupo 2 e grupo 3 (G1, G2 e G3) como já descrito na metodologia. A discussão será em torno das médias dos grupos em cada variável, e quando necessário apresenta-se separadamente as médias dos eventos em cada variável, inseridos em cada grupo.

5.2 Campos Médios do G1

As análises a seguir serão referentes ao G1 que contém a média de 4 eventos, o qual apresentaram características semelhantes referente ao campo de precipitação. A figura 5.2.1, irá mostrar o campo de vento e precipitação em superfície, para observar o escoamento que ocorre no sentido NW/SE e a chuva conforme o posicionamento da nebulosidade referente a ZCAS. É possível observar que o sentido do escoamento de umidade é da região amazônica chegando ao Oceano Atlântico Sul, e abrange toda a região do campo de precipitação associada ao fenômeno, principalmente nas regiões centrais e sudeste do Brasil, tendo em média um acumulado de chuva, de 50 mm.

Figura 5.2.1: Campo médio da precipitação (mm) (sombreado) e vetor vento (u, v) superfície dos eventos de ZCAS do G1. FONTE: Próprio Autor.

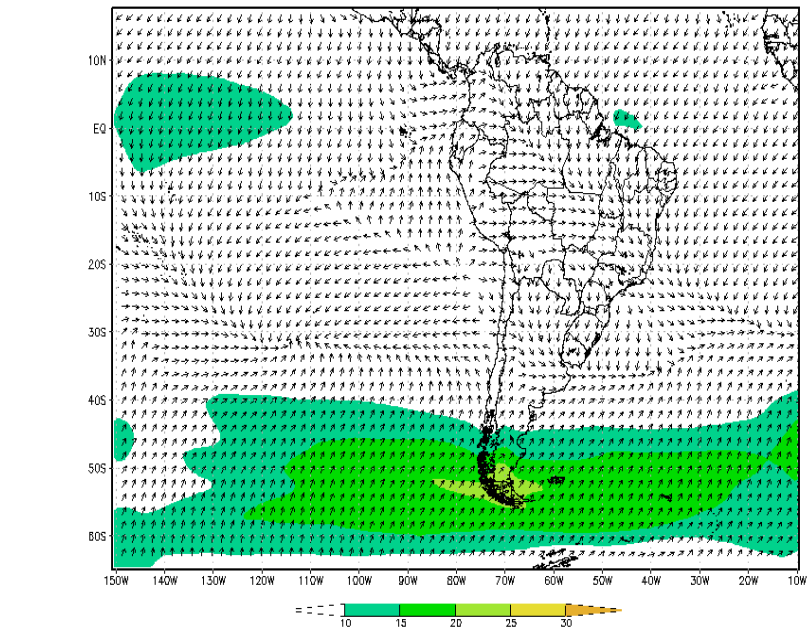


A figura 5.2.2 (a) e (b), mostram os campos médios do escoamento (vector), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado), nos níveis de 850 e 250 mb. Na figura 5.2.2 (a), o modelo conseguiu mostrar o escoamento em baixos níveis da troposfera, na posição climatológica da ZCAS este escoamento é intenso, ocorrendo o transporte de umidade para latitudes extratropicais, através da zona de nebulosidade. Nota-se que os ventos que predominam na porção do litoral sudeste, são de nordeste, e em conjunto, há um fluxo de vento que vem da região do nordeste brasileiro, tendo uma forte influência no transporte de umidade para região da ZCAS, principalmente para o seu ramo oceânico; segundo Bastos e Ferreira (2000), este padrão é observado em superfície até a média troposfera. Neste campo não foi possível observar a influência da circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que conforme Kodama, (1993); Quadro (1994) irá auxiliar no transporte de umidade na região de nebulosidade.

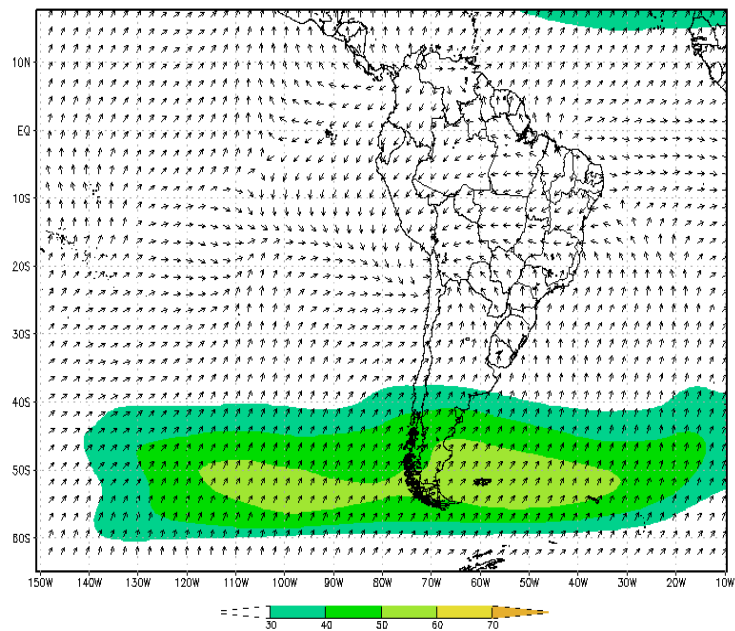
Na figura 5.2.2 (b), nota-se uma circulação anticiclônica, está refere-se à circulação denominada de Alta da Bolívia (AB). Estudos mostram que durante o verão no hemisfério sul, tem-se ocorrência de intensa atividade convectiva, principalmente nas regiões tropicais e subtropicais da América do Sul, conforme (Kruels et al.,1975; Sadler, 1975; Virji, 1981), e em conjunto a esta região de precipitação intensa, há uma região de circulação anticiclônica nos altos níveis da troposfera a AB. Na média dos eventos esta circulação pode ser observada entre as regiões de fronteira entre Chile, Bolívia e Peru. Neste mesmo nível nota-se que na média geral dos eventos o VCAN ou Cavado do Nordeste, não ficou tão evidente, isto por que, apenas o evento de 02 a 08 de janeiro de 1997 mostrou o VCAN em 250hPa, conforme o quadro 4 que mostra a média de cada um dos eventos do grupo. Na média do grupo apenas uma circulação com giro horário, no litoral entre o Maranhão e Piauí, não necessariamente um vórtice formado, é observada. No litoral do nordeste brasileiro o escoamento é mais zonal.

Foi possível também verificar a atuação das correntes de Jatos de Altos Níveis (JAN), tanto o Jato Polar (JP), quanto o Jato Subtropical (JST), entre as latitudes de 35°S e 60°S, porém o escoamento do vento simulado se mostra de maneira não esperada, está perpendicular as isolinhas, e essa característica se deu em todos os eventos estudados. Também é possível se verificar um máximo no valor do escoamento em latitudes médias, entre 30°S e 65°S sobre o Oceano Atlântico Sudoeste, o qual está associado a atuação de uma corrente de Jato de Altos Níveis (JAN), tanto o JST quanto o JP.

Figura 5.2.2. (a) e (b): Campo Médio do vetor vento (u e v) no nível de 850 hPa (a) e nível de 250hPa (b). Dos eventos de ZCAS no G1 FONTE: Próprio Autor

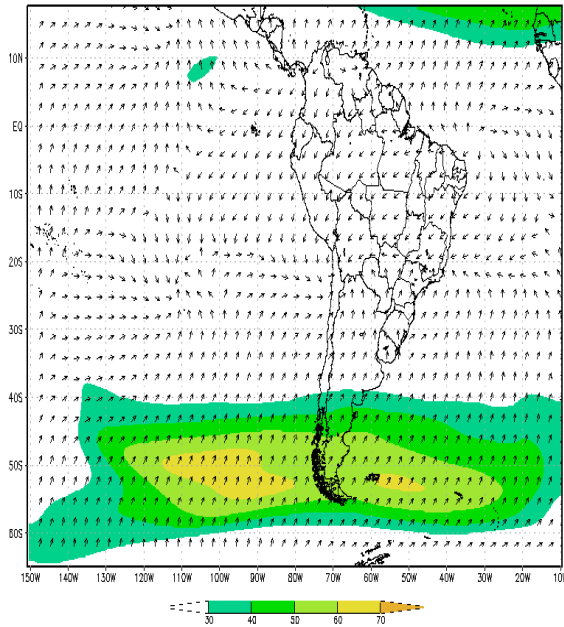


a)

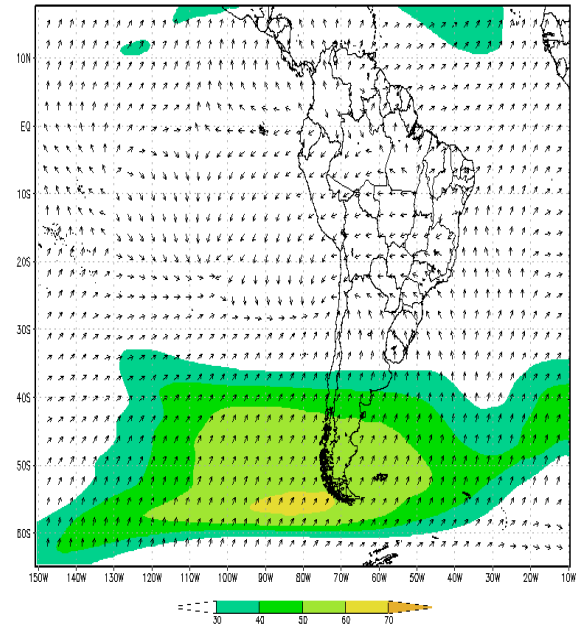


b)

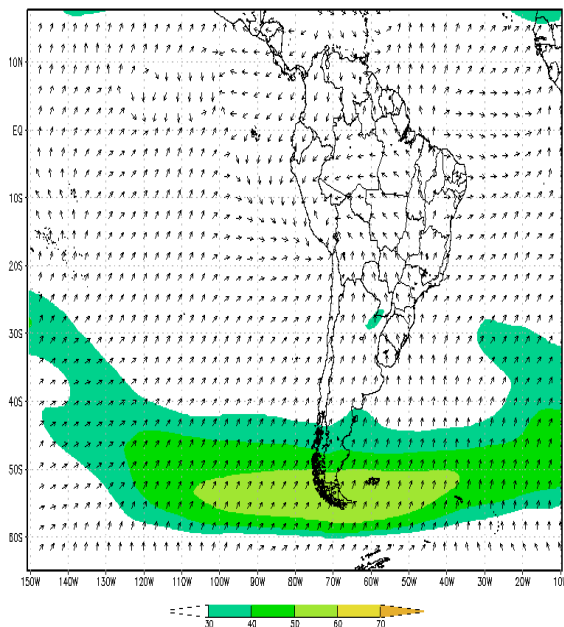
Quadro 4: Campo Médio do vento vetor de cada evento de ZCAS inseridos no G1, no nível de 250hPa FONTE: Próprio Autor



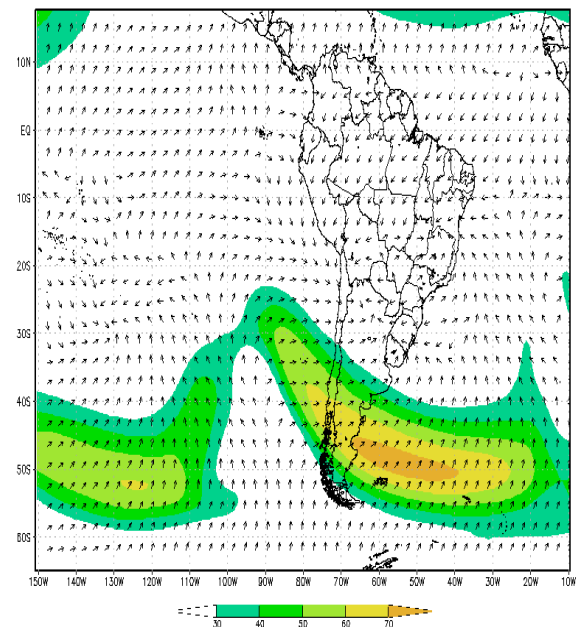
a)



b)



c)



d)

Na região da ZCAS, as respostas atmosféricas acontecem desde a superfície até em altos níveis, em superfície tem-se o escoamento de umidade nos trópicos e extratropicais, contribuindo assim para a convergência. Na média troposfera ocorre a modulação do cavado da ZCAS, o cavado semipermanente a sotavento das cordilheiras dos Andes com orientação noroeste/sudeste, havendo assim alta concentração de umidade, este cavado servirá de recipiente para sistemas de baixa pressão, assim como vórtices de mesoescala. Na figura 5.2.3, através da altura geopotencial analisada em 500 hPa pode ser observado o padrão médio a presença do cavado a leste dos Andes, sendo persistente nas médias de cada evento.

E em resposta ao comportamento atmosférico tanto em níveis baixos como intermediário, a atmosfera em altos níveis, na região onde se encontra a zona de convergência espera-se encontrar uma faixa de vorticidade relativa positiva ou anticiclônica com orientação NW/SE, esta faixa irá delimitar as regiões propícias para a ocorrência de ZCAS, ocasionando um movimento ascendente em superfície, o qual dá suporte para formação de nebulosidade; esse comportamento é evidenciado no campo de chuva na figura 5.2.2. Porém na média total dos eventos, conforme figura 5.2.4, não ficou tão evidente a orientação NW/SE na região da ZCAS, tendo no Oceano Atlântico Sul próximo à costa leste da região sudeste entre Rio de Janeiro e São Paulo, alguns sinais intensos de vorticidade positiva, o qual indica vorticidade relativa anticiclônica em altos níveis, movimento ciclônico em superfície na região da ZCAS. Quadro (1994), ressaltou em seu estudo, quando a ZCAS se apresenta no continente da A.S sinais mais intensos de vorticidade relativa positiva, irão aparecer principalmente nas regiões do Rio de Janeiro, São e Paulo e Minas Gerais.

Já na região do sistema mais adentro do continente tiveram apenas algumas regiões em destaques com sinais positivos de vorticidade, nas demais regiões que compreende a zona de convergência, ficaram no limiar da escala. No geral, este campo a ZCAS ficou melhor representada na média total dos eventos, porém quando analisado cada um dos eventos separadamente, conforme quadro 5, este padrão da faixa de vorticidade relativa anticiclônica não ficou tão evidente na região da zona de convergência, principalmente no evento do dia 17 a 21 de 2005

Figura 5.2.3: Campo Médio da Altura Geopotencial em 250hPa, dos eventos de ZCAS no G1. Fonte: Próprio Autor

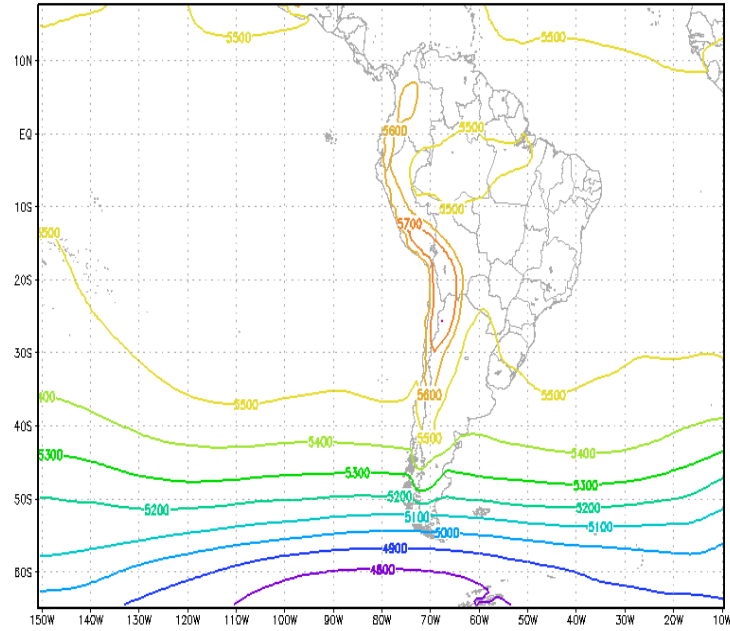
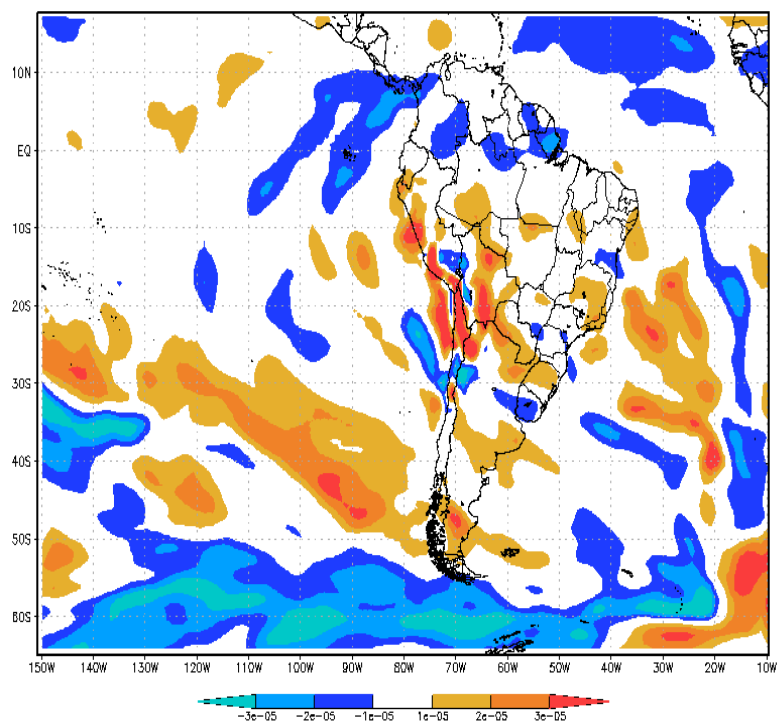
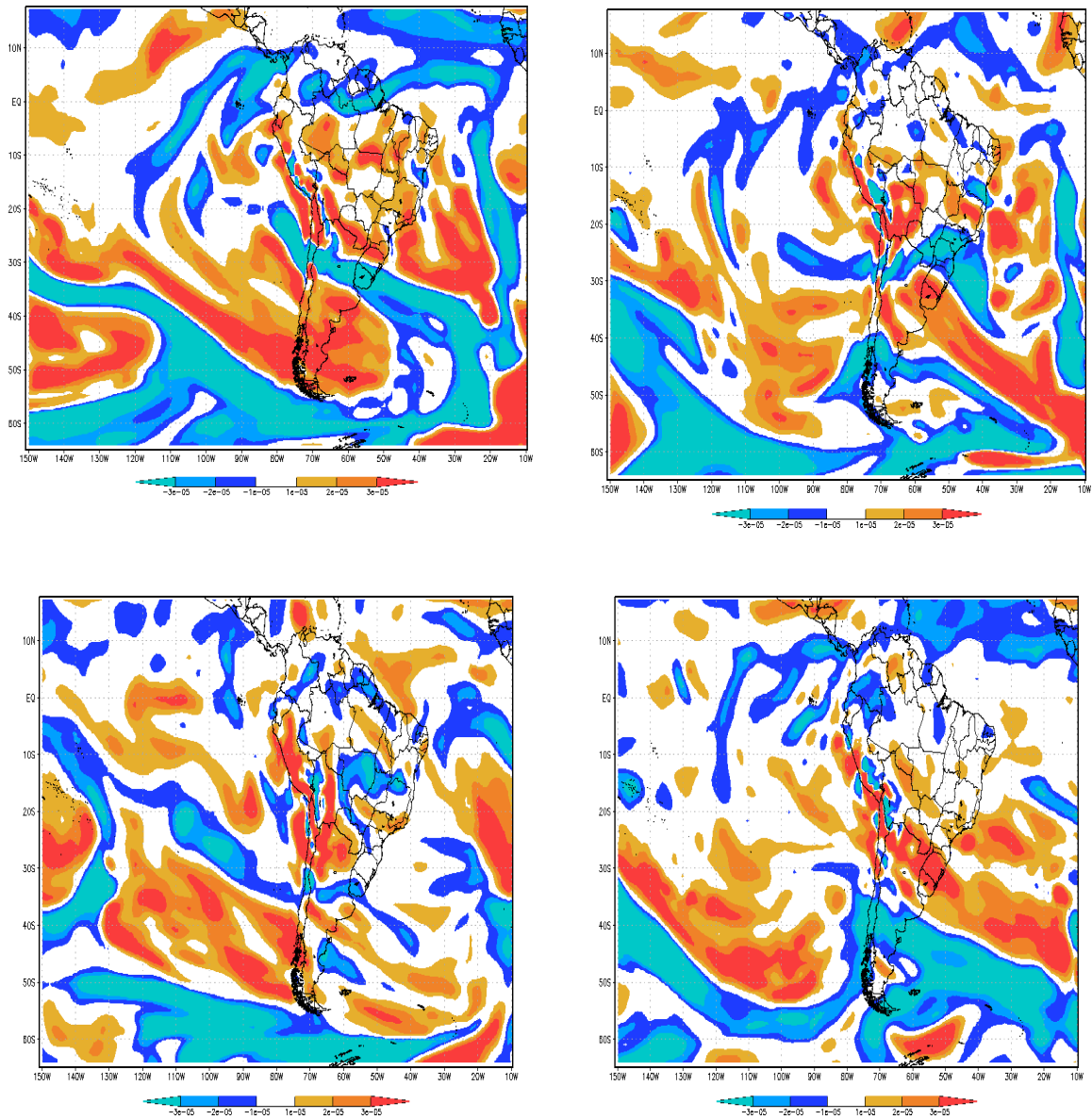


Figura 5.2.4: Campo Médio da Vorticidade Relativa em 250hPa, para os eventos de ZCAS do G1. Fonte: Próprio Autor



Quadro 5: Campo Médio de Vorticidade Relativa de cada evento de ZCAS, inseridos no G1 Fonte: Próprio Autor



A figura 5.2.5 (a) e (b) mostram a divergência, quando negativa, associa-se a convergência de umidade, ou seja, está havendo convergência de massa em baixos níveis, movimento ascendente, o qual contribui para formação de nebulosidade na região da ZCAS. Assim padrões de circulações de grande escala serão observados no período de verão, tanto no nível de 850hPa quanto de 500hPa, na média total dos eventos. A região de divergência ficou deslocada quando comparada a região da posição climatológica da ZCAS. No nível de 850(hfigura 5.2.5(a), a região de divergência, ficou mais ao norte da posição da zona de

convergência, e sobre a cidade do Rio de Janeiro ocorrendo convergência (subsidiência). Esse comportamento na média total do grupo se dá devido aos eventos de, 02 a 08 janeiro de 1997 e o evento de 24 a 28 de dezembro de 2001, figura 5.2.6 (a e b) respectivamente. Ambos os eventos mostraram sinais positivos de divergência bem intenso, na região da ZCAS. No nível de 500 (figura 5.2.5 (b)) a faixa de divergência também ficou deslocada, apontando apenas algumas regiões de divergência negativa, não tendo uma banda bem definida, sofrendo a mesma influência dos eventos destacados. Apesar do sinal negativo de divergência estar mais ao norte de onde se encontra a ZCAS, em ambos os níveis pode ser observado a orientação NW/SE associado a zona de convergência. Essas regiões de divergência, irão caracterizar a concentração de convergência de umidade.

Assim de modo geral na baixa troposfera se mostrou melhor representado e bem organizado quanto a orientação na região da ZCAS, o movimento ascendente irá transportar umidade para os níveis superiores o qual irá contribuir para a instabilidade da camada, dando a assim manutenção a nebulosidade que será associada a precipitação nas ocorrências dos eventos.

No campo médio ômega no nível de 500h Pa, figura 5.2.7, valores negativos aparecem na região em que a ZCAS está atuando, tanto na média total dos eventos quanto na média de cada um dos eventos, o que remete a movimentos verticais ascendentes. Observa-se também neste campo que a região que tem valores negativos mais intensos de ômega, no litoral leste entre as regiões de São Paulo e Rio de Janeiro, são as regiões que tiveram maiores acumulados de chuva na média do grupo.

Figura 5.2.5 (a) e (b): Campo Médio de Divergência nos níveis de 850hPa (a) e 500hPa (b), dos eventos de ZCAS, inseridos no G1 Fonte: Próprio Autor

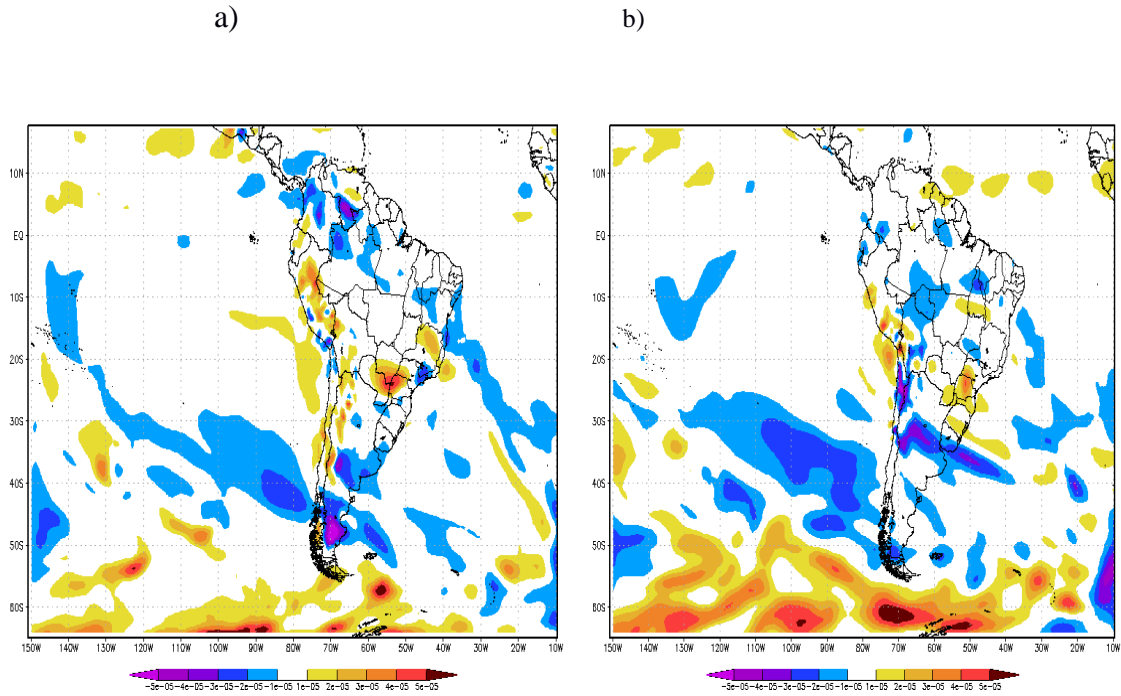


Figura 5.2.6 (a e b): Campo Médio de Divergência dos eventos de 1997 (a) e 2001(b) Fonte: Próprio Autor

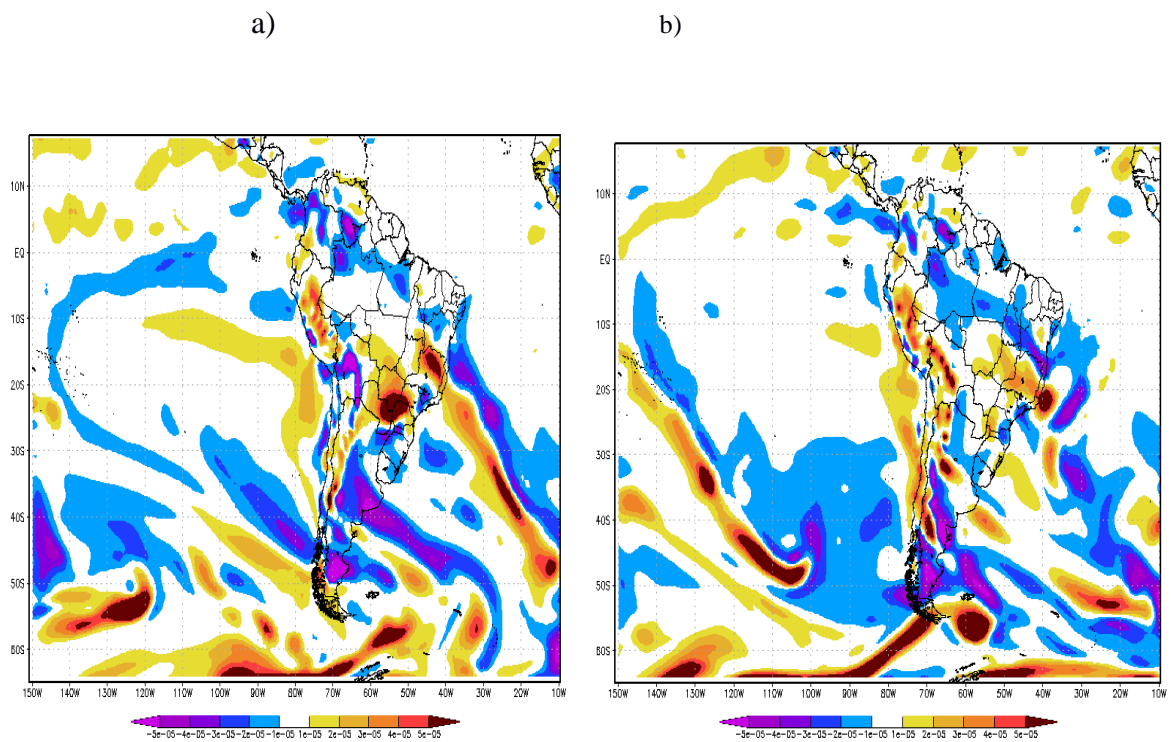
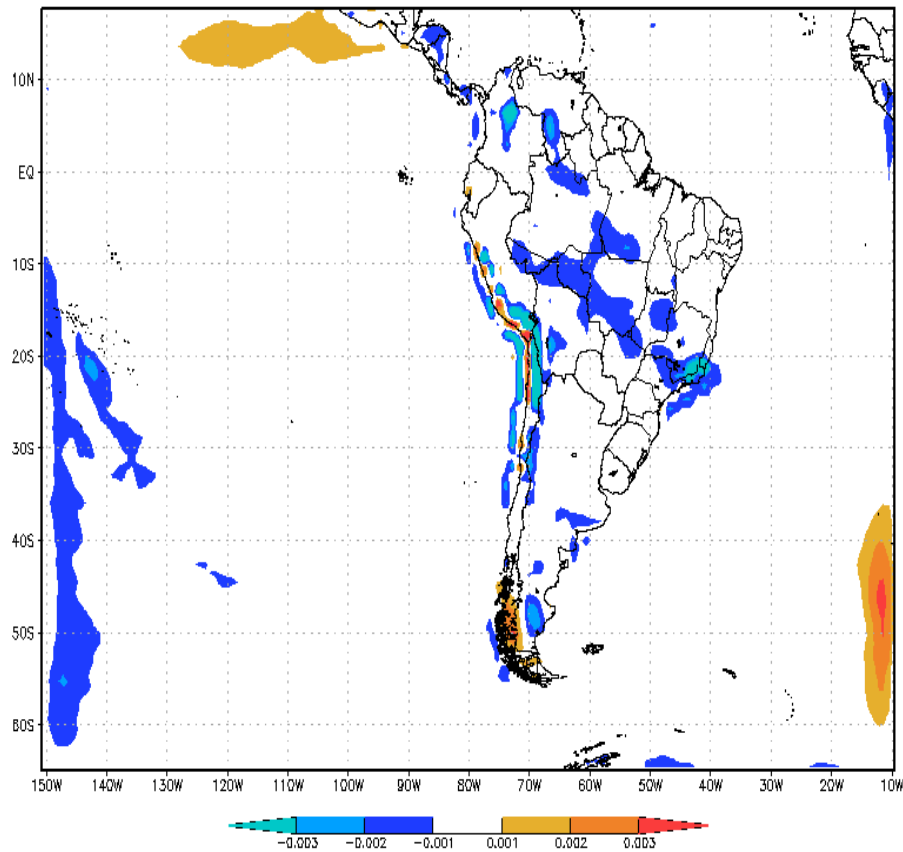
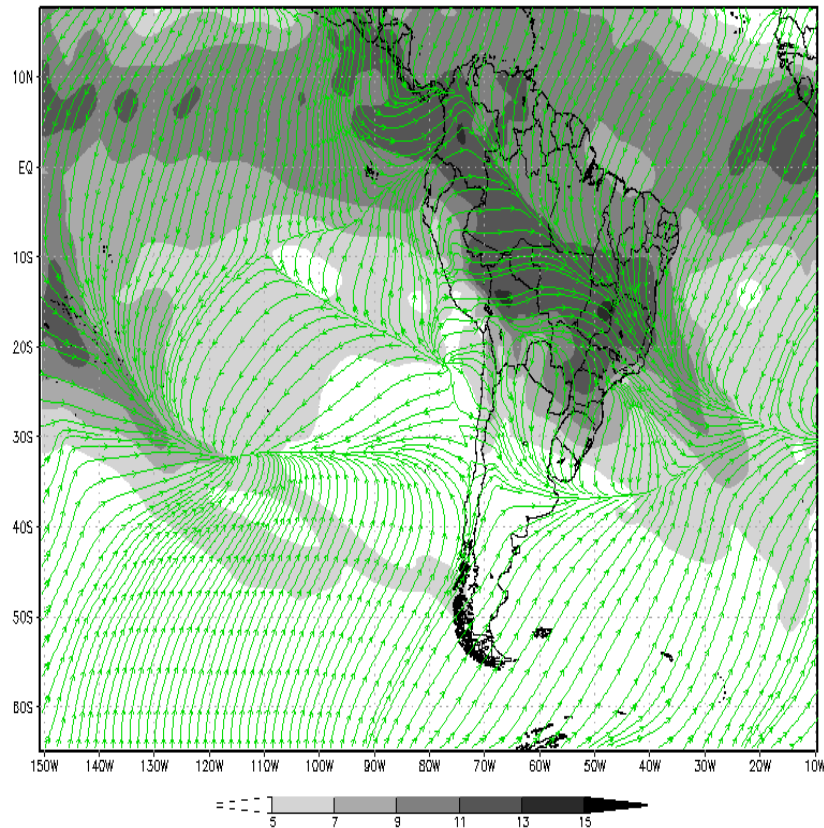


Figura 5.2.7: Campo Médio de ômega em 500hPa, dos eventos inseridos no G1 Fonte: Próprio Autor



A umidade específica em 850hPa (sombreado) juntamente com o vento (linha de corrente) é apresentada na figura 5.2.8. Ficou bem evidente que as regiões de maior concentração de umidade estão também na região que compreende o sistema, como demonstrado no campo de precipitação figura 5.2.1. Nota-se que o fluxo do escoamento acompanha a região de maior umidade desde a região amazônica até o leste do Oceano Atlântico Sul.

Figura 5.2.8: Campo Médio de Umidade Específica em 850hPa (sombreado), com vento (linha de corrente) dos eventos inseridos no G1. Fonte: Próprio Autor



A concentração de umidade, na região da ZCAS, também ficou bem definido no campo médio da temperatura potencial equivalente (θ_e), figura 5.2.9, com a temperaturas mais altas na região da banda de nebulosidade. Este comportamento se observa tanto em superfície como na média troposfera, no nível de 500hPa, (figura não mostrada). Neste campo ficou bem evidente também o gradiente de temperatura que ocorre ao sul da região da ZCAS para o Oceano, a ZCAS também terá outro papel importante a qual irá servir de limite, ou seja, separar as regiões das massas de ar quente e úmida da massa de ar fria e seca, dos trópicos em níveis intermediários, respectivamente. Kodama (1992), faz a relação das zonas de convergência subtropicais com este forte gradiente de (θ_e), alongado em direção aos polos. Através do campo médio da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), figura 5.2.10, a região que compreende a zona de convergência apresenta temperaturas mais altas, ou seja, o ar relativamente quente, por conta da convergência de umidade dos trópicos, associados com movimentos verticais ascendentes

na região, resultando no transporte de ar quente e úmido para troposfera superior. Na figura nota-se apenas uma faixa pequena com os máximos de temperatura e um pouco mais ao norte da região da ZCAS. É possível também identificar a entrada de ar mais frio ao longo da costa leste principalmente no litoral da região sul do Brasil, ao sul da região da ZCAS; região está em que a tendência é ocorrer um resfriamento nos níveis inferiores da região sul.

Figura 5.2.9: Campo Médio de Temperatura Potencial Equivalente (θ_e) em superfície. Fonte: Próprio Autor

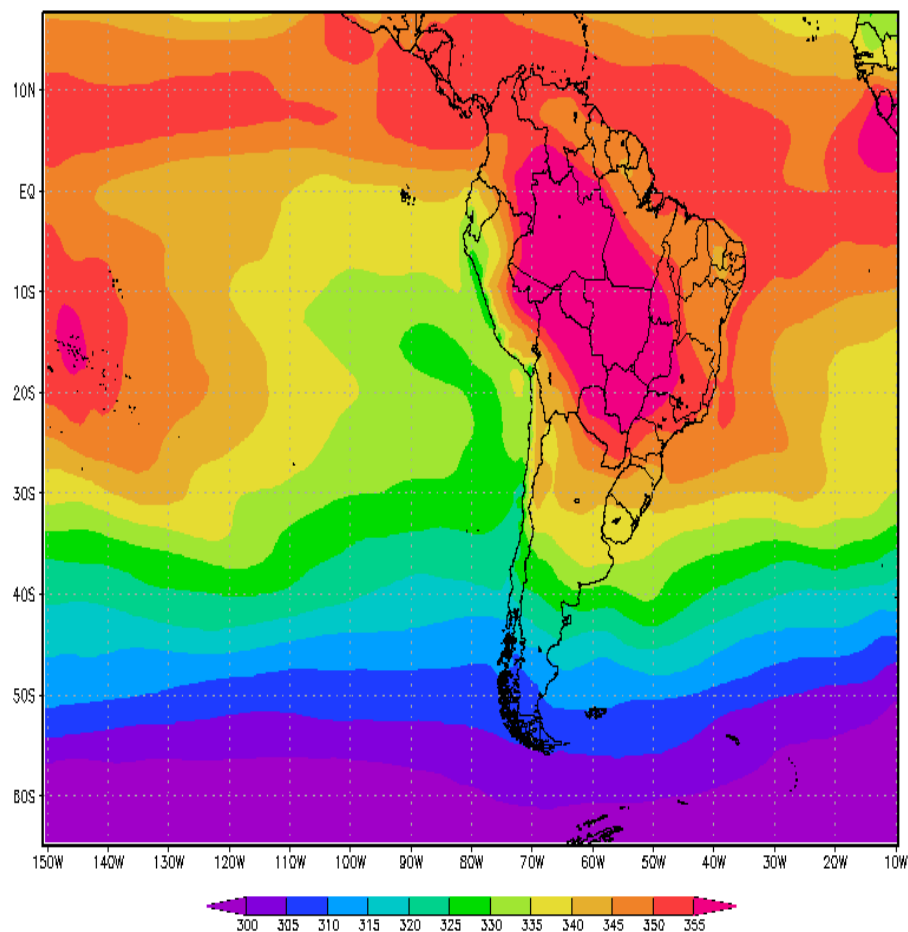
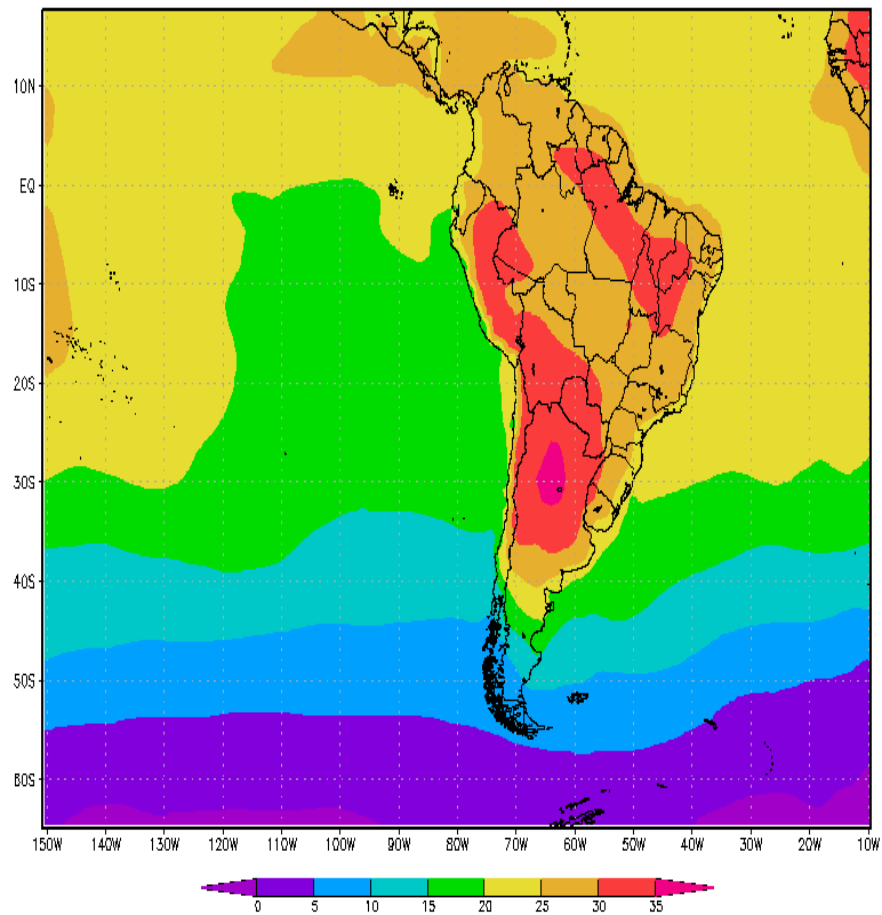


Figura 5.2.10: Campo Médio de Temperatura do ar (°C) em Superfície. Fonte: Próprio Autor



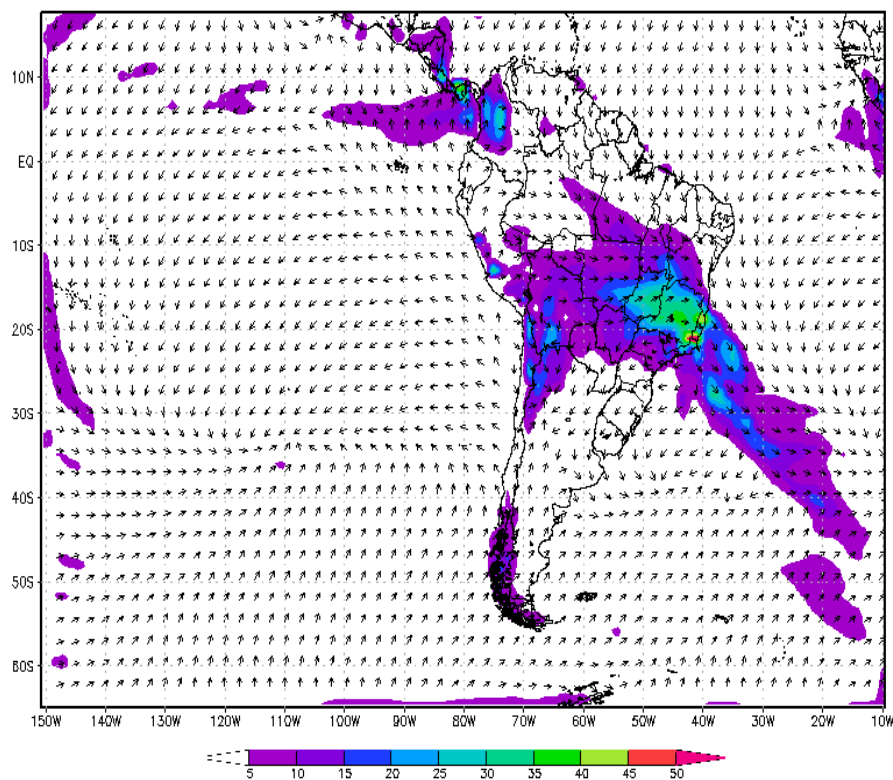
5.3 Campos Médios do G2

O grupo G2 assim como no G1, também contém a média de 4 eventos, que apresentaram características semelhantes referente a distribuição do campo de precipitação. Neste grupo diferentemente do G1, a média do campo de precipitação (aqui referida como a posição da ZCAS), se distribuiu entre o continente e o Oceano, tendo uma porção nas regiões centro oeste e sudeste do Brasil, e se prologando mais para o Oceano Atlântico Sul, conforme a figura 5.3.1. O escoamento neste grupo também se manteve no sentido NW/SE, acompanhando o posicionamento da banda de nebulosidade da ZCAS. Observa-se neste campo que os maiores

acumulados ocorrem entre as regiões sudeste como Rio de Janeiro e São Paulo e a costa leste do continente, assim como no G1, mostrando o quão esse sistema é importante sendo um dos principais moduladores de chuvas destas regiões.

Na região do prolongamento para o oceano também se nota valores altos de precipitação devido a atuação dos ventos alísios sentido do escoamento na região oceânica próximo à costa do Nordeste. Na porção oceânica da ZCAS, a qual também observa acumulados significativos de chuvas, há um escoamento com giro no sentido anti-horário próximo à costa do nordeste brasileiro, essa circulação está dando suporte para a dinâmica da zona de convergência.

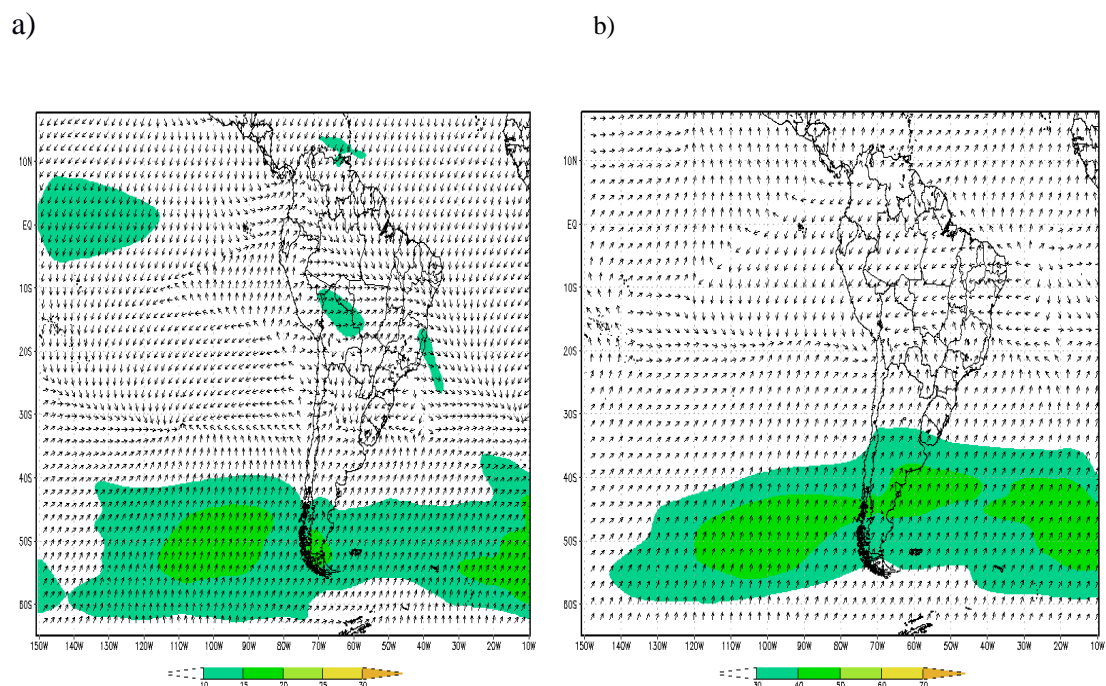
Figura 5.3.1: Campo médio da precipitação (mm) (sombreado) e vetor vento (u, v) superfície dos eventos de ZCAS. Fonte: Próprio Autor do G2.



Nas figuras 5.3.2 (a) e (b) tem-se os campos médios do vento (vetor), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado), nos níveis de 850 e 250 mb. No nível de 850hPa, figura 5.3.2(a), ficou evidente o escoamento no sentido NW/SE na região da ZCAS, estendendo-se até Oceano Atlântico Sul, o qual ocorre o transporte de umidade para latitudes extratropicais, através da zona de nebulosidade. Nota-se também a influência do fluxo que vem próximo a

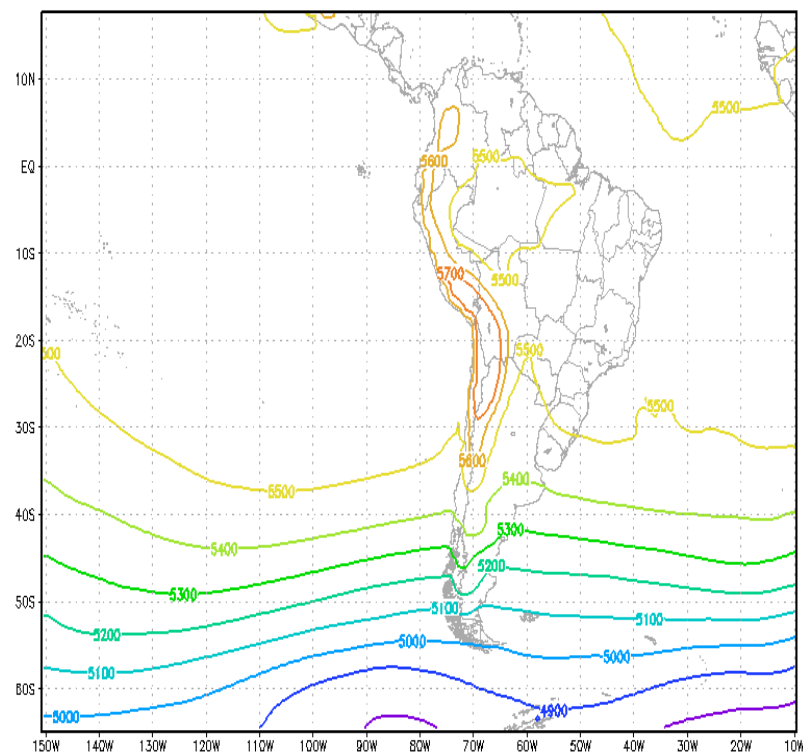
região nordeste brasileiro, advectando umidade na região da zona de convergência, e assim como observado no G1, este padrão concorda com os estudos de Bastos e Ferreira (2000). Na alta troposfera, figura 5.3.2(b), pode ser observado um vórtice ciclônico, chamado VCAN, que na sua porção central será um agente bloqueador de chuva na região onde se localiza o centro do vórtice, e também acaba impedindo que a ZCAS avance mais para o norte da sua posição climatológica. Este vórtice também alimentará a zona de convergência pois o sentido anti-horário do seu giro, em superfície alimenta a zona de nebulosidade, transportando umidade da região tropical para a zona de convergência. Mais adentro do continente tem-se a presença de uma circulação anticiclônica referente a circulação AB, que em conjunto com a atuação do VCAN no Nordeste produzirá uma região de forte divergência na região referente a ZCAS. Foi possível também verificar, mesmo que de uma forma não tão intensa, a atuação das correntes JAN, entre as latitudes de 35°S e 55°S. Como no G1, neste grupo também se tem um comportamento não esperado do vento, perpendicular as isolinhas, e essa característica se deu em todos os eventos estudados. Este aspecto do vento provavelmente influenciou o comportamento da divergência, que também não foi bem representada no modelo.

Figura 5.3.2 (a) e (b): Campo Médio do vetor vento (u e v) no nível de 850 hPa (a) e nível de 250hPa (b). Dos eventos de ZCAS no G2. Fonte: Próprio Autor



Na média troposfera, assim como no G1, também ocorre a modulação do cavado da ZCAS, o cavado semipermanente a sotavento das cordilheiras dos Andes, havendo alta concentração de umidade, sendo recipiente para sistemas de baixa pressão, assim como vórtices de mesoescala por longos períodos, o que irá permitir a manifestação da ZCAS. Na figura 5.3.3, no campo médio da altura geopotencial analisada em 500 hPa, ficou claro a presença do cavado a leste dos Andes, este cavado foi persistente na ocorrência de cada um dos eventos inseridos no grupo.

Figura 5.3.3: Campo Médio da Altura Geopotencial em 500hPa, dos eventos de ZCAS no G2. Fonte: Próprio Autor



No que se refere ao campo médio de vorticidade em 250hPa, a atmosfera em altos níveis, na região onde se encontra a zona de convergência, apresentou sinais de vorticidade relativa positiva ou anticiclônica na costa leste do continente estendendo-se para o Oceano, referente ao

posicionamento médio dos eventos na região da ZCAS, ocasionando movimento vertical ascendente em superfície. Na média total dos eventos, conforme figura 5.3.4, a vorticidade anticiclônica se concentrou entre as regiões do Rio de Janeiro e São Paulo, na região sul do Espírito Santo, e no extremo sudeste e centro oeste de Minas Gerais, este resultado concorda com os estudos de Quadro (1994). Já na porção da ZCAS que ficou estacionada mais adentro do continente, estes sinais positivos de vorticidade relativa, não ficaram tão assinalados quando se observa a média por evento. Este fato ocorre principalmente nos eventos de 21 a 24 de janeiro de 2000, o qual a porção oceânica apresentou sinais negativos de vorticidade e no evento de 24 a 29 de dezembro de 2005, nas regiões como o sul do estado do Pará e de Tocantins, mesmo estas regiões estando sobre atuação da ZCAS, conforme a figura 5.3.5 (a e b). No que se refere a porção oceânica da zona de convergência, há fortes sinais de vorticidade relativa anticiclônica. Na região onde se localiza o vórtice em altos níveis esperava-se encontrar sinais negativos de vorticidade relativa indicando movimento ciclônico em altos níveis, porém ficou no limiar da escala. De forma geral, na média total dos eventos a faixa de vorticidade relativa anticiclônica com orientação NW/SE ficou bem representada.

Figura 5.3.4: Campo Médio da Vorticidade Relativa em 250hPa, para os eventos de ZCAS do G2. Fonte: Próprio Autor

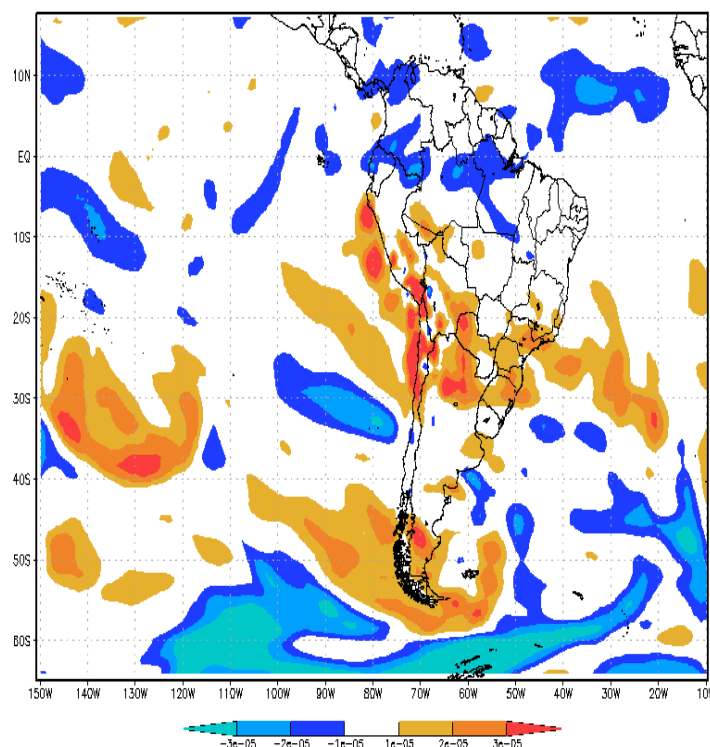
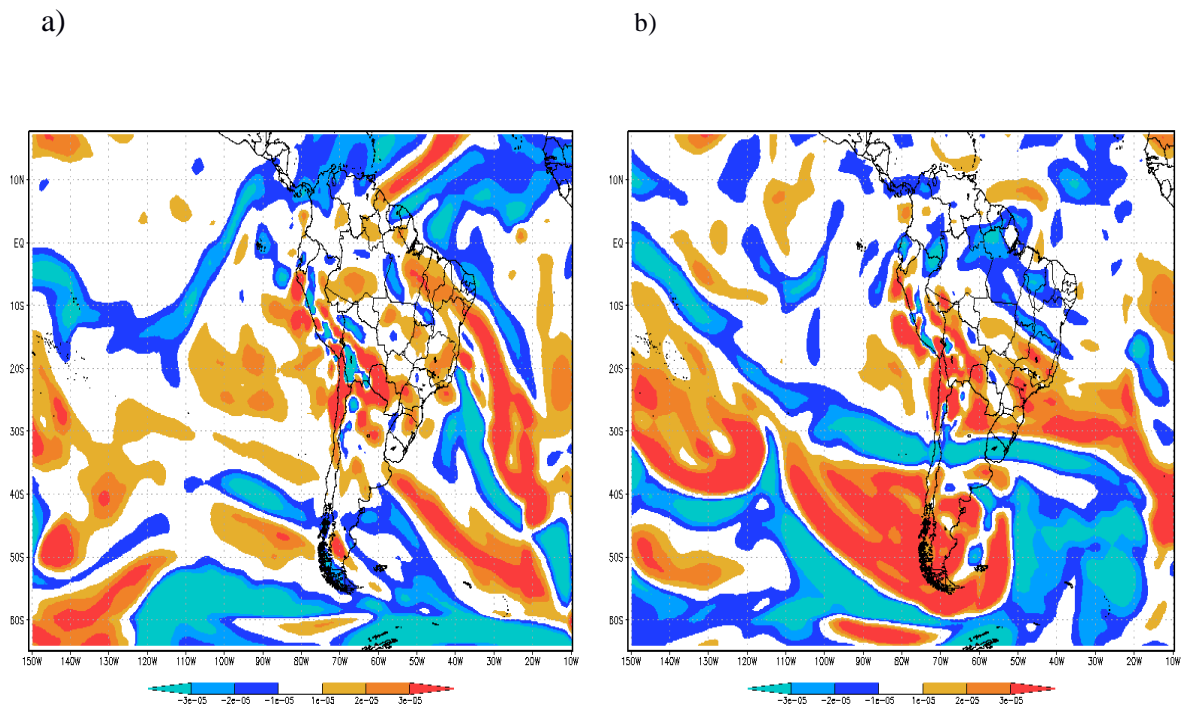


Figura 5.3.5 (a e b): Campo Médio de Vorticidade dos eventos de 2000 (a) e 2005(b). Fonte: Próprio Autor



Na figura 5.3.6, no nível de 850hPa, na média total dos eventos, a faixa de divergência se mostrou com direção NW/SE com sinais mais intensos de divergência na região que compreende os maiores acumulados de chuva na média total dos eventos, apenas a região de São Paulo apresentou sinais positivos de divergência, nota-se que neste campo o modelo está apresentando continuamente este sinal positivo de divergência geralmente sobre a região sudeste ou no litoral leste do A.S. No nível de 500hPa(figura não mostrada) a faixa de divergência não ficou evidente, quanto ao posicionamento da zona de convergência, apresentando também sinais divergência menos intensos (este é próximo do nível de não divergência, talvez seja esta a razão do fraco sinal). A baixa troposfera neste campo, se mostrou melhor representado quanto a orientação da região da ZCAS, havendo bastante convergência de umidade indicando movimentos ascendentes, os quais irão transportar umidade para a alta troposfera, deixando a camada instável.

No campo médio ômega no nível de 500h Pa, figura 5.3.7, assim como no G1, mostrou de forma clara a região que compreende a ZCAS, apresentando valores negativos nas regiões de atuação do sistema, com valores negativos mais intensos de ômega, no litoral leste entre as

regiões de São Paulo e Rio de Janeiro, e a porção oceânica que se estende a ZCAS, tanto na média total dos eventos quanto na média de cada evento.

No campo referente a umidade específica em 850hPa juntamente com o vento (vetor), conforme figura 5.3.8, as regiões de maiores concentrações de umidade se dão na região que compreende o sistema, figura 5.3.2, porém há uma extensão de concentração de umidade mais a noroeste do continente tanto na média total dos eventos, como também na média de cada um dos eventos. Esta extensão se mantém, diferentemente do campo de precipitação e também do campo de divergência de umidade, que compreendeu as regiões sudeste estendendo-se para o Oceano Atlântico Sul. Nota-se também que o sentido do escoamento acompanha a região de maior umidade desde a região amazônica até o leste do Oceano Atlântico Sul, apenas com um deslocamento mais ao norte.

Figura 5.3.6: Campo Médio de Divergência nos níveis de 850hPa dos eventos de ZCAS, inseridos no G2. Fonte: Próprio Autor

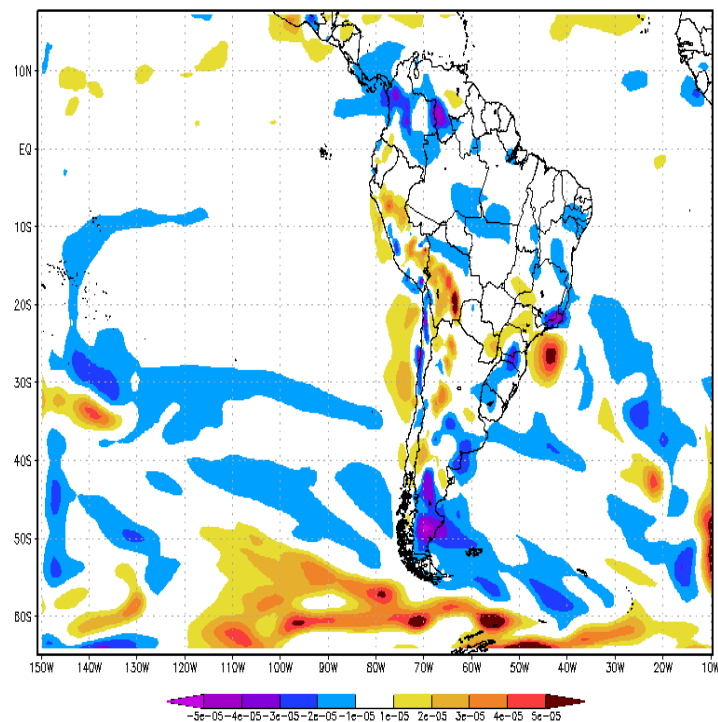


Figura 5.3.7: Campo Médio de ω em 500hPa, dos eventos inseridos no G2. Fonte: Próprio Autor

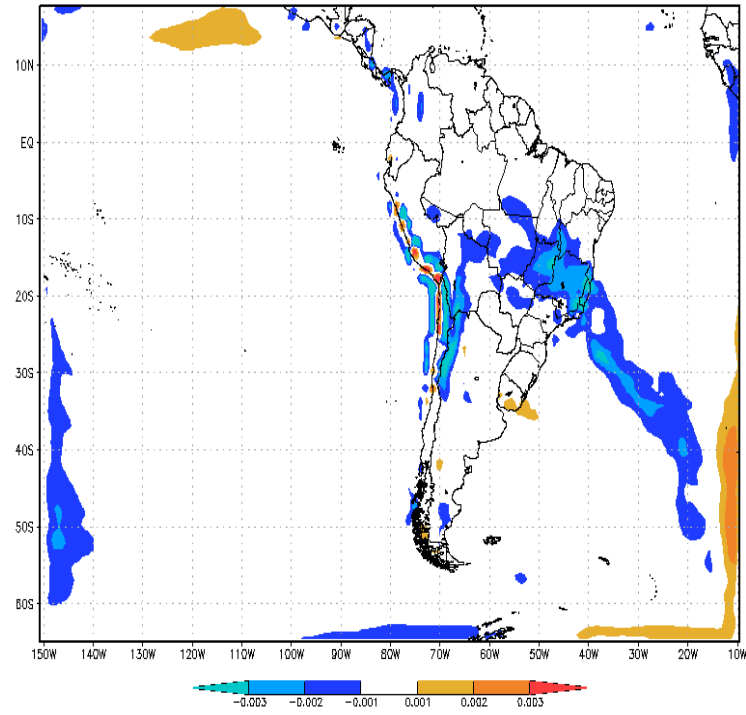
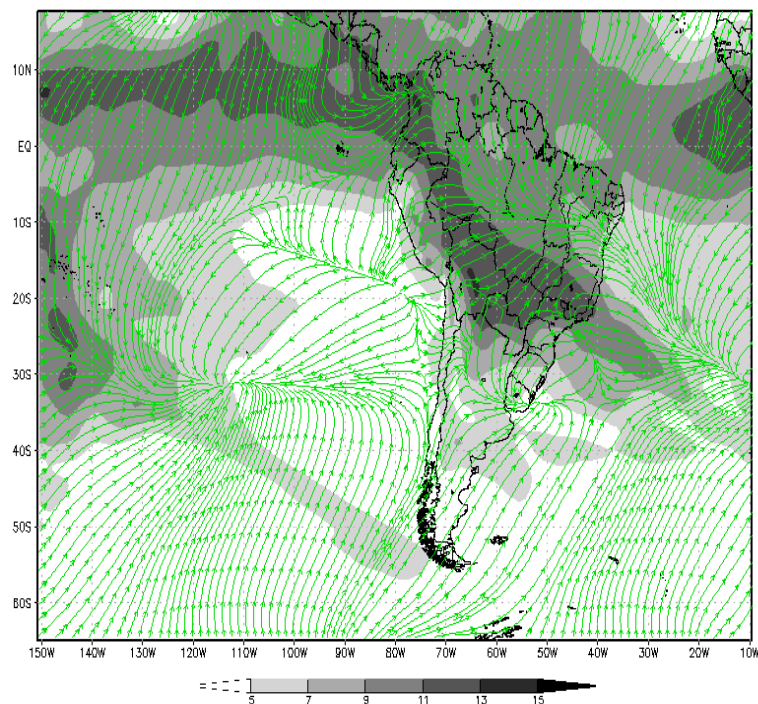


Figura 5.3.8: Campo Médio de Umidade Específica em 850hPa (sombreado), com vento (linha de corrente) dos eventos inseridos no G2. Fonte: Próprio Autor



Na figura 5.3.9 (a e b) a concentração de umidade, na região da ZCAS, também ficou bem configurada no campo médio da temperatura potencial equivalente (θ_e), com uma concentração das temperaturas mais altas na região da banda de nebulosidade, este padrão ocorre tanto em superfície como na média troposfera. Pode ser observado também o gradiente de temperatura que ocorre ao sul da região da ZCAS para o Oceano Atlântico, sendo a zona de convergência a região que terá papel importante para servir de limite das regiões das massas de ar quente e úmida da massa de ar fria e seca, dos trópicos em níveis intermediários. No campo médio da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), figura 5.3.10 a região da ZCAS, observa-se, ar relativamente quente, por conta da convergência de umidade dos trópicos, associados com movimentos verticais ascendentes na região, transportando ar quente e úmido para troposfera superior. É possível também identificar a entrada de ar mais frio ao longo da costa leste do litoral da região sul do Brasil, ao sul da região da ZCAS, em que é comum haver um resfriamento nos níveis inferiores da região sul, deixando a banda bem caracterizada. Essa penetração de ar mais frio percebe-se principalmente nos eventos de 24 a 29 de dezembro de 2005 e 04 a 08 de fevereiro de 2015, conforme mostra as figuras 5.3.11 (a e b), respectivamente.

Figura 5.3.9 (a e b): Campo Médio de Temperatura Potencial Equivalente (θ_e) em superfície (a) e 500 (b). Fonte: Próprio Autor

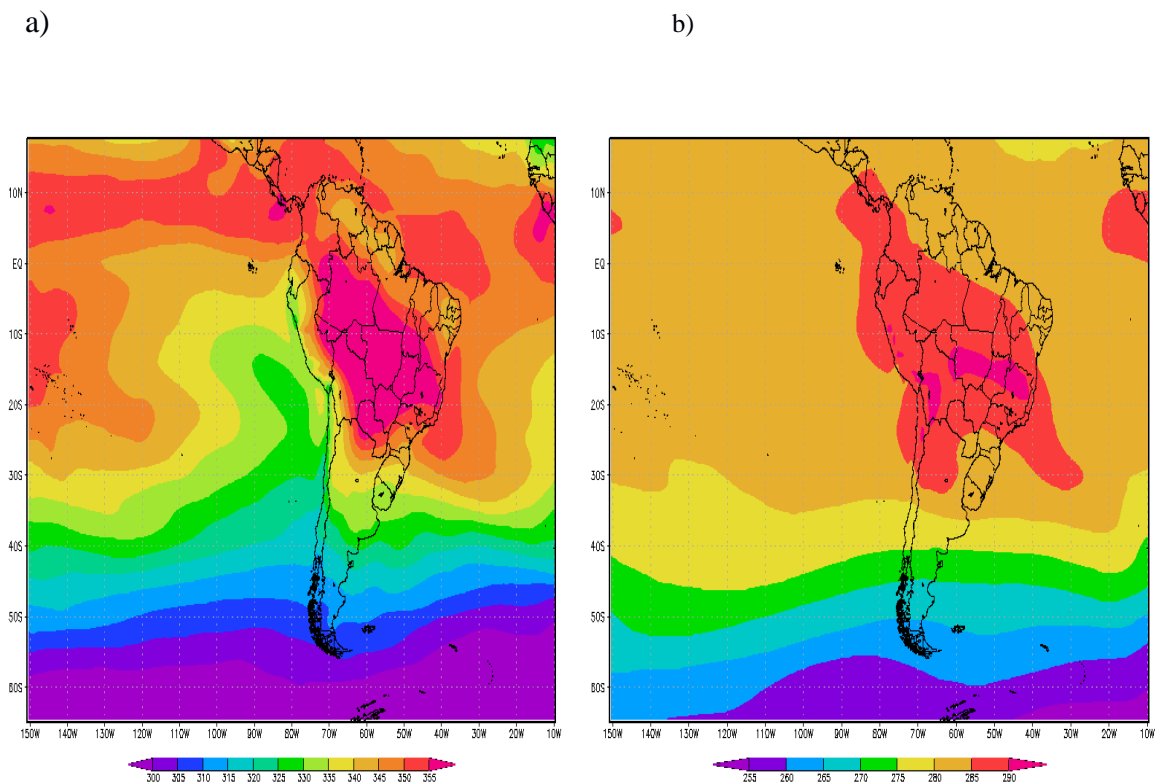


Figura 5.3.10: Campo Médio de Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) em Superfície. Fonte: Próprio Autor

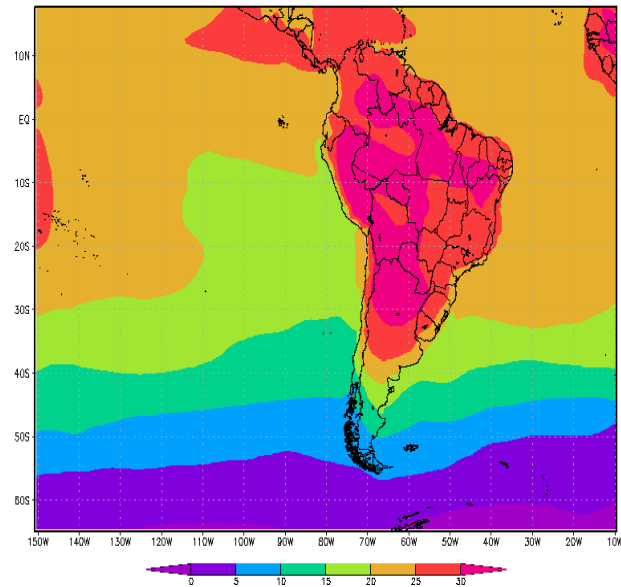
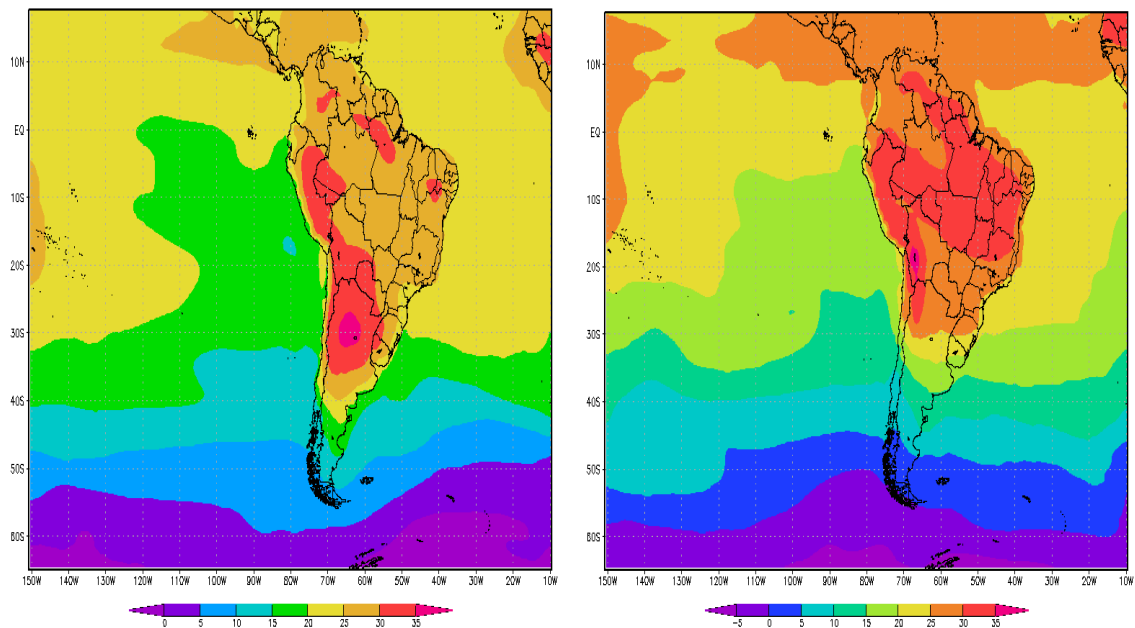


Figura 5.3.11 (a e b): Campo Médio de Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) dos eventos de 2005 (a) e 2015(b). Fonte: Próprio Autor



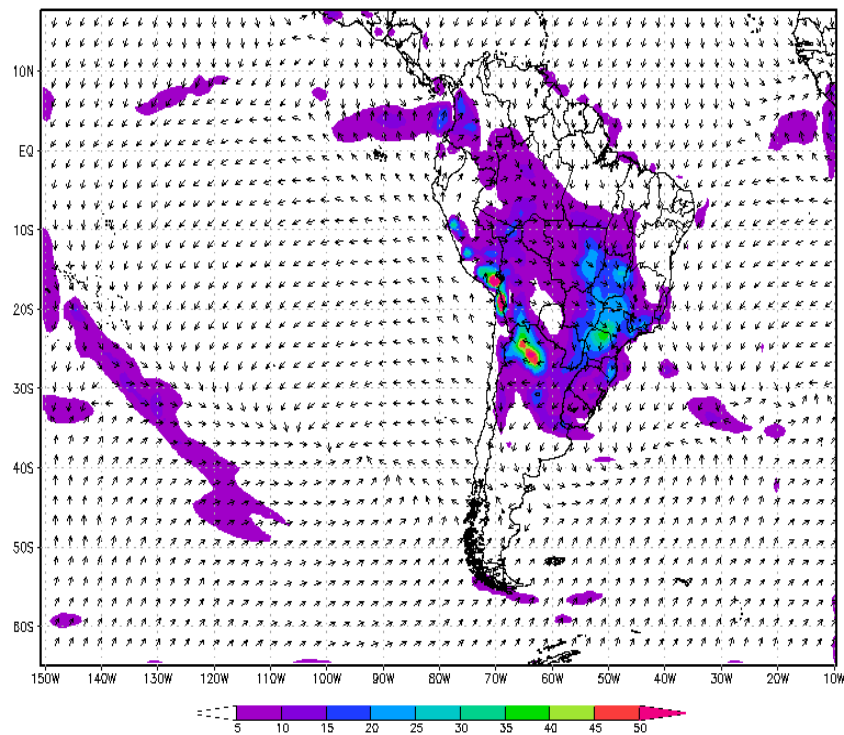
a)

b)

5.4 Campos Médios do G3

As análises do G3 referem-se a média de 2 eventos, que ocorreram entre 09 a 13 de Fevereiro de 2006 e o outro em 04 a 09 de Dezembro de 2009, nestes dois eventos a ZCAS se configurou concentrada mais no continente, um pouco semelhante ao G1, porém se conectou com sistemas que atuavam na região sul do Brasil, como mostra a figura 5.4.1, com acumulados de chuvas principalmente nas regiões centro oeste e sudeste e norte de Curitiba, com um escoamento bem intenso no sentido NW/SE na região de nebulosidade ocasionada pela ZCAS.

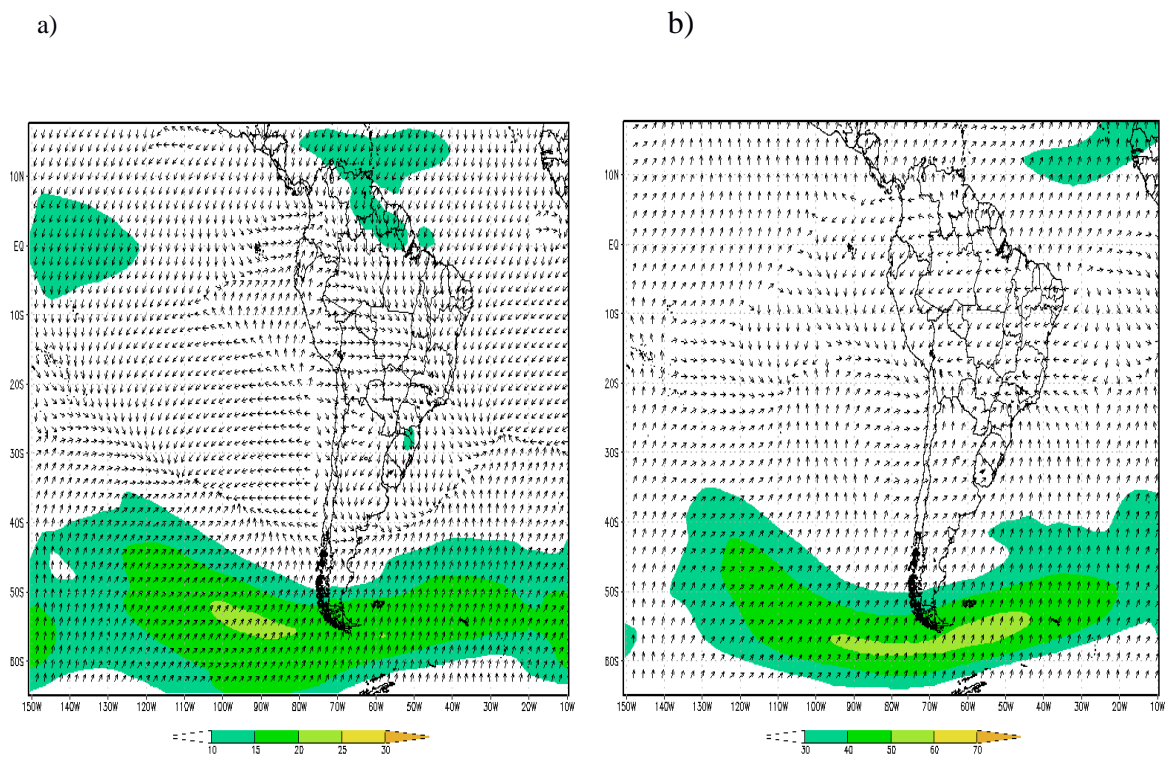
Figura 5.4.1: Campo médio da precipitação (mm) (sombreado) e vetor vento (u, v) superfície dos eventos de ZCAS do G3. Fonte: Próprio Autor



A figura 5.4.2 (a) e (b) apresenta os campos médios do escoamento (vetor u e v), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado), nos níveis de 850 e 250 mb, respectivamente. Na figura 5.4.2(a), o escoamento em baixos níveis, se mostra na posição climatológica da ZCAS. Este escoamento é intenso, transportando umidade para os extratropicais através da zona de nebulosidade. Há um fluxo de vento intenso da região do nordeste brasileiro no transporte de umidade para região da ZCAS. A figura 5.4.2(b) mostra bem configurado o VCAN em altos

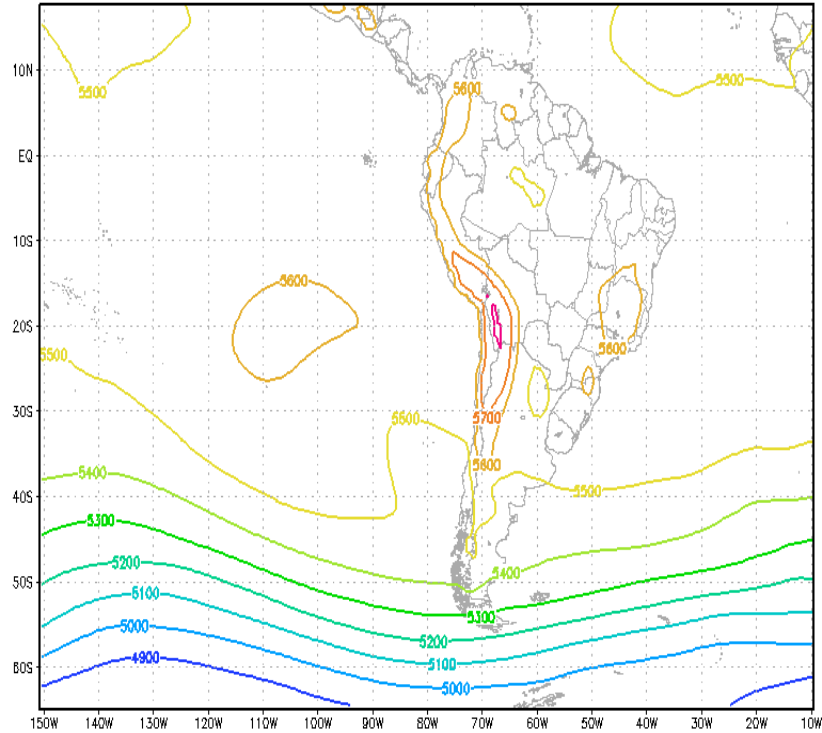
níveis (250hPa), neste mesmo nível também foi possível observar uma possível circulação da AB entre as regiões da Bolívia e Peru, entre 20°S e 70°W, um pouco mais deslocada da sua posição climatológica do período de estudo. Este deslocamento da posição da AB na média total dos eventos, deve ser por conta da diferença dos meses que ocorrem os eventos, pois a circulação da AB terá diferentes posicionamentos no decorrer dos meses em que ela está atuando, conforme figura 2.3.1, na seção 2 que descreve a Alta da Bolívia A atuação do Jato Polar (JP), entre as latitudes de 40°S e 65°S, se mostra um pouco mais intensa quando comparado aos outros grupos, isto por que esses eventos se conectaram a atuação de outros sistemas na região sul do continente, tornando assim o jato mais intenso.

Figura 5.4.2 (a) e (b): Campo Médio do vetor vento (u e v) no nível de 850 hPa (a) e nível de 250hPa (b). Dos eventos de ZCAS no G3. Fonte: Próprio Autor



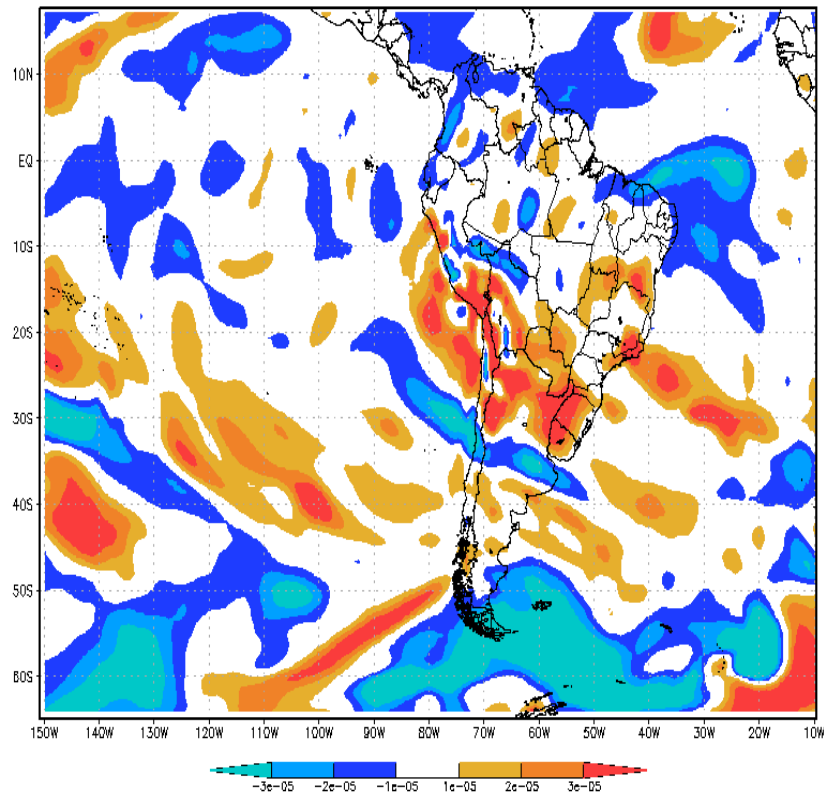
Diferentemente dos outros grupos, o G3, quando analisado a média troposfera, tanto o campo de altura geopotencial quanto o cavado semipermanente a sotavento das cordilheiras dos Andes não ficou bem representados, na média total dos dois eventos, como mostra a figura 5.4.3

Figura 5.4.3: Campo Médio da Altura Geopotencial em 250hPa, dos eventos de ZCAS no G3. Fonte: Próprio Autor



O comportamento atmosférico em altos níveis na média total dos eventos da vorticidade em 250hPa (figura 5.4.4), na região da zona de convergência, apresenta uma faixa de vorticidade relativa positiva ou anticiclônica com orientação NW/SE, o qual indica que em baixos níveis ocorre vorticidade relativa ciclônica o que corresponde a nebulosidade que ocorre em superfície, como mostrado no campo de chuva na figura 5.4.1. Neste campo vale observar que na região amazônica, onde ainda se tem a atuação da ZCAS, houveram alguns sinais de vorticidade relativa negativa, no entanto na região onde se teve os maiores acumulados de chuva com a atuação da zona de convergência, também se observa os sinais mais intensos de vorticidade relativa positiva.

Figura 5.4.4: Campo Médio da Vorticidade Relativa em 250hPa, para os eventos de ZCAS do G3. Fonte: Próprio Autor



Na figura 5.4.5(a) o campo de divergência na média total dos eventos, deslocaram-se mais ao norte quando comparada a região de chuva, que corresponde a localização da zona de nebulosidade, tanto na baixa quanto na média troposfera, figura 5.4.5(b). Assim como nos outros grupos, há regiões com sinais intensos de divergência positiva de umidade, pressupondo que há divergência na superfície, o que indicaria movimentos subsidente na região de atuação ZCAS. Este comportamento não é o esperado quando se tem condições de nebulosidades principalmente nas regiões que há bastante nebulosidade, como nas regiões sudeste, apenas nos altos níveis obteve-se uma melhor representação da divergência, nas regiões referente a ZCAS. Apesar da divergência se localizar mais ao norte de onde se encontra a ZCAS, tanto em 850 como em 500 hPa pode ser observado a orientação NW/SE associado a zona de convergência.

No campo médio ω , no nível de 500h Pa, figura 5.4.6, valores negativos aparecem na região em que a ZCAS está atuando, tanto na média total dos eventos quanto na média de cada um dos eventos, o que remete a movimentos verticais ascendentes. Os valores negativos mais intensos de ω , são no litoral leste entre as regiões de São Paulo e Rio de Janeiro, e parte do centro oeste, tais regiões obtiveram maiores acumulados de chuva na média do grupo.

Figura 5.4.5(a) e (b): Campo Médio de Divergência nos níveis de 850hPa (a) e 500hPa (b), dos eventos de ZCAS, inseridos no G3. Fonte: Próprio Autor

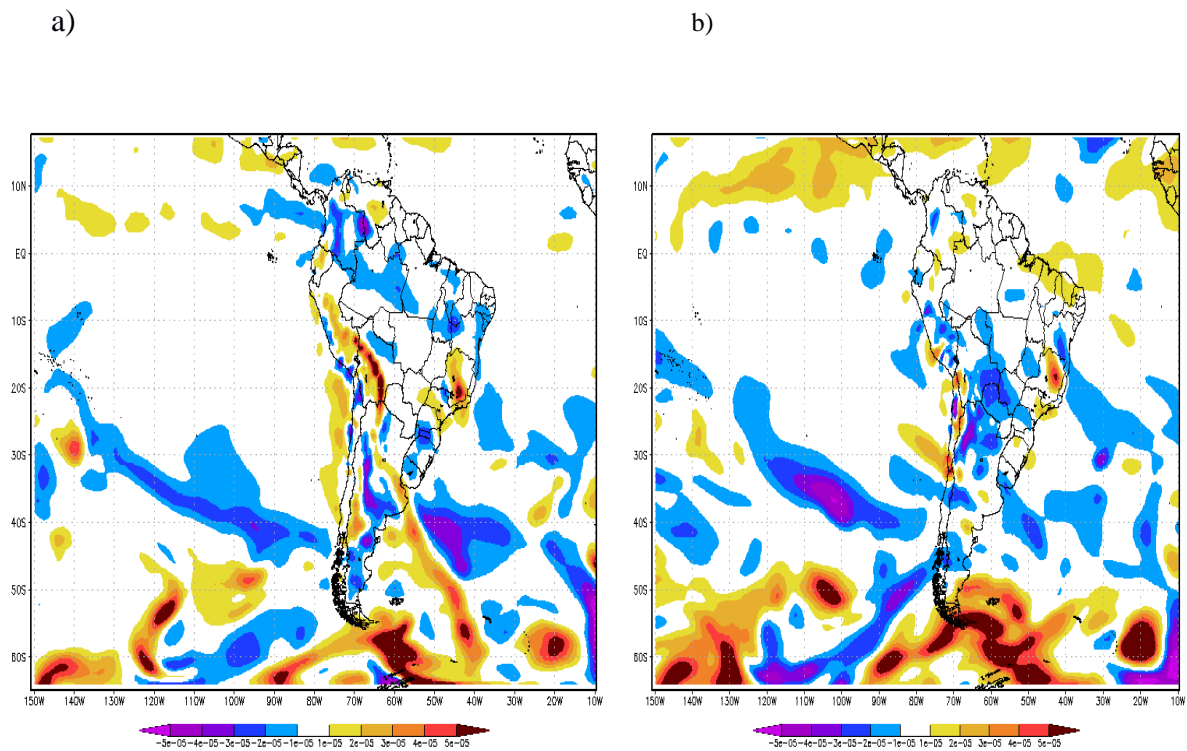
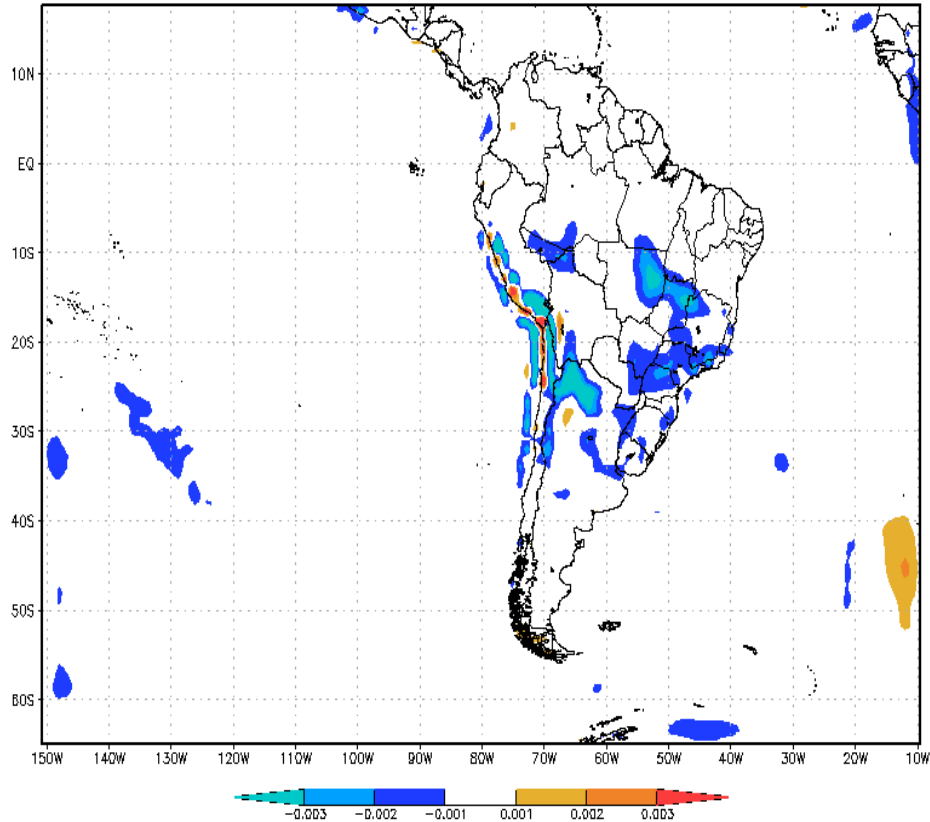


Figura 5.4.6: Campo Médio de ômega em 500hPa, dos eventos inseridos no G3. Fonte: Próprio Autor



A umidade específica em 850hPa juntamente com o vento (linha de corrente), conforme figura 5.4.7, assim como nos outros grupos, ficou claro o escoamento do vento em direção a região da zona de nebulosidade, as quais conterão maiores concentrações de umidade, com a orientação NW/SE referente a atuação da ZCAS. Essa concentração de umidade, na região da ZCAS, foi possível observar também no campo médio da temperatura potencial equivalente (θ_e), com as temperaturas mais altas na região da banda de nebulosidade, este comportamento se observa tanto em superfície figura 5.4.8 como na média troposfera, no nível de 500hPa, figura 5.4.9. Ficou representado também o gradiente de temperatura que ocorre ao sul da região da ZCAS para o Oceano, separando as regiões das massas de ar quente e úmida da massa de ar fria e seca, este gradiente na região da ZCAS, será alongado em direção aos polos.

Figura 5.4.7: Campo Médio de Umidade Específica em 850hPa (sombreado) , com vento (linha de corrente) dos eventos inseridos no G3. Fonte: Próprio Autor

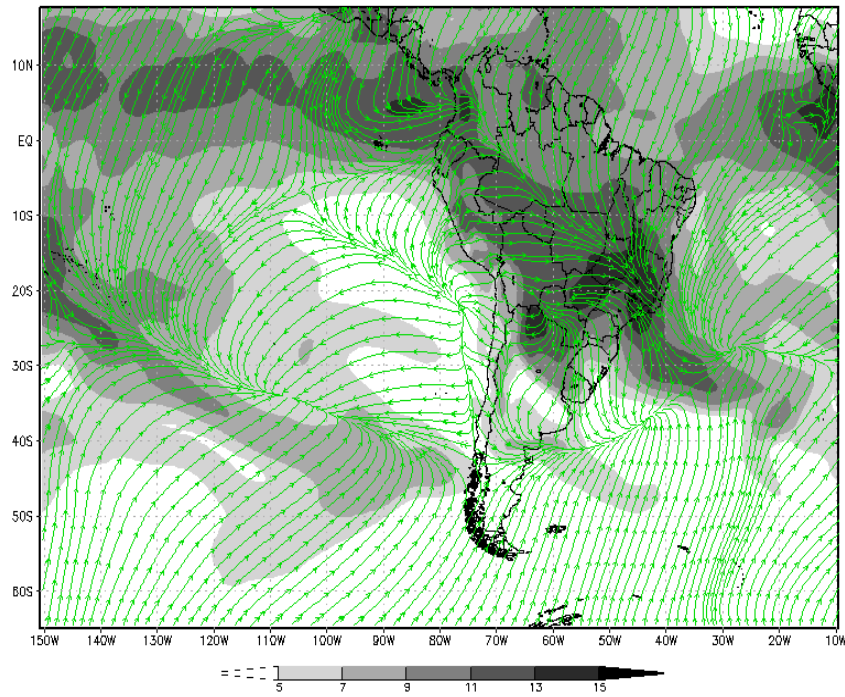


Figura 5.4.8: Campo Médio de Temperatura Potencial Equivalente (θ_e) em superfície. Fonte: Próprio Autor

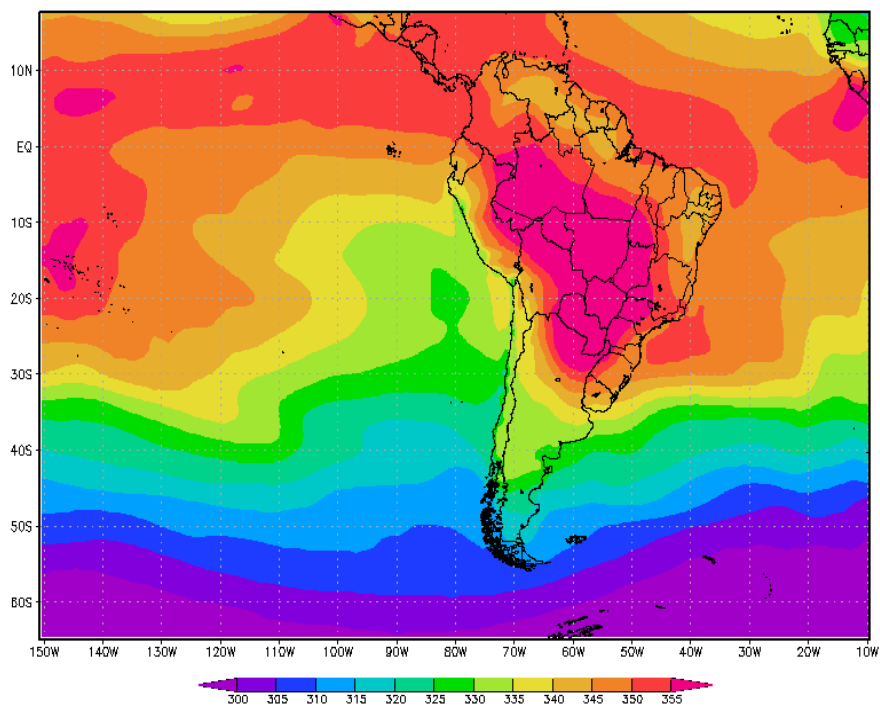
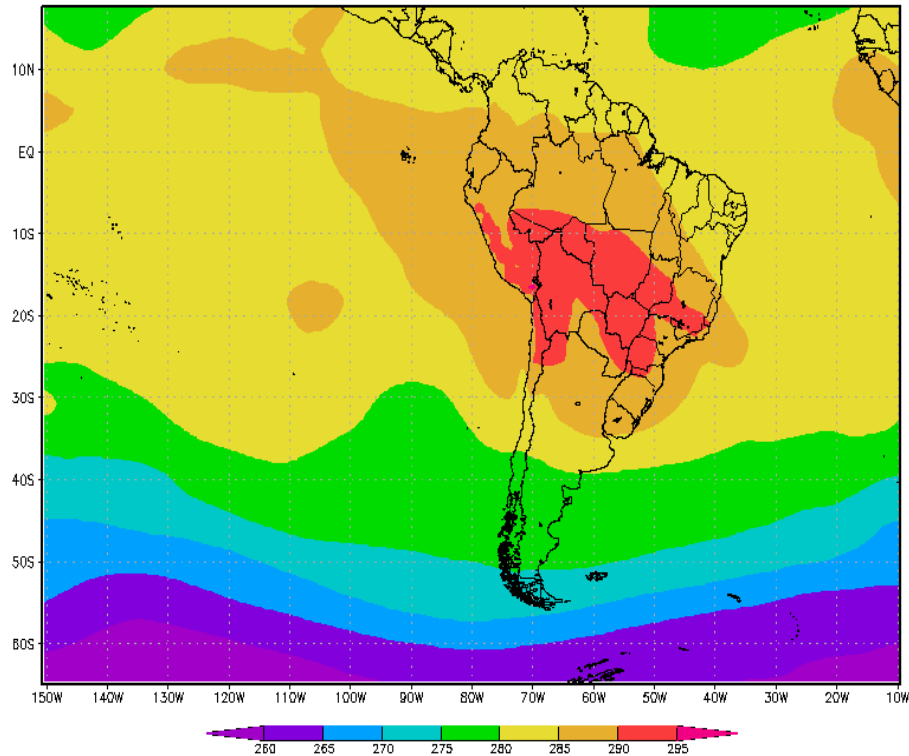


Figura 5.4.9: Campo Médio de Temperatura Potencial Equivalente (θ_e) em 500hPa. Fonte: Próprio Autor



Em relação a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), figura 5.4.10, observam-se temperaturas mais altas em todo o continente, inclusive na região que compreende a zona de convergência. Este ar relativamente quente, por conta da convergência de umidade dos trópicos, associado com movimentos verticais ascendentes na região, promove transporte de umidade para troposfera superior. Porém, assim como no grupo 2, a região que apresenta os máximos de temperatura fica um pouco mais deslocada da região que corresponde a zona de nebulosidade, localizando-se sempre mais ao norte da posição da ZCAS. Foi também possível observar no evento de 2009, figura 5.4.11, a entrada do ar mais frio ao sul da região da ZCAS na costa da região do Rio Grande do Sul, na média do grupo, essa entrada de ar encontra-se no litoral da região sul do continente, o qual a tendência é ocorrer um resfriamento nos níveis inferiores da região sul, deixando a banda melhor caracterizada.

Figura 5.4.10: Campo Médio de Temperatura do ar (°C) em superfície. Fonte: Próprio Autor

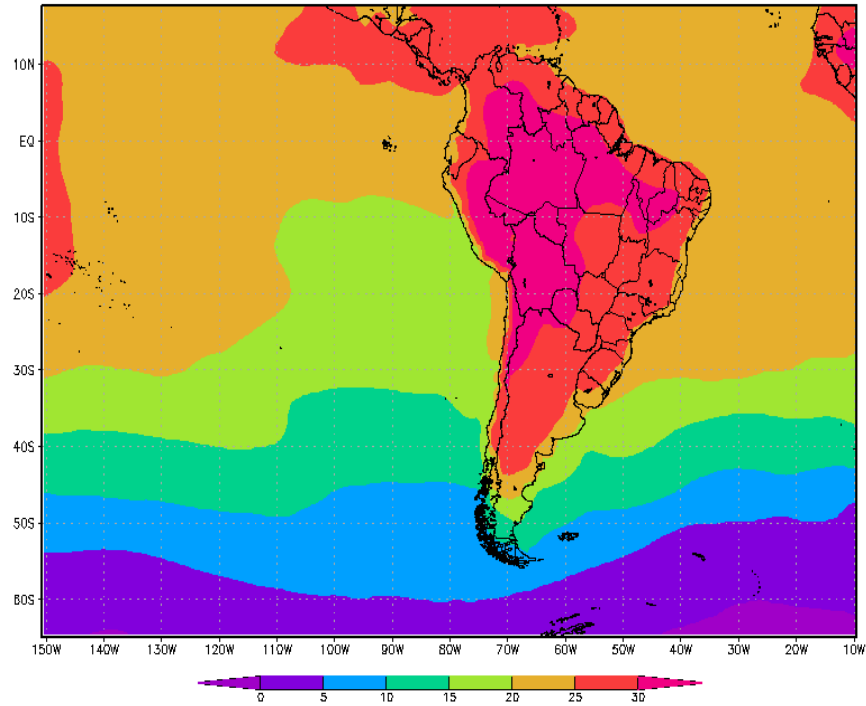
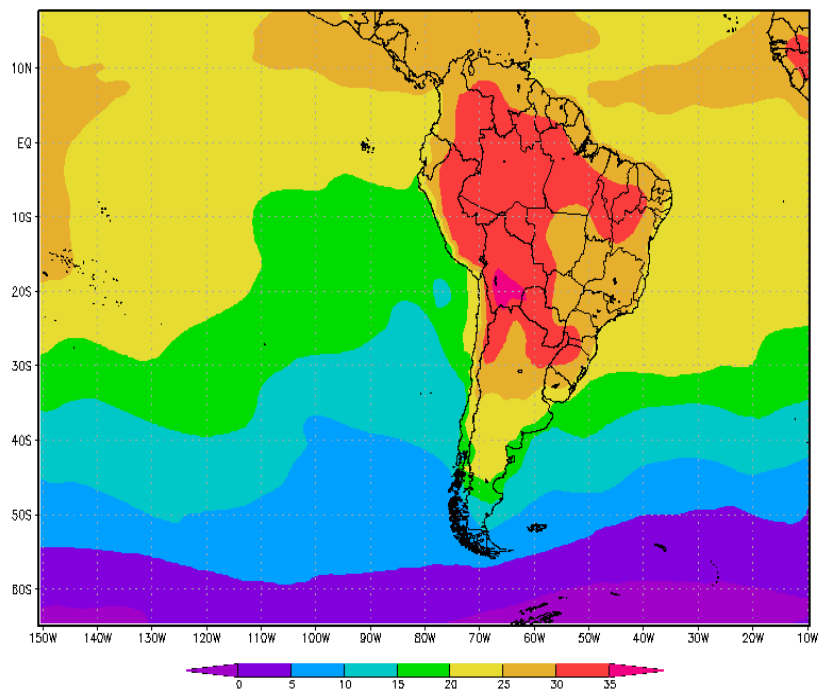


Figura 5.4.11: Campo Médio de Temperatura do ar (°C) em superfície no evento de 2009, no G3. Fonte: Próprio Autor



Nas tabelas 2 e 3 abaixo mostram de qual maneira os padrões meteorológicos, assim como os sistemas atmosféricos encontrados na ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul, se apresentaram nas simulações do modelo regional RegCM4.1 nos grupos G1, G2 e G3.

Tabela 2: Comportamento médio dos padrões meteorológicos na ocorrência de ZCAS

Padrões atmosféricos	G1	G2	G3
AB	Ao sul da posição climatológica	Deslocada mais para norte e oeste da climatologia	Indica que há uma circulação um pouco deslocada
VCAN	Não configurado	Bem configurado	Bem configurado
GEOPOTENCIAL	Se mostrou com orientação N/S	Se mostrou com orientação N/S	Bem configurado
ÔMEGA	Bem configurado	Bem configurado	Bem configurado

Tabela 3: Comportamento médio dos padrões meteorológicos na ocorrência de ZCAS.

Padrões atmosféricos	G1	G2	G3
PRECIPITAÇÃO	Bem configurado	Bem configurado	Bem configurado
TEMPERATURA DO AR	Bem configurado (porém a faixa de maior temperatura, mais ao norte da ZCAS	Bem configurado	Bem configurado
THETA-E	Bem configurado	Bem configurado	Bem configurado
VORTICIDADE	Bem configurado	Bem configurado	Bem configurado na maior parte da região da ZCAS, exceto na região amazônica que ainda está sobre o efeito do sistema
UMIDADE ESPECÍFICA	Bem configurado	Bem configurado	Bem configurado
DIVERGÊNCIA	Deslocada mais ao norte da posição da ZCAS	Bem configurado	Deslocada mais ao norte da posição da ZCAS

6 CONCLUSÕES

No presente trabalho, foi proposto avaliar como o modelo regional RegCM4 representaria as condições meteorológicas, na ocorrência de 10 eventos da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Sendo esta avaliação feita separadamente em grupos, chamadas no trabalho de G1, G2 e G3, selecionados conforme a fase da OMJ que contribui para a formação de zona de convergência sobre a América do Sul. O que torna relevante identificar e avaliar ferramentas que facilitem a análise da ocorrência do sistema e que este produz chuvas abundantes durante a sua ocorrência, em geral em regiões muito povoadas, podendo causar grandes transtornos.

No que se refere ao campo de precipitação, na média total dos eventos em todos os grupos, mesmo se tratando de eventos de ocorrência de ZCAS, com diferentes formas de configuração, se observou uma boa representatividade na simulação do modelo, pois a distribuição da precipitação ocorreu conforme a posição climatológica de ocorrência de ZCAS, sendo possível observar o sentido do escoamento de umidade, é da região amazônica chegando ao Oceano Atlântico Sul com orientação NW/SE.

O campo de vento (vetor e magnitude) no nível de 850 hPa na média total dos eventos, representou o escoamento que ocorre na região que compreende a ZCAS, estendendo-se até Oceano Atlântico Sul, o qual ocorre o transporte de umidade para latitudes extratropicais, através da zona de nebulosidade. Este padrão foi observado em os grupos, porém ocorrendo sempre um deslocamento mais ao norte quando comparado ao campo da precipitação. Neste também foi observado que nas latitudes mais altas, entre 50° S e 70° S o sentido do escoamento tornam-se mais perpendicular as isolinhas, não ocorrendo o fluxo mais zonal na região que irá compreender as correntes de jato. No nível de 250 hPa, onde se avaliou a representação da Alta da Bolívia e do Cavado ou Vórtice do Nordeste, o campo médio dos grupos, se apresentou com algumas variações, como no grupo G1, a AB, se configurou um pouco mais ao sul, da sua climatologia, umas das possíveis explicações pode ser o fato dos eventos dentro dos grupos ocorrerem em diferentes meses, o que vai ser relevante na média total dos eventos, pois a AB, também tem uma variação tanto na longitude quanto nas latitudes no período em que ela atua. Assim como no grupo G1 os demais grupos também apresentaram um deslocamento na posição da AB. No grupo G2, a AB se configurou mais ao norte e oeste da climatologia, e no grupo G3

não ficou uma circulação tão evidente apenas uma indicação que o sentido do fluxo é anticiclônico. E relação ao VCAN, este ficou bem configurado no grupo G2 e G3, e não se mostrou no grupo G1.

O campo médio da altura geopotencial, o qual nos permite identificar o cavado semipermanente no sotavento das Cordilheiras dos Andes, em todos os grupos foi visualizada sua configuração, porém sua orientação não ficou tão clara quanto a orientação NW/SE, em ambos os grupos G1 e G2, se mostrou com uma orientação N/S.

O campo médio da vorticidade, tanto no grupo G1 quanto no grupo G2, se mostrou de forma satisfatória, quanto a região que se estende a zona de convergência, porém no grupo G3, na região amazônica que ainda estava sobre o efeito da ZCAS, a vorticidade relativa anticiclônica, não ficou tão evidente, quanto a posição da zona de convergência.

A divergência analisada tanto no nível de 850 hPa, se mostrou bem configurada, conforme a posição da ZCAS, tendo algumas diferenças no nível de 500 hPa, em alguns eventos, por conta desse nível ser muito próximo do nível de não divergência. Quanto ao posicionamento da zona de convergência de acordo com a divergência, nos grupos G1 e G3 houve um deslocamento mais para o norte da posição da ZCAS. O campo ômega, o qual irá indicar movimentos verticais ascendentes na região que corresponde ao fenômeno, se mostrou bem configurado em todos os grupos.

Tanto no campo médio dos grupos como na média de cada evento, a umidade específica, se mostrou de forma satisfatória para todos os grupos, sendo possível observar a faixa de nebulosidade com bastante concentração de umidade, na região em que a ZCAS se manteve estacionada.

No referente as temperaturas tanto a temperatura do ar quanto a temperatura potencial equivalente, se mostraram bem configuradas. Na temperatura do ar, foi possível observar o ar mais frio chegando a região sul, e na temperatura potencial equivalente também ficou bem configurado o gradiente que ocorre ao sul da região sul da ZCAS. Esta região servirá de separação entre ar quente e úmido dos trópicos da massa de ar fria e seca dos extratropicos; este gradiente se alonga até os polos.

Com isso, de uma forma geral o modelo conseguiu para a maioria dos campos, representar de forma satisfatória os padrões atmosféricos quando há a ocorrência de ZCAS,

como: a precipitação, ômega, temperatura do ar, temperatura potencial equivalente e umidade específica. Os demais campos tiveram sempre um deslocamento quando comparada a posição da zona de convergência, que aqui foi definido pela precipitação. O que foi observado no decorrer das avaliações das variáveis, é que essas variações e deslocamento dos campos, ocorreram quando houve uma diminuição na resolução das simulações, quando comparado com testes iniciais, com resolução maior e área menor. A exemplo disso o campo de vento, quando avaliado em uma grade maior, as circulações como a AB, assim como o escoamento de umidade em baixos níveis com orientação NW/SE na região da ZCAS, se configuraram de forma mais deslocada. Pode se supor que ao se aumentar a grade e diminuir um pouco a resolução as informações mais locais podem não ter sido adequadamente reproduzidas o que afetou o campo do vento, e conseqüentemente a divergência e vorticidade.

7. SUGESTÃO DE TRABALHOS FUTUROS

- a) Analisar estes eventos com diferentes grades e resoluções para ver o real impacto destas na distribuição do campo de vento.
- b) Analisar o impacto das condições de contorno na representação da ZCAS por modelos regionais, testando para estes mesmos eventos diferentes reanálises.
- c) Analisar eventos ZCAS que ocorreram em diferentes fases da OMJ, para ver qual a importância da OMJ nestes eventos

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVAREZ, M.S., VERA, C.S., KILADIS, G.N. et al. *Clim Dyn* (2016) 46: 245. doi:10.1007/s00382-015-2581-6.

ANTHES, R. A.; HSIE, E.; KUO, Y. **Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model: Version 4 (MM4)**. Colorado: Boulder, 1987. 79 p.

BERRISFORD, P., KÅLLBERG, P., KOBAYASHI, S., DEE, D., UPPALA, S., SIMMONS, A. J., POLI, P. AND SATO, H. (2011), **Atmospheric conservation properties in ERA-Interim**. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137: 1381–1399. doi:10.1002/qj.864.

CALHEIROS, R. V. e P. L. SILVA DIAS, 1988: **Como prever melhor**. *Climanálise*, 3(2), 31-32.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. **The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall**. *Journal of Climate*, v. 17, p. 88–108, 2004.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E **Anomalias de precipitação no Sul do Brasil e variações na circulação atmosférica**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 1, p. 83-90, 1986:

CHAVES, R. NOBRE P. **Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone**. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 31, L03204.

CHOU, S. C.; NOBRE, P. **Avaliação de modelos globais e regionais climáticos**. In: PAINEL BRASILEIRO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS, (PBMC-GT1), 2011.

CHOU, S.C.; MARENGO, J.A.; LYRA, A.A.; SUEIRO, G.; PESQUERO, J.F.; ALVES, L.M.; KAY, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.J.; GOMES, J.L.; BUSTAMANTE, J.F.; TAVARES, P. **Downscaling of South America present climate driven by 4 member HadCM3 runs**. *Climate Dynamics*, v.38, p.635 653, 2012. CLIMANÁLISE, Boletim de Monitoramento de Análise Climática. São Paulo: SCT/INPE-CPTEC

CUADRA, S. V.; DA ROCHA, R. P. **Avaliação da climatologia de verão simulada pelo RegCM43**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis. Anais eletrônicos... Florianópolis: CBMET, 2006.

CUNNINGHAM, C. C.; CAVALCANTI, I. F. A.: **Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone**. *International Journal of Climatology*. v. 26, p. 1165-1180, 2006.

DA ROCHA, R. P.; MORALES, C. A.; CUADRA, S. V.; AMBRIZZI, T. **Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations**. *Journal of Geophysical Research*, v. 114, p. 1-19, 2009.

DE ALMEIDA, R. A. F., P. NOBRE, R. J. HAARSMA, and E. J. D. CAMPOS, 2007: **Negative ocean-atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone**. *J. G. R.*, 34, doi:10.1029/2007GL030401.

DEE, D. P., UPPALA, et al. (2011), **The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system**. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137: 553–597. doi:10.1002/qj.828

DRUMOND, ANITA R de MORAES ; AMBRIZZI, T. . **Inter ENSO variability and its influence over the South American monsoon system**. *Advances in Geosciences, Austria*, v. 6, p. 167-171, 2006.

ELGUINDI, N. **Regional Climatic Model RegCM4 User Manual: Version 4.3**. Itália: Trieste, 2013. 34 p.

EMANUEL, K. A. **A Scheme for Representing Cumulus Convection in Large-Scale Models**. *Journal of Atmospheric Sciences*, Washington DC, v. 48, n. 21, p. 2313–2329, 1991.

FERRAZ, S. E. T. **Variabilidade Intrasazonal no Brasil e Sul da América do Sul**. 2004. 145 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

WESLEY RODRIGUES SANTOS FERREIRA, WRS, VITORINO, MA, SOUZA,EB, CARMO, AMC: **Sazonalidade da precipitação para a Amazônia usando o modelo regcm3: avaliando apenas a forçante do atlântico equatorial**: *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.27, n.4, 435 - 446, 2012

FERREIRA, N. J.; RAMÍREZ M. V.; GAN M. A. **Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil**. In: CAVALCANTI, I. F. A. et. al. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 43-60.

FIGUEROA, S. N., 1997: **Estudos dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas limitações com modelos numéricos**. São José dos Campos, 181 p. (INPE-7121-TDL/672), Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

FIGUEROA, S.N.; NOBRE, C. **Precipitations distribution over Central and Western Tropical South America**. *Climanálise-Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, v.5, n.6, p. 36-48, 1990.

Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling Fowler H. J., Blenkinsop, S., Tebaldib, C. *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY Int. J. Climatol.* 27: 1547–1578 (2007)

TIRONI, LF, STRECK, NS, SANTOS, ATL, FREITAS, CPO, UHLMANN, LO, OLIVEIRA JÚNIOR, WC e FERRAZ, SET: **Produtividade simulada de mandioca em cenários climáticos futuros do IPCC para o Rio Grande do Sul**, *Brasil Ciência Rural*, v.47, n.2, 2017.

GAN, M. A. Alta da Bolívia. In: III Curso de Interpretação de Imagens e Análise Meteorológica. Universidade do Vale do Paraíba. Capítulo B5, p.1-12, 1993.

GAN M.A., KOUSKY V.E., Ropelewski C.F. **The South America Monsoon Circulation and Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil**. *Journal of Climate* 17(1): 47-66, 2004

GIORGI, F., 1990: **Simulation of Regional Climate Using a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model**. *J. Climate*, 3, 941–963, doi: 10.1175/1520-0442(1990)003<0941:SORCUA>2.0.CO;2.

GIORGI, F.; ANYAH, R. O. **The road towards RegCM4**. *Climate Research: CR Special* 29, Oldendorf, v. 52, p. 3–6, 2012.

GIORGI, F.; MEARNNS, L. O. **Introduction to special section: Regional Climate Modeling Revisited**. *Journal of Geophysical Research*, Washington DC, v. 104, n. D6, p. 6335-6352,

GIORGI et al, 2006: **The Regional Climate Network (RegCNET): Introduction to the special issue**. *Theor. Appl. Climatol.*, 86, 1–4.

GONÇALVES, 2015: **Avaliação da Previsão Numérica Sazonal de Precipitação para o Rio Grande do Sul**, Santa Maria, dissertação de mestrado defendida na UFSM, 79p.

GRELL, G. A. **Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations.** *Monthly Weather Review*, Washington DC, v. 121, n. 3, p. 764–787, 1993.

GRELL G, DUDHIA J, STAUFFER DR (1994) **A description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5).** NCAR Tech Note NCAR/TN-398 + STR, NCAR, Boulder, CO

GRIMM, A. M. **Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change.** *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. v. 25, n. 4, p. 537-554, DOI: 10.1007/s00477-010-0420-1, 2011.

GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. L. **Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model.** *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.52, p. 3538-3555, 1995.

GUSMÃO, A. M. **Alta da Bolívia.** *Revista Climanálise*. Cachoeira Paulista, Ed. Especial, p. 143-146, out. 1996.

JACOB D (2001) **A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin.** *Meteorol Atmos Phys* 77: 61-73, doi: 10.1007/s007030170017

JONES, CHARLES; HOREL, JOHN D . **The Bolivian High circulation and convective activity over South America.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, Brasil, v. 5, p. 379-387, 1991.

JUANG, H.-M. H.; KANAMITSU, M. **The NMC nested regional spectral model.** *Mon. Wea. Rev.*, v.122, n.1, p.3-26. 1994.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; et al. **The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project.** *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.77 (3), p. 437-471,1996.

KODAMA Y. M. **Large scale common features of sub-tropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ).** Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 70, p. 813 – 836, 1993.

- KODAMA Y. M. **Large scale common features of sub-tropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ)**. Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 70, p. 581 – 610, 1993.
- KOUSKY, V.E.; GAN, M.A. 1981. **Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic**. *Tellus*, 36(6):538-551, Dec.
- KOUSKY, V.E.; KAYANO, M.T. **A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region**. *Acta Amazonica*, 11: 743-758, 1981.
- KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T **Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector**. *Journal of Climate*, v. 7, p. 1131-1143, 1994.
- KREULS, R.; FRAEDRICH, K. & RUPRECHT, E.R., 1975. **An aerological climatology of South America**. *Meteor. Rundsch.*, 28: 17-24
- LENTERS, J. D.; COOK, K. H. **On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate**. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 54, p. 656-677, 1997 Li 1999
- LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T. **Submonthly Convective Variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone**. *Journal of Climate*, v. 12, p. 1877–1891, 1999.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. **Description of 40-50 day oscillation in the zonal wind in the Tropical Pacific**. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 28, p. 702-708, 1971.
- MADDEN, R.A. & P. R. JULIAN, 1971: **Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific**. *J. Atmos. Sci*, 28, 702-708. Madden, R.A. & P. R. Julian, 1972: **Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period**. *J. Atmos. Sci*, 29, 1109-1123.
- MAIA, A. de H. N.; MEINKE, H. **Probabilistic methods for seasonal forecasting in a changing climate: Cox-type regression models**. *International Journal of Climatology*, 30(15): 2277-2288, 2010. DOI: 10.1002/joc.2042.
- MAIA, A. de H. N.; PAZIANOTTO, R A A; COELHO, C A S. **Avaliacao da influencia do ENOS sobre inicio da estacao chuvosa via modelos semiparametricos de sobrevivencia**.

Anais da 56ª Reunião Anual da Região Brasileira da Sociedade Internacional de Biometria - RBRAS e 14º Simposio de Estatística Aplicada a Experimentação Agronômica - SEAGRO, Universidade Estadual de Maringá, Maringá/SC, 2011.

MARENGO, J.A.; CHOU, S.C.; KAY, G.; ALVES, L.M.; PESQUERO, J.F.; SOARES, W.R.; SANTOS, D.S.; LYRA, A.A.; SUEIRO, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.J.; GOMES, J.L.; BUSTAMANTE, J.F.; TAVARES, P. **Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analysis for the Amazon, São Francisco and the Paraná River basins.** *Climate Dynamics*, v.38, p.1829-1848, 2012. DOI: 10.1007/s00382-011-1155-5.

MARENGO, J. A., W. SOARES, **Clima e Recursos Hídricos 9.** (Associação Brasileira de Recursos Hídricos/FBMC-ANA. Porto Alegre, Brasil, 2003).

MARTON, E. **Oscilações intrasazonais associadas à ZCAS no Sudeste Brasileiro**, 2000. 203 p. [Tese (Doutorado) - Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo].

MENDES, DAVID; MARENGO, JOSE A. **Temporal downscaling: a comparison between artificial neural network and autocorrelation techniques over the Amazon Basin in present and future climate change scenarios.** *Theoretical and Applied Climatology*. p. 121-134, 2009.

TOMAZIELLO, Ana Carolina Nóbile. **Influências da temperatura da superfície do mar e da umidade do solo na precipitação associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul.** 2010. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010. doi:10.11606/D.14.2010.tde-10052010-161949. Acesso em: 2017-05-31.

NOBRE, C. A., 1988: **Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul: A importância do Oceano Atlântico.** *Climanálise*, 3(4), 30-33.

NOBRE, P., MOURA, A. D., and SUN L.: **Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Northeast Brazil with ECHAM3 and NCEP's Regional Spectral Models at IRI,** *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 12, 2787-2796, 2001.

NOBRE, P. et al. **Seasonal-to-decadal predictability and prediction of South American climate.** *Journal of Climate*, v. 19, p. 5988-6004, 2006.

NOBRE, P., R. A. F. DE ALMEIDA, M. MALAGUTTI, and E. GIAROLLA, 2012: **Coupled ocean-atmosphere variations over the South Atlantic ocean**. *J. Climate*, in review.

NOBRE, P., M. MALAGUTTI, D. F. URBANO, R. A. F. d. ALMEIDA, and E. GIAROLLA, 2009: **Amazon deforestation and climate change in a coupled model simulation**. *J. Climate*, 22, 5686-5697.

PAEGLE, J. N.; BYERLE, L. A; MO, K. C. **Intraseasonal modulation of South American summer precipitation**. *Monthly Weather Review*, v. 128, p. 837-850, 2000.

PAEGLE, J. N.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, v. 125, p. 279-290, 1997.

PAEGLE, J., C.R. MECHOSO, R. FU, H. BERBERY, C. WINSTON, T. CHAO, K. COOK, A. DIAZ, D. ENFIELD, R. FERREIRA, A. GRIMM, V. KOUSKY, B. LIEBMANN, J. MARENGO, K. MO, D. NEELIN, J. PAEGLE, A. ROBERTSON, A. SETH, C. VERA, and, J. ZHOU, 2002: **Progress in Pan American CLIVAR Research: Understanding the South American Monsoon**. *Meteorologica*, 27, 3-30

PAIXÃO, E. B. **Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior sobre o Nordeste do Brasil**. 1999. 89 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

PAN, D.-M., and D. A. RANDALL, 1998: **A cumulus parameterization with prognostic closure**. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 949– 981.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 89 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1994. 5, 8, 18

REBOITA, M. S. et. al. **Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica**. *Revista brasileira de meteorologia*, vol.25, n.2, p.185-204, 2010.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. **Interannual and interdecadal variability of the south atlantic convergence**. *Monthly Weather Review*, v. 128, p. 2947–3957, 2000. 8, 13

Roeckner,E., Arpe,K., Bengtsson,L., Brinkop,S., Dümenil,L., Esch,M., Kirk,E., Lunkeit,F., Ponater,M., Rockel,B., Suasen,R., Schlese,U., Schubert,S. and Windelband,M. 1992 **Simulation of the present-day climate with the ECHAM4 model: impact of model physics**

and resolution Max-Planck Institute for Meteorology, Report No.93, Hamburg, Germany, 171pp.

SACRAMENTO NETO, O. B.; ESCOBAR, G. C. J.; SILVA, P. E. D. **Método objetivo para identificar episódios de Zonas de Convergência de Umidade (ZCOU) no ambiente operacional do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010, Belém. Anais... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2010.

SADLER, J., 1975. **The upper tropospheric circulation over the global tropics**. Dept. of Meteorology, University of Hawaii, UHMET 75-05: 35 pp.

SAMUELSON et al., 2011 P. SAMUELSSON, C.G. JONES, U. WILLEN, A. ULLERSTIG, S. GOLLVIK, U. HANSSON, et al. **The Rossby Centre regional climate model RCA3: model description and performance** Tellus A, 63 (2011), pp. 4–23

SANCHES, M. B. **Análise sinótica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) utilizando-se a técnica de composição**. 95f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, S.P. 2002

SANCHES, MARCOS BARBOSA & SILVA DIAS, MARIA ASSUNÇÃO FAUS da. **Análise Sinótica de Verão: A Influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul**. In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1996, Campos do Jordão. Anais Eletrônicos.

SATYAMURTI, P.; RAO, V. B. **Zona de Convergência do Atlântico Sul**. Climanálise, v. 3, p. 31-35, mar. 1988.

SEABRA, M., S. **Balço de Calor na Zona de Convergência do Atlântico Sul e suas Relações com a Circulação Atmosférica**. Monografia submetida ao Departamento de Meteorologia, UFRJ, 2002. p.58.

SETH, A. et al. 2007. **Regcm3 Regional Climatologies For South America Using Reanalysis And Echam Global Model Driving Fields**. *Climate Dynamics*, V. 28, P. 461-480.

SILVA DIAS, P.L. **A Zona de Convergência do Atlântico Sul**. IV Curso de Interpretação de Imagens e Análise Meteorológica, UNIVAP, 1995.

SILVA DIAS, P. L.; BONATTI, J. P.; KOUSKY, V. E. **Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America**. Monthly Weather Review, v. 115, p. 1465-1478, 1987

SILVA DIAS P.L. et. al. **As chuvas de março de 1991 na região de São Paulo**. Climanálise, 6(5):44-59, Maio 1991.

SOLMAN, S.A., SACHEZ, E., SAMUELSSON, P., et al. (2013) **Evaluation of an Ensemble of Regional Climate Model Simulations over South America Driven by the ERA-Interim Reanalysis: Model Performance and Uncertainties**. Climate Dynamics, 41, 1139-1157.

SUN, L., D.V. MONCUNILL, H. Li, A. D. MOURA, F. A de SOUZA FILHO: **Climate Downscaling over Nordeste, Brazil, using the NCEP RSM97** – Journal of Climate, n. 18, p. 551-567, 2005.

VIRJI, H., 1981. **A preliminary study of the summertime tropospheric circulation patterns over South America from cloud winds**. Mon. Wea. Rev., 19: 599-610.

VITORINO, M.I. **Análise das oscilações intrasazonais sobre a América do Sul e oceanos adjacentes utilizando a análise de ondeleta**, 2002, 301p. [Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos].

WHEELER, M. C., and H. H. HENDON, 2004: **An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction**. Mon. Wea. Rev., 132, 1917–1932.

WILBY, R.L., S. P. CHARLES, E. ZORITA, B. TIMBAL, P. WHETTON, L. O. MEARN, (2004), **The guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. Supporting material of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), prepared on behalf of Task Group on Data and Scenario Support for Impacts and Climate Analysis (TGICA)**

ANEXO I

As variáveis como temperatura Potencial Equivalente (θ_e), Divergência e Umidade Específica (g/kg), não estavam inclusas no conjunto de dados da Reanalises ERA-interim do European Centre for Medium-Range Forecast (ECMWF), gerados pelo modelo RegCM4

Temperatura potencial equivalente:

Bolton (1980), obteve a equação da temperatura do nível de condensação por levantamento TL que é dado em °C:

$$TL = \frac{1}{\left[\frac{1}{Tk-55} - \frac{\ln\left(\frac{UR}{100}\right)}{2840} \right]} + 55$$

Sendo Tk a temperatura em kelvin e UR a umidade relativa em porcentagem.

E a partir da equação da razão de mistura:

$$r = r_s \frac{UR}{100}$$

Sendo rs a razão de mistura de saturação.

E a partir das equações de TL e r encontrou a equação para o cálculo da Temperatura Potencial Equivalente (em Kelvin)

$$\theta_e = Tk \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,2854(1-0,28 \times 10^{-3})} \times \exp \left[\left(\frac{3,376}{TL} - 0,00254 \right) \times r(1 + 0,81 \times 10^{-3}r) \right]$$

Umidade específica (q):

Como a quantidade de vapor d'água raramente excede uns 4% da massa total do ar, a umidade específica usualmente não difere da razão de mistura, logo a partir da razão de mistura dada em (g/kg) utilizou-se a seguinte relação:

$$r = \frac{q}{1-q} \rightarrow r(1-q) = q \rightarrow r - rq - q = 0 \rightarrow r - q(r+1) = 0 \therefore$$

$$q = \frac{r}{r+1}$$