

Artigo

Análise Sinótica e Energética de um VCAN que Causou Chuva no Deserto do Atacama em Março de 2015

Michelle Simões Reboita¹, José Augusto Paixão Veiga²¹*Universidade Federal de Itajubá, Instituto de Recursos Naturais, Itajubá, MG, Brasil.*²*Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, AM, Brasil.*

Recebido em 14 de Abril de 2016 – Aceito em 16 de Setembro de 2016

Resumo

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) subtropicais são sistemas de baixa pressão em médios e altos níveis da atmosfera, com centro frio e que se encontram segregados para o lado equatorial das correntes de jato. A divergência de massa no setor a jusante dos VCANs pode organizar os movimentos ascendentes na atmosfera e precipitação. Diante da contribuição dos VCANs para alterações no tempo e os poucos estudos desses sistemas na literatura, o presente trabalho descreve a evolução sinótica e energética de um VCAN que causou evento extremo chuvoso no deserto do Atacama, entre os dias 24 e 26 de março de 2015. Para o desenvolvimento do estudo foram utilizadas a reanálise NCEP/DOE, dados de precipitação do TRMM e informações do satélite GOES-13. Entre os resultados têm-se que a advecção horizontal de vorticidade relativa anticiclônica é importante para amplificar a crista que adentra o setor sudoeste/sul do cavado em 300 hPa fazendo com que o ar frio fique aprisionado em latitudes mais baixas, contribuindo para a formação do VCAN. A energética de Lorenz mostrou que o ambiente ao qual o VCAN estava inserido participou de forma importante no ciclo de vida do VCAN. Por exemplo, na fase de VCAN, os processos baroclínico, barotrópico e de fluxo na fronteira atuaram como fonte de energia cinética do distúrbio (*KE*).

Palavras-chave: VCAN, deserto do Atacama, análise sinótica e ciclo de energia de Lorenz.

Synoptic and Energetic Analysis of a Cutoff-Low That Caused Precipitation Over the Atacama Desert in March, 2015

Abstract

Subtropical cutoff-lows (COLs) are low pressure systems at middle and upper atmospheric levels, with a cold core and are detached equatorward from the jet streams. The mass divergence downstream of COLs can organize ascendant movement and provoke precipitation. Due to the COLs contribution to weather changes and few studies found in literature, the purpose of this study is to describe the synoptic and energetic evolution of the COL that caused extreme rainfall over the Atacama Desert between March 24th and 26th, 2015. For the study, we used the reanalysis from NCEP-DOE, the precipitation data from TRMM and satellite information from GOES-13. From the results, we note that the horizontal advection of anticyclonic relative vorticity is important in amplifying the ridge that enters the southwest/south sector of the trough at 300 hPa causing the cold air to become trapped in lower latitudes, thereby contributing to the formation of the COL. Lorenz's energetic cycle showed that the environment, into which the COL was inserted, was important to the lifecycle of COL. For example, in the COL phase, the baroclinic and barotropic processes and flow in boundary acted as a source of kinetic energy (*KE*).

Keywords: cutoff-low, Atacama Desert, synoptic analysis, Lorenz's energy cycle.

1. Introdução

O deserto do Atacama, localizado entre o norte do Chile e a sua fronteira com o Peru (Fig. 1), é o lugar mais árido do planeta (Lettau, 1978; *National Geographic Magazine*, 2003). A precipitação média anual nesse deserto

pode ser inferior a 5 mm (Garreaud *et al.*, 2010). Porém, entre os dias 24 e 26 de março de 2015, o total de precipitação registrado foi superior a 65 mm em alguns setores do deserto (Fig. 1), o que corresponde ao total que seria esperado num período de no mínimo 13 anos. Esse evento atmosférico, de valores extremos de precipitação, causou

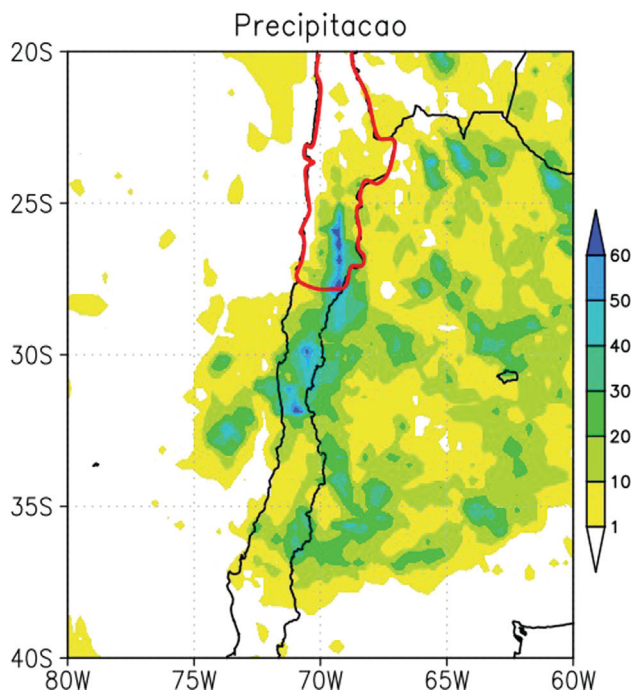


Figura 1 - Precipitação acumulada (mm) entre os dias 24 e 26 de março de 2015. A linha vermelha destaca a posição do deserto do Atacama. Fonte de dados: TRMM 3B42.

alagamentos, queda na rede de transmissão de energia e um dos fatos mais incomuns: crescimento de flores no deserto (Jornal em.com.br, 2015). Diante desse contexto, a questão eminente é o que contribuiu para tal evento extremo de precipitação? As análises realizadas no presente estudo vão mostrar que as chuvas foram decorrentes da atuação de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis subtropical (VCAN ou *cutoff low*, como é conhecido em inglês). É importante mencionar que esses sistemas não são incomuns próximo à costa oeste da América do Sul, ao contrário, o setor do Pacífico Sudoeste nas cercanias de 45° S é um local de gênese de VCANs como mostram as climatologias de Pizarro and Montecinos (2000), Fuenzalida *et al.* (2005), Campetella e Possia (2007), Reboita *et al.* (2010) e Pinheiro (2010). Além disso, como esses sistemas podem persistir por vários dias (Palmén e Newton, 1969, Reboita *et al.*, 2010), causam grande influência no tempo. De fato, a influência de VCANs na América do Sul tem sido registrada em estudos como o de Campetella *et al.* (2009), Godoy *et al.* (2011) e Siqueira *et al.* (2013).

Os VCANs subtropicais são definidos como sistemas de baixa pressão com isóbaras fechadas formados em níveis médios e altos da atmosfera. Esses sistemas se originam a partir do aprofundamento de cavados frios pré-existent no escoamento de oeste e que evoluem para baixas fechadas desprendidas para o lado equatorial do escoamento básico de oeste (Palmén e Newton, 1969). Portanto, um VCAN tem como características o aprisionamento de ar frio no seu centro, o que favorece os baixos valores de

altura geopotencial em tal região, gradientes térmicos nas suas cercanias e ventos que mudam de sentido leste para oeste à medida que se afasta do centro do sistema em direção ao polo, considerando o Hemisfério Sul (Palmén e Newton, 1969; Nieto *et al.*, 2008). Ainda não está totalmente esclarecido na literatura o que causa o desprendimento dos VCANs do escoamento de oeste. No entanto, sabe-se que para a formação dos VCANs, uma crista (localizada corrente acima do cavado) adentra ao sul do cavado fazendo com que o ar frio fique aprisionado. Esse processo pode estar associado com a quebra da onda de Rossby (Ndarana e Waugh, 2010) e a consequente formação de um bloqueio tipo dipolo. Assim, um VCAN também é um sistema que pode bloquear o escoamento zonal (Palmén e Newton, 1969; COMET Program, 2009).

Godoy *et al.* (2011) e Siqueira *et al.* (2013) estudaram alguns dos processos dinâmicos e termodinâmicos associados à gênese de VCANs que se formaram no oceano Pacífico Sul e causaram mudanças significativas no tempo na América do Sul. No caso do VCAN ocorrido em março de 2007, Godoy *et al.* (2011) verificaram que o principal processo associado à segregação do VCAN foi a advecção horizontal de vorticidade anticiclônica em altos níveis e advecção horizontal quente em níveis médios, ambas se estendendo do oceano Pacífico ao sul da Patagônia, o que atuou na manutenção da crista localizada corrente acima (*upstream*) do cavado. Resultados similares foram obtidos por Siqueira *et al.* (2013) no estudo do VCAN de 30 de março a 1º de abril de 2013. Quanto à influência da Cordilheira dos Andes nos VCANs, Garreaud e Fuenzalida (2007) realizaram experimentos numéricos para um VCAN, ocorrido em março de 2005, incluindo e excluindo os Andes. Segundo os autores, a presença da barreira física dos Andes provocou pouca ou nenhuma influência na formação ou intensificação do VCAN. Já Funatsu *et al.* (2004) verificaram que um VCAN, em julho de 1996, enfraqueceu ao passar sobre os Andes.

Diferentemente dos ciclones extratropicais, em que a fonte de energia é predominantemente baroclínica, no que diz respeito aos VCANs, pouco ainda é conhecido. O estudo de Gan e Piva (2013) é um dos poucos que avaliam as fontes de energia associadas a um VCAN. Os autores analisaram a importância relativa dos termos que compõem a equação de balanço da energia cinética da perturbação (EKE, equação desenvolvida por Orlanski e Katzfey, 1991 e modificada por Chang, 2000) para o caso de um VCAN formado no sudeste do oceano Pacífico em 19 de agosto de 2006. Seus resultados mostram que a máxima intensidade do VCAN (caracterizada por máximos valores de EKE) ocorreu nos dias 20 e 21 de agosto e no setor sul do sistema. Nestes dias, o termo de conversão baroclínica não era favorável ao aumento da energia cinética do VCAN. Entre os dias 20 e 21 o termo de convergência de fluxo ageostrófico foi o principal responsável pela produção de energia cinética. Já, nos dias 21 e 22 de agosto, o termo de

convergência de fluxo ageostrófico apresentou papel fundamental para a manutenção do VCAN, uma vez que o mesmo crescia às custas da energia cinética proveniente do jato polar a sul do VCAN. O processo de enfraquecimento do VCAN começou a partir do dia 23 de agosto quando o transporte de energia cinética, pelo setor sudoeste do VCAN, proveniente do jato polar diminui significativamente. Ainda a respeito do decaimento dos VCANs, Garreaud e Fuenzalida (2007) sugerem que isso pode estar associado com o aquecimento diabático via liberação de calor latente.

Com relação ao ciclo de vida dos VCANs, esses sistemas apresentam quatro estágios (Winkler e Zwats-Meise, 2001a; Nieto *et al.*, 2008): cavado, aparência de letra ômega ou formação ômega (*tear-off*, palavra que indica as reentrâncias no cavado fazendo parecer com letra ômega), baixa fechada desprendida (*cut-off*, VCAN) e cavado (Fig. 2). A fase inicial do sistema é caracterizada por um cavado pronunciado no escoamento de oeste (Fig. 2a) e, que pode apresentar nas imagens de satélite do canal vapor d'água, nebulosidade no setor corrente abaixo (*downstream*) e no início do setor corrente acima (*upstream*). À medida que o cavado aprofunda vai adquirindo aparência de letra ômega (invertida no Hemisfério Norte) e se separando do escoamento de oeste (Fig. 2b); nesse estágio, as nuvens podem contornar todo o sistema. No estágio de baixa desprendida (que é o VCAN), o centro de circulação ciclônica se desagrega do escoamento de oeste localizando-se no lado equatorial da corrente de jato (Fig. 2c), e essa é uma importante característica para diferenciação de VCAN e ciclone extratropical em fase de oclusão, já que os ciclones oclusos localizam-se no lado polar da corrente de jato; no VCAN, a nebulosidade pode assumir a forma de espiral nas imagens de vapor d'água. Por fim, o sistema as-

sume novamente a forma de cavado (Fig. 2d), quando a baixa em altos níveis se reconecta com o escoamento de oeste.

Outra questão em aberto na literatura é porque somente alguns VCANs favorecem o desenvolvimento de ciclones em superfície. Na climatologia de Nieto *et al.* (2005), para a Europa, cerca de 47% dos VCANs estavam associados com ciclones em superfície. Na América do Sul e oceanos adjacentes, Campetella e Possia (2007) verificaram que somente 25% dos VCANs correspondiam a casos com circulação ciclônica em baixos níveis. Por outro lado, Reboita *et al.* (2012) encontraram que cerca de 35% dos VCANs no oceano Atlântico Sudoeste estão relacionados com ciclones em superfície. Na América do Sul, entre as latitudes do Uruguai e norte da Argentina, a formação de ciclone em superfície quando da ocorrência de VCAN pode estar associada à advecção de vorticidade ciclônica em altos níveis que é favorecida pela interação do VCAN com o cavado estacionário originado pelo efeito topográfico e a advecção térmica positiva a leste dos Andes, proveniente de baixas para mais altas latitudes, conforme descrito em Funatsu *et al.* (2004).

Diante da contextualização apresentada, o principal objetivo do estudo é contribuir com a literatura no entendimento do ciclo de vida dos VCANs que influenciam as condições de tempo na América do Sul. Para isso, é realizado um estudo de caso do VCAN que causou evento extremo de precipitação no deserto do Atacama entre os dias 24 e 26 de março de 2015. As análises envolvem uma descrição sinótica (incluindo a representação de nuvens em imagens de satélite) e análise da energética do ambiente ao qual o sistema se desenvolveu.

2. Metodologia

2.1. Dados

Para a realização do presente estudo, diferentes fontes de dados foram utilizadas:

- *Reanálise 2 do National Centers for Environmental Prediction (NCEP/DOE; Kanamitsu et al., 2002)*: foram obtidas as variáveis temperatura do ar, umidade relativa, velocidade vertical, e componentes zonal e meridional do vento, sendo todas entre os níveis de 1000 a 100 hPa. Esses dados possuem resolução horizontal de 2,5° de latitude e longitude e frequência de 6 h. Tais dados foram utilizados para a obtenção de variáveis secundárias (vorticidade relativa, vorticidade potencial, advecção horizontal de vorticidade relativa e divergência de massa), para a representação sinótica do VCAN entre os dias 23 e 29 de março de 2015 e para o cálculo dos termos do ciclo de energia de Lorenz (CEL).

- *Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM; Huffman e Bolvin, 2012)*: para computar o total de precipitação ocorrido entre os dias 24 e 26 de março de 2015 foram utilizados os dados do TRMM 3B42. Esses dados possuem

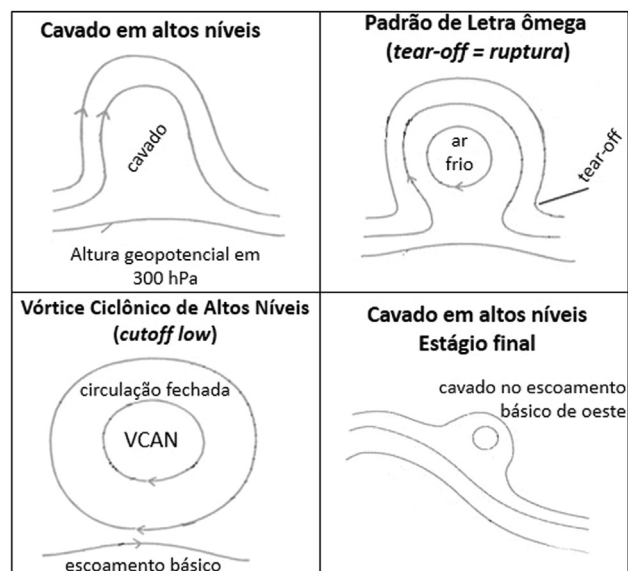


Figura 2 - Modelo conceitual do ciclo de vida de um VCAN subtropical no Hemisfério Sul. Adaptado de Nieto *et al.* (2008).

resolução horizontal de 0,25° de latitude e longitude e frequência diária (também são disponíveis dados com frequência de 3 h).

- *Imagens de satélite*: para verificar a aparência do VCAN em imagens de satélite foram utilizados dados em formato binário dos canais infravermelho e vapor d'água do satélite GOES-13. Esses dados foram cedidos pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC-INPE).

2.2. Análise sinótica

A análise sinótica corresponde a uma descrição dos campos atmosféricos escolhidos para o entendimento do ciclo de vida do VCAN. Nesse estudo, foram avaliados em 300 hPa: altura geopotencial, temperatura do ar, advecção horizontal de vorticidade relativa (onde valores positivos indicam vorticidade anticiclônica e negativos, vorticidade ciclônica), vorticidade potencial (que por definição é negativa no Hemisfério Sul) e vento. A vorticidade potencial em níveis isobáricos foi obtida através de:

$$VP = -g \left[(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} - \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right] \quad (1)$$

onde g é a aceleração da gravidade, ζ_p é a componente vertical da vorticidade relativa em superfície de pressão (p), θ a temperatura potencial e u e v , as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente. Cada unidade de vorticidade potencial corresponde a $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ (Hoskins *et al.*, 1985).

Para um melhor entendimento da estrutura vertical do VCAN, foram elaborados gráficos de perfis verticais, em que a cada fase do ciclo de vida do sistema foi selecionada uma latitude. As variáveis representadas foram: desvio zonal de temperatura do ar (o desvio corresponde a subtração da média zonal, por nível vertical, computada entre 90° W e 25° W, dos valores observados), umidade relativa, vorticidade relativa ciclônica, divergência, vorticidade potencial e movimento vertical (componente zonal *vs.* ômega).

Com relação às imagens de satélite, escolheram-se os canais vapor d'água e infravermelho. O primeiro canal indica uma integração do conteúdo de umidade em níveis de 700 hPa e mais altos e o segundo, a existência de nuvens com topos altos, quando há cores mais brancas (DSA-INPE, s/d).

2.3. Ciclo de energia de Lorenz

No presente trabalho, a energética de Lorenz baseada no diagrama de quatro caixas é aplicada (Lorenz, 1955; 1967). Esta metodologia é uma forma compacta de se calcular as componentes do ciclo de energia de Lorenz (CEL) e tem sido amplamente empregada para quantificar os processos de geração, conversão e dissipação de energia de fenômenos meteorológicos de diferentes escalas espa-

ciais e temporais (exemplos: Michaelides, 1987; Wahab *et al.*, 2002; Veiga *et al.*, 2008; Pezza *et al.*, 2010; Pezza *et al.*, 2013; Black e Pezza, 2013; Veiga e Ambrizzi, 2013; Veiga *et al.*, 2013 a,b; Dias Pinto *et al.*, 2013). Neste caso, a energia potencial disponível é dividida em energia potencial disponível do estado básico (AZ) e energia potencial disponível da perturbação (AE). AZ é a quantidade de energia associada ao escoamento médio zonal. Por outro lado, AE é a quantidade de energia associada ao desvio em relação à média zonal. A energia cinética é tratada de forma similar, isto é, a energia cinética é separada em uma quantidade relativa ao estado básico (KZ) e do distúrbio (KE). As tendências temporais das energias potencial e cinética do CEL podem ser escritas conforme:

$$\frac{\partial AZ}{\partial t} = -CZ - CA + BAZ + GZ \quad (2a)$$

$$\frac{\partial AE}{\partial t} = CA - CE + BAE + GE \quad (2b)$$

$$\frac{\partial KZ}{\partial t} = CK + CZ + BKZ + B\Phi Z - DZ \quad (2c)$$

$$\frac{\partial KE}{\partial t} = CE - CK + BKE + B\Phi E - DE \quad (2d)$$

O CEL, baseado na presente metodologia, é graficamente composto de quatro reservatórios de energia (AZ , AE , KZ e KE) e conectados por termos de conversão (CZ , CA , CE e CK), conforme destacado na Fig. 3. As quantidades AZ e AE são produzidas pelos processos de geração de energia potencial GZ e GE , respectivamente. No caso de energética de área limitada, os termos de fluxo nas fronteiras lateral, superior e inferior do domínio considerado (BAZ , BAE , BKZ e BKE) devem ser incluídos no cálculo do CEL.

Os termos $B\Phi Z$ e $B\Phi E$ (*boundary pressure work*) são mecanismos dinâmicos que podem funcionar como fonte ou sumidouro de energia cinética. Por exemplo, quando o escoamento se dá em direção a regiões de alta (baixa) pressão, há dissipação (produção) de energia cinética (Muench, 1965). Porém, o cálculo destes termos pode não ser tão representativo uma vez que pequenos erros na fonte de dados podem produzir erros significativos de magnitude (Wahab *et al.*, 2002 e referências por eles citadas). Estes termos, então, podem ser agregados aos termos de dissipação de energia cinética do estado básico (DZ) e perturbado (DE) e estimados na forma de resíduo (Mishra e Rao, 2001), incorporando-se erros de cálculos associados aos métodos de solução das derivadas por diferença finita (ϵKZ e ϵKE) na seguinte forma:

$$RKZ = B\Phi Z - DZ + \epsilon KZ \quad (2e)$$

$$RKE = B\Phi E - DE + \epsilon KE \quad (2f)$$

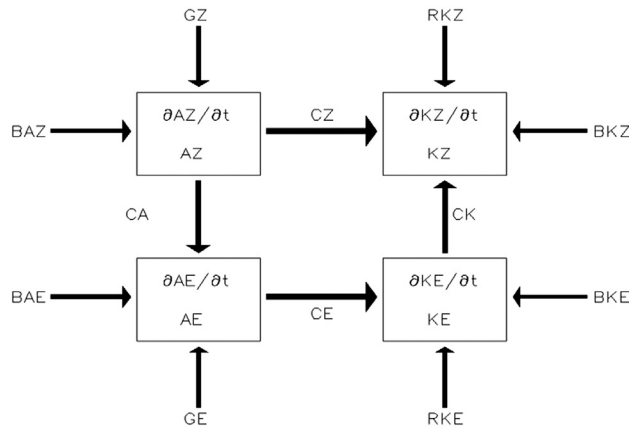


Figura 3 - Diagrama esquemático do ciclo de energia de Lorenz (CEL). Vide texto para maiores detalhes.

As expressões matemáticas para o cálculo de todos os componentes do CEL, descritas nas Eqs. (2a-d), podem ser encontradas em Gutierrez *et al.* (2009). As taxas de aquecimento diabático, necessárias para o computo dos termos de geração de energia potencial, foram estimadas a partir da equação da energia termodinâmica (ver Eq. (1) em Veiga *et al.*, 2009). Neste trabalho, por definição, os termos de conversão do CEL são sempre positivos, com o sentido das setas indicando a direção do fluxo.

Para o cálculo dos termos que compõe as equações de balanço 2a-d, foi selecionado o volume atmosférico compreendido entre as latitudes de 40° S-20° S, longitudes de 90° W-60° W e os níveis de 1000 a 100 hPa. O período de análise é de 23 a 29 de março de 2015, período o qual o sistema atmosférico em verificação evoluiu entre as fases de cavado, formação ômega, VCAN e ligeiro enfraquecimento (que por facilidade foi denominado de cavado).

3. Resultados

3.1. Análise sinótica

Fase de cavado no escoamento em 300 hPa: a fase inicial do sistema em estudo é caracterizada por um cavado no escoamento básico de oeste, observado às 18 Z do dia 23 de março de 2015 (Fig. 4a) e localizado no oceano Pacífico Sul (na Fig. 4a o cavado é indicado com uma linha preta tracejada). No setor a jusante do cavado, as imagens do satélite GOES-13 nos canais vapor d'água (Fig. 4a) e infravermelho (Fig. 4c) mostram nebulosidade de topos frios. A partir dos campos atmosféricos apresentados na Fig. 4, sugere-se que a nebulosidade é favorecida pela divergência de massa em altos níveis (300-100 hPa), corrente abaixo do cavado (e, conseqüentemente, movimento ascendente), que excede o valor da convergência em superfície (Fig. 4f). Este padrão produz movimentos verticais ascendentes, que são máximos na camada 200-300 hPa, como mostrado na Fig. 4b. Uma característica interessante nessa figura é que em superfície, na região sob a divergência, há desvio posi-

tivo de temperatura do ar (Fig. 4b), que é um fator que também contribui para a convergência em superfície e, conseqüentemente, movimentos ascendentes. Ainda de acordo com a Fig. 4c, no setor onde ocorre nebulosidade há advecção horizontal de vorticidade relativa ciclônica em 300 hPa, enquanto no lado oeste (corrente acima do cavado) há advecção horizontal de vorticidade relativa anticiclônica. Sabe-se que a advecção de vorticidade relativa ciclônica em altos níveis é proporcional à divergência de massa (por exemplo, Palmén e Newton, 1969), característica que pode ser observada comparando-se as Figs. 4c e 4f.

A região do cavado em 300 hPa é mais fria do que as cercanias como indicam as isotermas nesse mesmo nível (Fig. 4a) e os desvios zonais de temperatura do ar no perfil vertical (Fig. 4b). Na Fig. 4a também nota-se que há uma ligeira defasagem entre a onda de temperatura do ar e da altura geopotencial, uma vez que o ar mais frio possui um pequeno deslocamento para leste-sudeste em relação ao centro do cavado. Essa defasagem parece contribuir para a ligeira inclinação para leste do tubo de vorticidade relativa ciclônica em altos níveis no perfil vertical indicado na Fig. 4d. Esse padrão descrito difere do obtido por Winkler e Zwats-Meise (2001a) para o Hemisfério Norte. Os autores mostraram que a onda de temperatura do ar fica deslocada para oeste em relação à de altura geopotencial (ver figura de Winkler e Zwats-Meise, 2001b), similar ao que ocorre em altos e médios níveis quando da ocorrência de ciclones extratropicais (Wallace e Hobbs, 2006). A defasagem entre as ondas de temperatura do ar e de altura geopotencial indicam que há baroclinia, já quando entram em fase, indicam a ocorrência de barotropia. As fontes de energia associadas ao VCAN em estudo são apresentadas na Seção 3.2.

Ainda com relação ao tubo de vorticidade relativa ciclônica (Fig. 4d), esse possui valores máximos entre 200 e 300 hPa e, a cerca de 700 hPa, se conecta a um centro de vorticidade relativa ciclônica em superfície que é mais fraco e localizado a leste, portanto, em baixos níveis o tubo de vorticidade se inclina para oeste. Esse centro de fraca vorticidade relativa ciclônica em superfície localiza-se na mesma região em que há convergência (Fig. 4f) e desvio positivo de temperatura do ar (Fig. 4b). A direita (esquerda) do tubo de vorticidade relativa ciclônica predominam valores de cerca de 60% (> 80%) de umidade relativa do ar (Fig. 4c). Ademais, observa-se que a umidade relativa apresenta maiores valores entre 300 e 100 hPa, a leste do tubo de vorticidade, o que deve estar associado à liberação de calor latente de condensação das massas de ar que são levadas para tais níveis pelos movimentos ascendentes.

O cavado em 300 hPa também é caracterizado por uma região com vorticidade potencial (VP) negativa (Fig. 4e). O campo de VP em 300 hPa sugere a existência de uma intrusão horizontal de VP de latitudes médias para latitudes mais baixas (indicado com uma linha preta na Fig. 4e). Como a VP é uma grandeza conservativa, quando

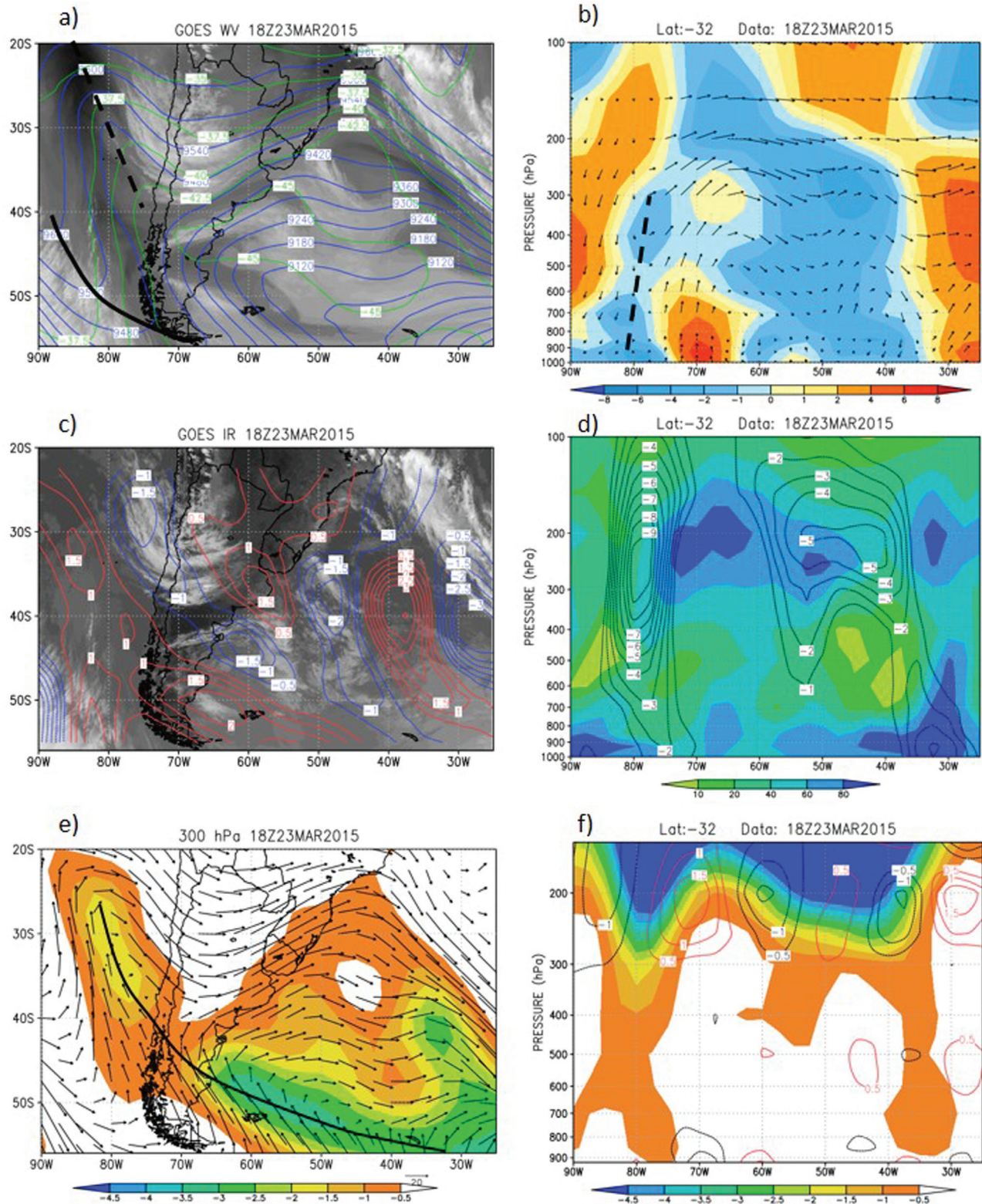


Figura 4 - Cavado no escoamento (18Z do dia 23 de março de 2015): a) imagem do satélite GOES-13 no canal vapor d'água (tons de cinza), altura geopotencial em 300 hPa (metros, linhas azuis) e isotermas em 300 hPa (°C, linhas verdes). A linha preta tracejada indica a localização do cavado e a linha preta contínua a localização da crista; b) perfil vertical do desvio zonal de temperatura do ar (°C, cores) e movimento vertical em 32° S (componente zonal m s^{-1} vs. ω Pa s^{-1} multiplicado por -100, setas pretas); c) imagem do satélite GOES-13 no canal infravermelho (tons de cinza) e advecção horizontal de vorticidade relativa ($\times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$), d) perfil vertical da umidade relativa (% , cores) e vorticidade relativa ciclônica ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$; linhas pretas); e) vorticidade potencial em 300 hPa ($10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$, colorido), vento em 300 hPa (setas pretas); f) perfil vertical da vorticidade potencial ($10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$, colorido) e divergência ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, onde linhas vermelhas indicam divergência e azuis convergência).

ela atinge uma região menos estável (e considerando o parâmetro de Coriolis (f) constante), há aumento da vorticidade relativa ciclônica a fim de manter a VP conservada. Dessa forma, a VP também favorece a circulação ciclônica no cavado. De acordo com o perfil vertical da VP, os valores mais intensos dessa variável ocorrem entre 100 e 300 hPa (Fig. 4f).

Fase em que o sistema apresenta aparência de letra ômega: nessa fase, 12 Z do dia 24 de março de 2015, as linhas de altura geopotencial em 300 hPa adquirem inflexão (região marcada com linhas vermelhas na Fig. 5a) fazendo com que o sistema tenha aparência de letra ômega. Outro fato interessante dessa fase é que a crista (indicada pela linha contínua preta) localizada a oeste do cavado está mais amplificada zonalmente (estendendo-se do Pacífico ao Atlântico), quando comparada à fase anterior (Fig. 4a). Como mencionado em alguns estudos (Godoy *et al.*, 2011; Siqueira *et al.*, 2013), a amplificação da crista a oeste do cavado tem contribuição da advecção horizontal de vorticidade relativa anticiclônica em altos níveis e, como consequência, há o aprisionamento de ar frio no lado equatorial da crista que adentra ao sul do cavado. Este padrão atmosférico pode ser observado nas Figs. 5a-c. Outra constatação é que a crista se desloca mais rapidamente para leste do que o cavado. Considerando o estágio anterior (Fig. 4a), em 32° S o centro do cavado estava posicionado em torno de 78° W e a crista, considerando a latitude de 50° S, estava localizada em 82° W. No presente estágio (Fig. 5a), considerando as mesmas latitudes, o cavado está em 77° W e a crista em aproximadamente 70° W. Logo, há uma maior influência da crista no sentido leste do que o cavado. Em relação à temperatura do ar, as isotermas em 300 hPa (Fig. 5a) mostram linha fechada com valor de -45 °C próximo ao centro do cavado, enquanto o perfil vertical dos desvios zonais de temperatura mostra valores negativos estendendo-se de 250 hPa até a superfície na região do centro do cavado (Fig. 5b). Entretanto, os maiores valores negativos concentram-se entre os níveis de 300 e 400 hPa. Próximo a 200 hPa os desvios de temperatura do ar mudam de sinal (Fig. 5b), pois esta é uma região com ar estratosférico, que é mais quente do que a de altos níveis troposféricos devido à absorção de radiação ultravioleta pelo ozônio, que é o principal componente da estratosfera. Tal padrão dos desvios de temperatura do ar concorda com o de Winkler e Zwats-Meise (2001a).

Outra diferença entre a fase de formação ômega e a anterior é a ocorrência de precipitação entre as latitudes de 20° a 40° S no Chile e a leste desse (figura não mostrada). De fato, no presente estágio há mais nebulosidade (Figs. 4a, 5a), que é devido ao aumento da área com movimentos ascendentes (Figs. 4b, 5b), da umidade relativa na coluna atmosférica (Figs. 4d, 5d) e da divergência a jusante do cavado (Figs. 4f, 5f). Ademais, no presente estágio o tubo vertical de vorticidade relativa ciclônica (Figs. 4d, 5d) é mais intenso (mas continua mostrando ligeira inclinação

para leste como na fase de cavado). Com relação à VP, embora nos dias 23 e 24 de março, o valor de VP seja de -2 unidades de VP a cerca de 300 hPa (Figs. 4f, 5f), no dia 24, os valores de -4 unidades de VP conseguem alcançar níveis mais próximos de 300 hPa do que no dia 23. Além disso, no dia 24 o centro de VP em 300 hPa está bem mais definido na região em estudo (Figs. 4e, 5e); ressalta-se que nas Figs. 4e e 5e também é visível outro centro de VP a leste da Argentina, porém esse não constitui objeto do presente estudo.

O padrão das linhas de altura geopotencial, vento e VP em 300 hPa na Fig. 5 se assemelham ao modelo da quebra de onda de Rossby descrito por Postel e Hitchman (1999; ver Fig. 1b desses autores). Quando isso ocorre, há intrusão horizontal de VP de maiores para menores latitudes e, como dito anteriormente, como VP é uma grandeza conservativa, ela contribui para o aumento da vorticidade relativa no cavado e, consequentemente, para a formação de um centro de circulação fechado.

Fase de VCAN: às 18 Z do dia 25 de março de 2015, o sistema atinge a fase de VCAN e a principal característica desse estágio é que a circulação ciclônica se torna fechada (Figs. 6a, 6e). Nessa fase, o sistema em estudo mostra redução da divergência corrente abaixo em relação às outras fases (Figs. 4f, 5f e 6f). No modelo conceitual da fase de VCAN (Fig. 2), foi mostrado que do centro do sistema em direção ao polo sul o escoamento zonal muda de sentido: de leste para oeste. No caso em estudo (Fig. 6), como o escoamento em que o VCAN está embebido possui uma inclinação no sentido noroeste-sudeste, os ventos mudando de sentido aparecem no lado sudeste do VCAN (Fig. 6e). Uma das diferenças da fase de VCAN para a anterior é que a crista que se estende a sul do cavado (agora VCAN) está deslocada para latitudes mais baixas (Figs. 5a, 6a), o que pode estar associado com o aumento da advecção horizontal de vorticidade relativa anticiclônica (Figs. 5c, 6c) e enfraquecimento do sistema ciclônico próximo da costa da Argentina.

Embora o modelo conceitual de Winkler e Zwats-Meise (2001a) indique que na fase de VCAN pode ocorrer nebulosidade com a aparência de espiral, isso não é observado no presente estudo. Nota-se tanto no canal vapor d'água (Fig. 6a) quanto no infravermelho (Fig. 6c) que as nuvens se localizam entre os setores leste e sul do VCAN. Associado a isso, foram registrados valores elevados de precipitação no Chile e setor a leste desse (figura não mostrada).

No sistema em estudo, as fases de cavado e formação ômega mostraram uma ligeira defasagem entre as ondas de temperatura do ar e altura geopotencial, o que pode ter contribuído para a pequena inclinação do tubo de vorticidade relativa ciclônica para leste em médios e altos níveis. Já na fase de VCAN (Fig. 6a), as ondas estão mais em fase implicando num tubo de vorticidade mais alinhando verticalmente (Fig. 6d). Entretanto, os valores mínimos de altura geopotencial e temperatura do ar não estão aco-

plados, isto é, o mínimo de temperatura ocorre a sudeste do mínimo de altura geopotencial.

Na fase de VCAN, o mínimo de temperatura registrado é de $-42,5^{\circ}\text{C}$ (Fig. 6a). Já os desvios zonais de tempe-

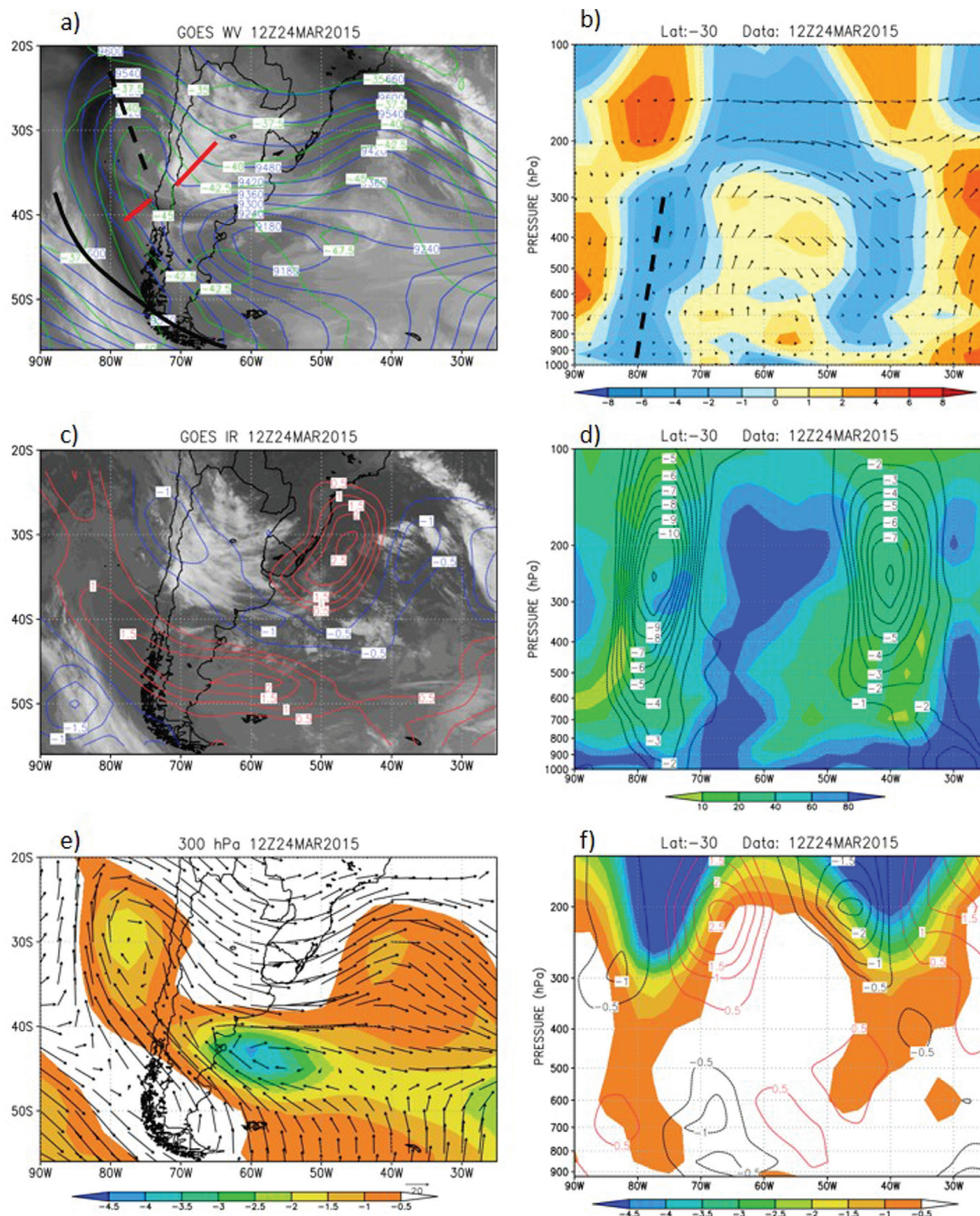
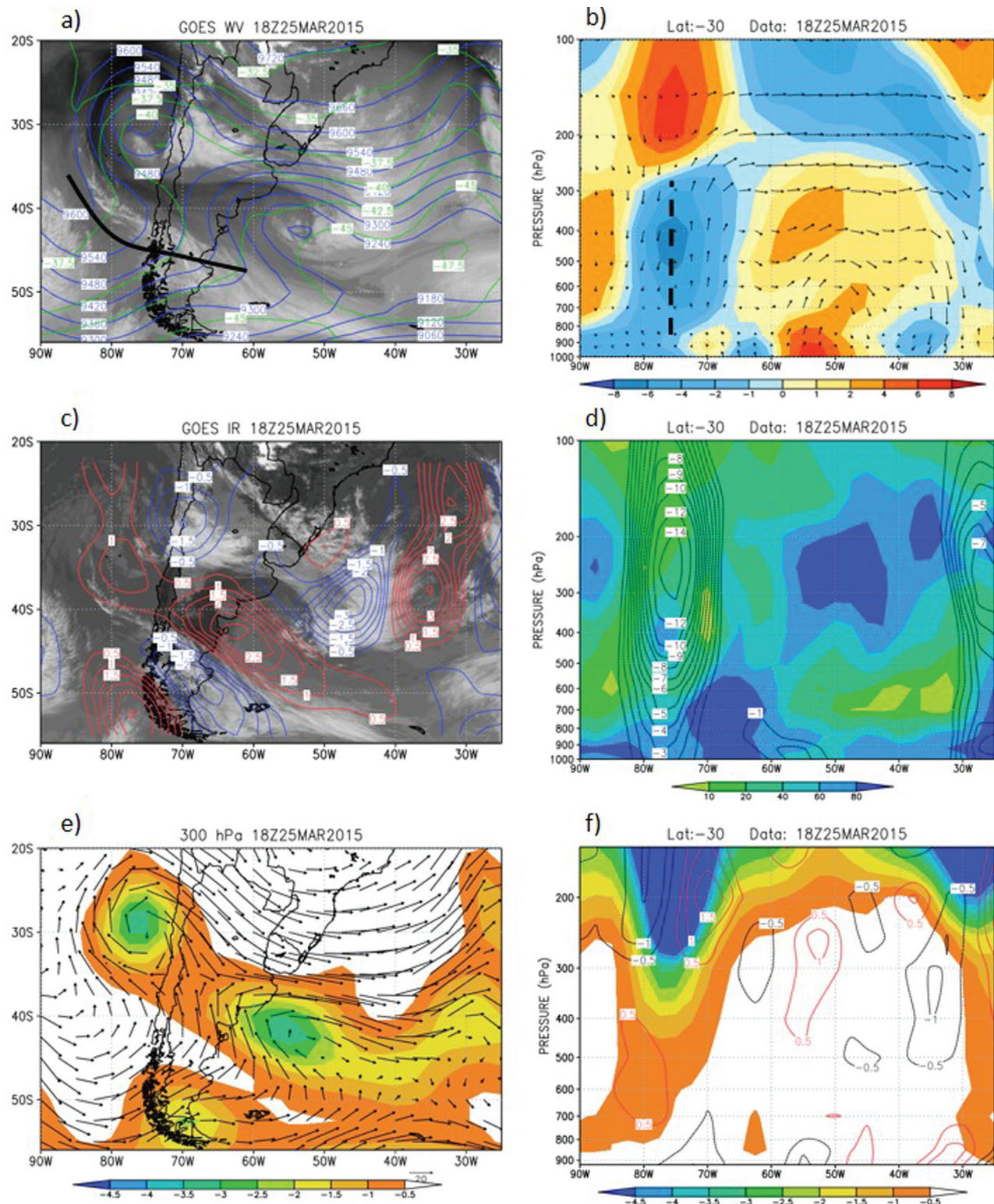


Figura 5 - Similar à Fig. 4, mas para a fase em que o sistema adquire a forma de letra ômega (12Z do dia 24 de março de 2015). Em (a), as linhas vermelhas indicam a inflexão das linhas de altura geopotencial em 300 hPa.

ratura no perfil vertical mostram ar mais frio entre 300 hPa e a superfície (Fig. 6b), sendo que o núcleo mais frio está a cerca de 400 hPa. Acima de 300 hPa ocorrem desvios

positivos de temperatura do ar (Fig. 6b), concordando com Winkler e Zwats-Meise (2001a), o que pode estar associado com o ar estratosférico. Com relação ao perfil vertical de



vorticidade relativa ciclônica (Fig. 6d), é nessa fase que o tubo vertical de vorticidade está mais intenso e se estende de altos níveis até a superfície. Na região desse tubo de vorticidade, entre 400 hPa e a superfície, a umidade relativa do ar é maior do que nos níveis mais elevados. Entretanto, é em superfície a leste do tudo de vorticidade que a umidade relativa atinge valor mais alto (superior a 80%; Fig. 6d). Com a intensificação da vorticidade relativa ciclônica, logo é de se esperar que a VP também tenha aumentado. Isso pode ser constatado nas Figs. 6e-f. É na fase de VCAN que os valores mais intensos de VP atingem níveis mais baixos da atmosfera, chegando a cerca de 400 hPa (-2 unidades de VP chega a 380 hPa).

Fase de decaimento (VCAN volta a ser cavado): o sistema em análise inicia às 18 Z no dia 24 de março e decai completamente só às 18 Z do dia 30 de março, com parte sobre o oceano Atlântico (figura não mostrada). Como a partir das 18 Z do dia 28 de março, o sistema passa por períodos com intensificação e enfraquecimento e só decai bem afastado do setor oeste da América do Sul já saindo, portanto, da área de interesse do estudo, às 18 Z do dia 28 foi escolhida para “representar” o decaimento do VCAN. Ressalta-se, novamente, que às 18 Z do dia 28 de março não é o momento do desaparecimento total do VCAN do escoamento atmosférico, é apenas o horário em que há um aumento na altura geopotencial (9600 m) no centro do VCAN comparada à das 18 Z do dia 25 (9360 m), o que foi considerado como um enfraquecimento do sistema. Além disso, no campo dos ventos em 300 hPa ainda é observado um centro de circulação fechada no escoamento (Fig. 7e) e não um cavado como descrito no modelo do ciclo de vida dos VCANs (Fig. 2). Também é interessante mencionar, que o aumento da altura geopotencial ocorre quando o VCAN cruza os Andes, o que pode indicar uma possível influência da cordilheira no enfraquecimento do VCAN. Funatsu *et al.* (2004) também registraram o enfraquecimento de um VCAN ao cruzar os Andes e mencionaram que isso ocorre devido ao VCAN entrar em fase com a crista estacionária induzida por efeito da barreira topográfica.

Na Fig. 7a, o sistema localiza-se a cerca de 66° W, o que indica seu reduzido deslocamento entre a fase inicial em que estava centrado em 78° W. A nebulosidade no setor corrente abaixo do cavado está enfraquecida e já não atua mais sobre o Chile (Figs. 7a e 7c). Um enfraquecimento também é observado em alguns dos demais campos atmosféricos: o perfil vertical dos desvios zonais de temperatura passa a mostrar desvios quentes sob a região de ar mais frio referente ao centro do vórtice de altos níveis (Fig. 7b), o tubo vertical de vorticidade relativa ciclônica enfraquece em relação ao dia 25 (Fig. 6d) e em baixos níveis apresenta inclinação para leste (Fig. 7d), na região do tubo de vorticidade a umidade relativa alcança valores inferiores a 10% (Fig. 7d), a VP também enfraquece (Figs. 7e-f). Entretanto,

há intensificação da divergência divergência corrente abaixo do cavado (Fig. 7f).

3.2. Análise da energética

O perfil vertical dos reservatórios de energia *AZ*, *AE*, *KZ* e *KE* para o período de 23-29 de março de 2015 é apresentado na Fig. 8a-d. Nota-se que a energia potencial disponível apresenta máximos valores no dia 23/03 na camada 300-600 hPa (Fig. 8a). A partir do dia 24/03, os valores de *AZ* diminuem, porém permanecem aproximadamente constantes até início do dia 26/03. A energia cinética do estado básico apresenta perfil semelhante a *AZ* (Fig. 8c), com máximos valores no dia 23/03 e diminuição a partir de 24/03 na camada 150-300 hPa. Este padrão de enfraquecimento de *KZ*, a partir do dia 24/03, sugere que o jato o qual o cavado está embebido perde energia, enquanto o distúrbio intensifica. O aumento de *KE* entre os níveis de 200-400 hPa (Fig. 8d), que caracteriza a intensificação do distúrbio, pode ser observado a partir do dia 24/03, com máximo em torno do dia 25/03, dia em que surge o VCAN. Um segundo máximo de *KE* ocorre no dia 27/03. A partir do dia 28/03 *KE* diminui novamente.

No período de 24 a 27/03, *AE* apresentava máximos valores na camada 300-500 hPa (Fig. 8b), sugerindo que este reservatório de energia contribuiu para o aumento de *KE* nesse período (Fig. 8d). A partir do dia 28/03, quando a análise sinótica mostra que o VCAN tem uma ligeira desintensificação, a energia cinética do distúrbio enfraquece entre os níveis de 200 e 300 hPa, alcançando valores mínimos de *KE* (Fig. 8d). O ganho ou perda de energia cinética do distúrbio pode ser quantificado a partir do termo de tendência de *KE*, de acordo com a Equação 2c. A tendência de *KE* mostra os dias em que a tendência de aumento ou diminuição da energia cinética associada ao distúrbio ocorreu. De acordo com a Fig. 8e, nota-se quatro máximos de tendência positiva de *KE* entre 200 e 400 hPa. Dois máximos ocorrem no dia 23, quando o sistema apresentava características de cavado; um terceiro máximo é observado no dia 24, quando o sistema apresentava características de formação ômega e um quarto máximo ocorre no dia 26 de março, quando o sistema se apresentava como VCAN. Tendência negativa de *KE* é observada nos dias 25, 27 e 28, mostrando que durante o período de análise o sistema ganhava e perdia energia cinética.

Uma forma de se entender como ocorre a produção ou perda de energia cinética associada ao distúrbio a partir do diagrama de 4 caixas é avaliar os termos fontes/sumidouros de *KE*. De acordo com a Fig. 3, os termos *CE*, *RKE* e *BKE*, quando positivos (negativos), atuam como fonte (sumidouro) de *KE*. Por outro lado, o termo *CK*, quando positivo (negativo), funciona como sumidouro (fonte) de *KE*. As demais componentes do CEL possuem apenas um papel secundário para a tendência de *KE* e devido a isso não farão parte das análises. A partir do termo de conversão baroclínica (Fig. 9a), nota-se que entre os dias 23 e 25 de março

CE atua como sumidouro de *KE* e fonte de *AE*. Teoricamente, este processo ocorre quando há subsidência de ar quente e ascensão de ar frio. Por volta de meados do dia 26

até final do dia 27 de março, na fase VCAN, *CE* contribui para o aumento da energia cinética do distúrbio, principalmente na camada 200-400 hPa. Em contrapartida, o

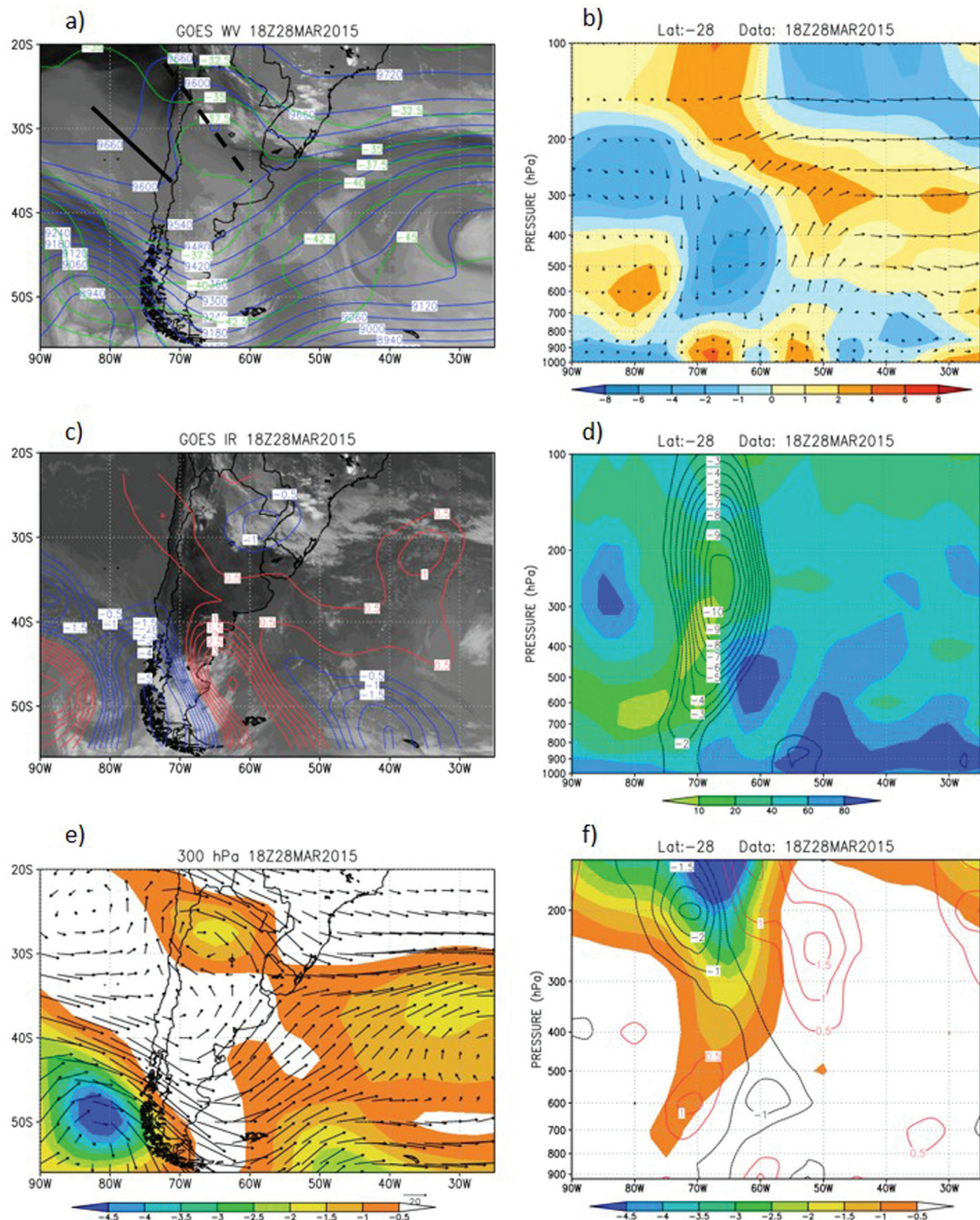


Figura 7 - Similar à Fig. 4, mas para o estágio em que um enfraquecimento do VCAN (18Z do dia 28 de março de 2015).

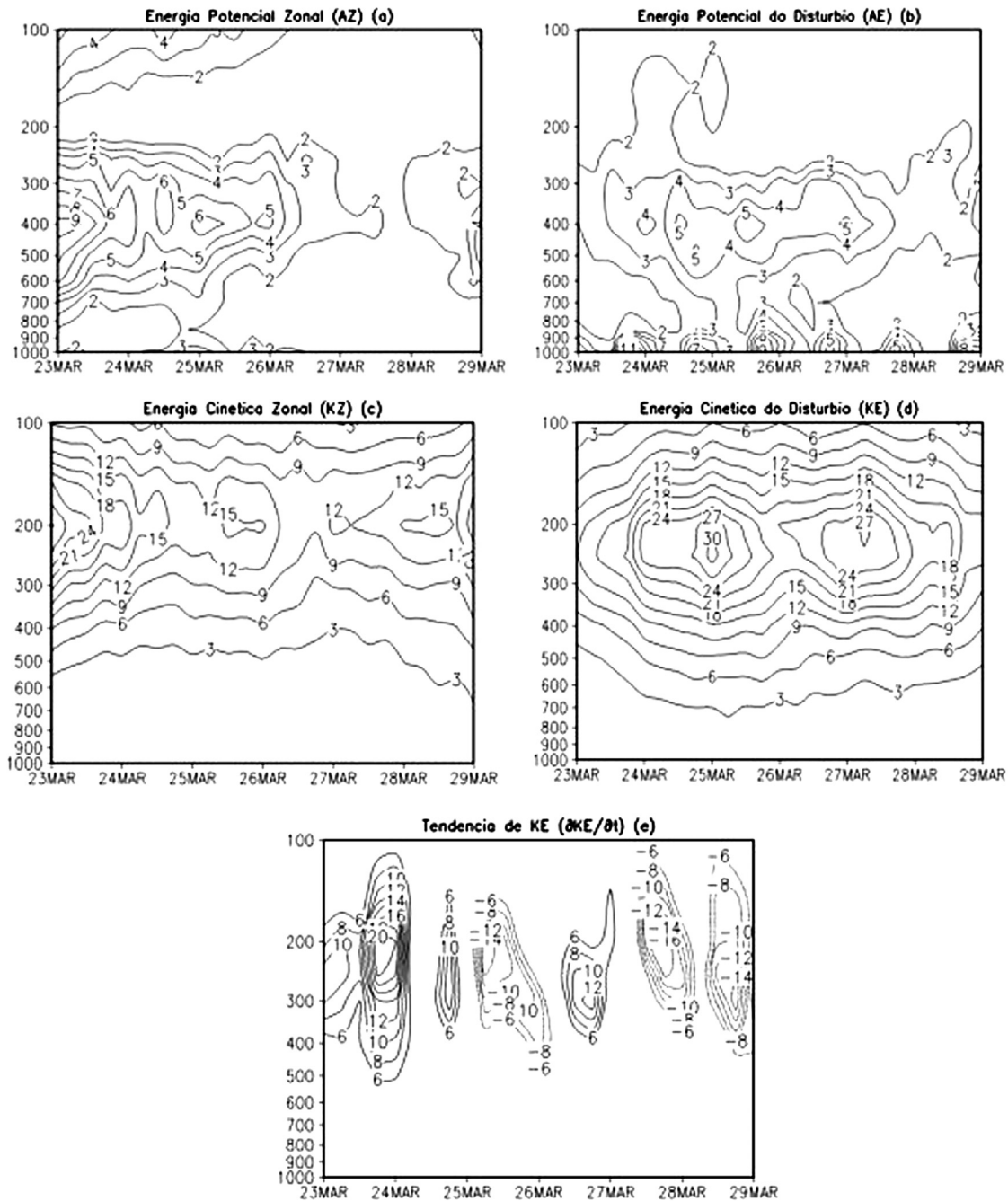


Figura 8 - Seção vertical-temporal dos reservatórios de energia potencial disponível zonal (AZ) (a), energia potencial disponível do distúrbio (AE) (b), energia cinética zonal (KZ) (c), energia cinética do distúrbio (KE) (d) e tendência de KE (e) para o período das 00Z de 23 de março de 2015 às 00Z do dia 29 de março de 2015. As unidades estão em $10^{-2} \text{ J/m}^2 (100 \text{ hPa})^{-1}$ para as figuras a-d e $10^3 \text{ W/m}^2 (100 \text{ hPa})^{-1}$ para a figura e.

termo de conversão barotrópica atua como fonte de *KE* praticamente durante todo o período em análise, com exceção durante a fase de decaimento do VCAN (Fig. 9b). A máxima produção de *KE* (pelo termo *CK*) ocorre entre os dias 24 e 27 de março, quando o sistema está nas fases de formação ômega e VCAN, e na camada 150-300 hPa. O processo de crescimento de *KE* a partir do estado básico (representado por *KZ*) se dá a partir da transferência de momento horizontal e vertical. Os valores de fluxo de *KE*

através das fronteiras do domínio considerado (Fig. 9c) são positivos entre 150 e 400 hPa durante grande parte do período em análise. Isto mostra que o *BKE* atua como fonte de *KE*. Por outro lado, a partir da Fig. 9d, observa-se que, o termo residual (*RKE*), o qual representa a dissipação de *KE* através de processos de sub-grade e de trabalho realizado nas fronteiras do domínio, dissipa *KE*, principalmente entre os dias 24 e 28 de março. Neste sentido, nota-se que os termos *CK* e *RKE* (com *BKE* atuando como sumidouro

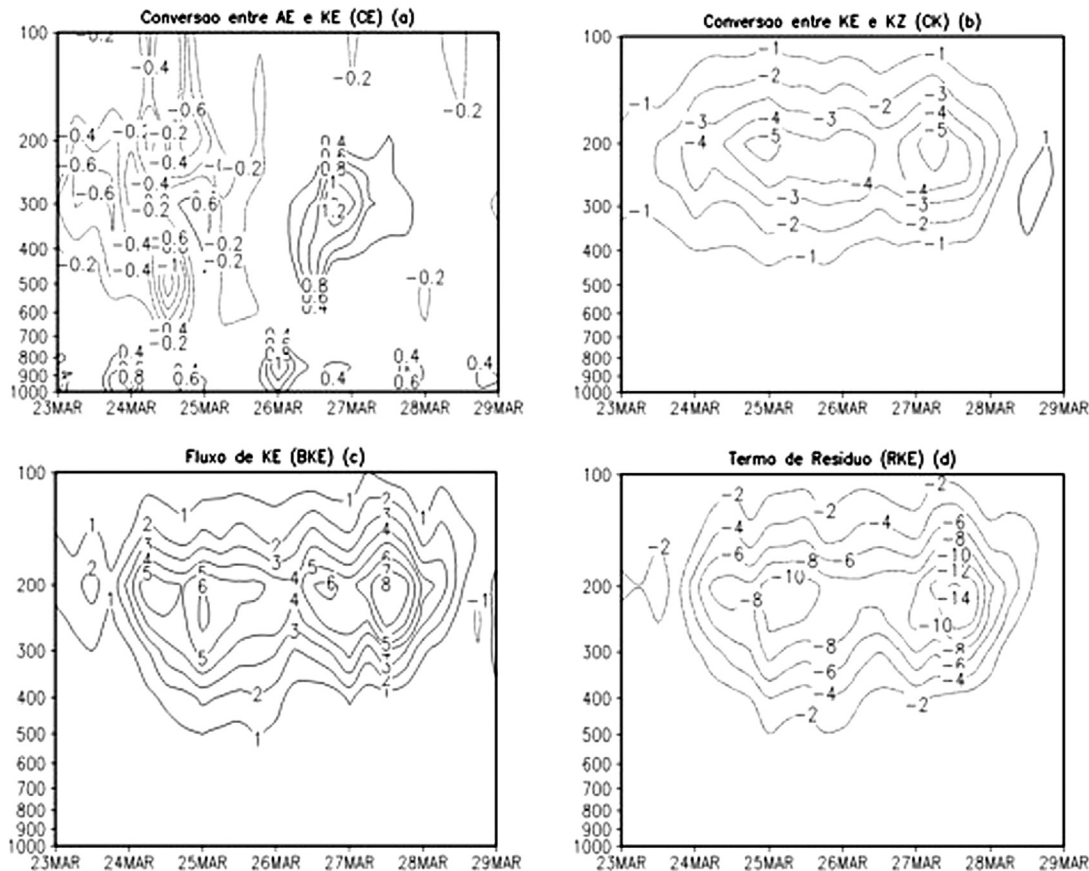


Figura 9 - Seção vertical-temporal dos termos de conversão CE (a), CK (b), fluxo na fronteira (BKE) (c) e resíduo (RKE) (d) para o período das 00Z de 23 de março de 2015 às 00Z do dia 29 de março de 2015. As unidades estão em $10^2 \text{ W/m}^2 (100 \text{ hPa})^{-1}$.

apenas no final do dia 28/03 entre a camada 200-300 hPa) foram os responsáveis pela queda de KE do distúrbio durante a fase de decaimento do VCAN (dia 28 de março). Os altos valores negativos de RKE não implicam unicamente em transferência de energia do sistema para fenômenos de sub-grade (ex: convecção), uma vez que os processos associados ao trabalho realizado nas fronteiras do domínio podem ter apresentado papel importante na queda de KE .

O CEL relativo às fases cavado, formação ômega, VCAN (*cut-off*) e VCAN enfraquecido é apresentado na Fig. 10. Para facilitar a interpretação desse, a Fig. 3 mostra o diagrama esquemático do CEL adotado no presente trabalho. Durante a fase em que o sistema se apresentava como cavado (2306 Z-2400 Z) (Fig. 10a), observa-se forte tendência positiva de KE (4,71 unidades). O aumento de KE foi influenciado pelos termos fontes CK (-5,42 unidades) e BKE (3,39 unidades). Por outro lado, CE (-0,25 unidades) e RKE (-3,84 unidades) atuaram como sumidouro de KE , mas não o suficiente para produzirem tendência negativa. Nesta fase, os reservatórios de energia KZ e AZ tiveram importância, respectivamente, direta e indireta, através dos termos CK e CZ . O CEL mostra então que na fase cavado o aumento de energia cinética associada ao distúrbio (cavado) não foi produzido através de processos baroclínicos

($CA > 0$ e $CE > 0$). Na formação ômega (2400 Z-2500 Z) (Fig. 10b), os fluxos provenientes do termo barotrópico e de fronteira (fontes) são intensificados, assim como CE e RKE (sumidouros). O balanço resultante é de aumento de KE com o tempo (2,63 unidades). A menor tendência positiva de KE , relativa à fase cavado, ocorre devido ao aumento substancial dos processos associados à dissipação e o trabalho realizado nas fronteiras do domínio (RKE). O termo CE ainda atua para produzir aumento do reservatório AE , o qual perde energia para AZ através do termo CA (-0,95 unidades). Assim, nas fases cavado e formação ômega o aumento da energia cinética do distúrbio ocorre às custas de KZ e dos fluxos de KE através das fronteiras do domínio. Entre 26 às 06 Z e 27 às 00 Z, quando o sistema apresentava ainda características de VCAN (Fig. 10c), ambos processos baroclínico (CA e CE positivos) e barotrópico (CK negativo) colaboram para o aumento de KE . O termo BKE também atua como fonte de KE . No entanto, o alto valor negativo de RKE produz pequeno aumento relativo de KE (0,82 unidade). O diagrama de Lorenz ainda sugere que o reservatório AZ contribui indiretamente para o aumento de KE através do termo CZ . Neste caso, apesar de ambos processos baroclínico e barotrópico participarem do aumento de KE , CK apresenta contribuição mais relevante,

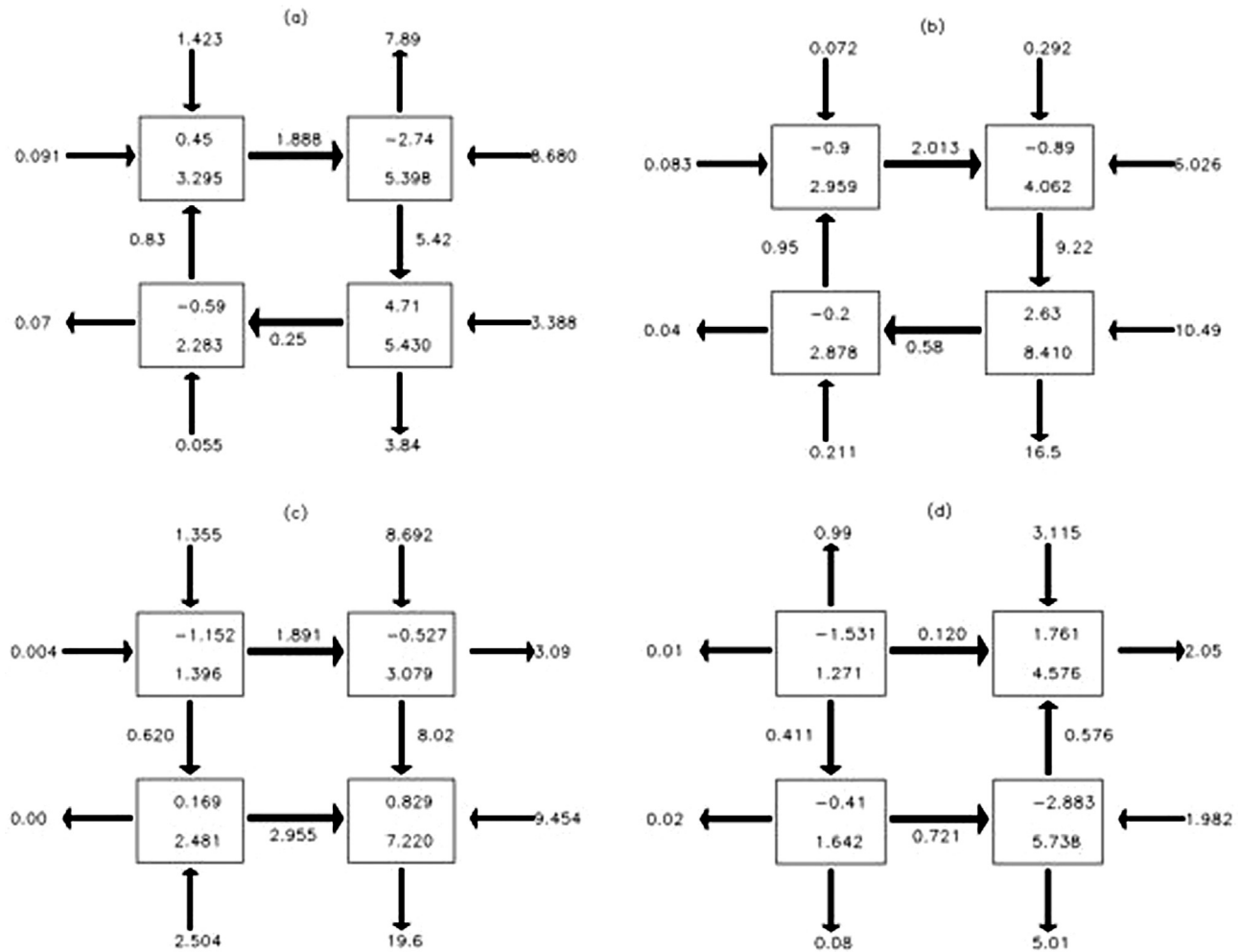


Figura 10 - Ciclo de energia de Lorenz para os períodos de 2306 Z-2400 Z (a), 2400 Z-2500 Z (b), 2606 Z-2700 Z (c) e 2800 Z-2818 Z (d). As unidades estão em 10^4 J/m^2 e W/m^2 , respectivamente, para os termos de energia e conversão/fronteira/geração.

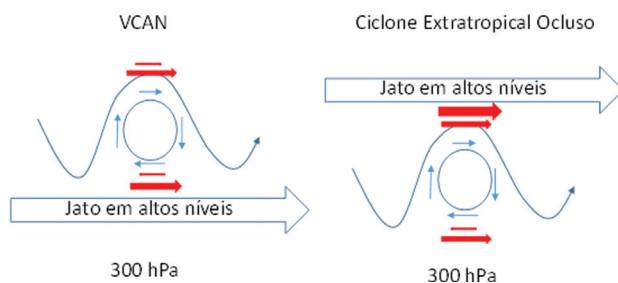


Figura 11 - Diferenças entre um VCAN e um ciclone extratropical em oclusão no nível de 300 hPa. As linhas azuis indicam a altura geopotencial em 300 hPa, as setas azuis o sentido da circulação e as setas vermelhas indicam o sentido do escoamento e a intensidade do vento através da espessura. A figura também mostra a localização dos jatos em altos níveis em relação aos sistemas mencionados.

assim como *BKE*. Durante a fase de enfraquecimento do sistema, 28 às 00Z e 28 às 18 Z (Fig. 10d), nota-se tendência negativa de *KE* (-2.89 unidades). A queda em *KE* foi devido a *RKE* e a inversão de *CK*. A inversão do fluxo de *CK* indica que o distúrbio cede energia ao estado básico,

que também cresce às custas do reservatório de energia potencial zonal. Outro fator importante para a redução de *KE* foi a diminuição nos valores de fluxo na fronteira (1,98 unidade).

4. Conclusões

Este estudo teve como objetivo realizar uma análise da evolução sinótica e da energética de Lorenz para o caso de um VCAN que produziu evento extremo chuvoso no deserto do Atacama entre os dias 24 e 26 de março de 2015. Tanto no estudo sinótico quanto da energética, o sistema foi analisado com base no seu ciclo de vida que é dividido em quatro estágios: cavado, padrão de letra ômega ou formação ômega (no Hemisfério Sul), VCAN e cavado. Ressalta-se que o estágio de decaimento apresentado no estudo (18 Z do dia 28 de março) não configura o decaimento total do sistema, apenas um período de ligeiro enfraquecimento do VCAN. Entretanto, tal horário foi chamado de cavado (decaimento), pois nos seguintes, o VCAN apresenta períodos de enfraquecimento e intensificação até dia 30 de mar-

ço, quando realmente desaparece do escoamento, já próximo do oceano Atlântico, ou seja, muito distante do oeste da América do Sul, que é a área de interesse.

O sistema analisado pode ser considerado semi-estacionário, pois da sua fase inicial (dia 23 de março) até às 18 Z do dia 28 de março, deslocou-se apenas cerca de 12° . Com tal semi-estacionaridade, foi possível a organização dos campos atmosféricos, o desenvolvimento de nebulosidade no setor a jusante do cavado e a consequente chuva no deserto do Atacama entre os dias 24 e 26 de março.

Conforme descrito em Godoy *et al.* (2011) e Siqueira *et al.* (2013), a advecção horizontal de vorticidade relativa anticiclônica é importante para amplificar a crista que adentra o setor sudoeste/sul do cavado fazendo com que o ar frio fique aprisionado em latitudes mais baixas, contribuindo para a formação do VCAN. Isso também é enfatizado no presente estudo. Além disso, é importante ressaltar que a intrusão horizontal de vorticidade potencial de latitudes mais altas para mais baixas também pode favorecer o desenvolvimento do sistema. Pode-se ter a seguinte linha de pensamento: a intrusão horizontal de vorticidade potencial contribui para a quebra na onda de Rossby (Ndarana e Waugh, 2010), com isso podem se formar cristas e cavados com orientação noroeste-sudeste. À medida que a vorticidade potencial vai adentrando latitudes mais baixas, como ela é uma grandeza conservativa, deve aumentar sua vorticidade relativa uma vez que a estabilidade estática se encontra em diminuição. Com isso há fortalecimento do vórtice ciclônico em altos níveis e o ar frio se mantém preso no centro do sistema.

Algumas características interessantes do VCAN estudado que concordam com trabalhos prévios (por exemplo, Palmén e Newton, 1969; Nieto *et al.*, 2008) são:

- o VCAN é um sistema que se localiza no lado equatorial da corrente de jato e ao sul do centro do VCAN (no caso em estudo foi no sudeste em virtude da inclinação horizontal do sistema) os ventos são inicialmente de leste, por causa da circulação do próprio sistema. Já, mais distante dessa região (em sentido sul), há ventos de oeste devido ao escoamento básico zonal (Fig. 11a). Isso é uma característica que diferencia VCAN de ciclone em fase de oclusão, pois no caso do ciclone ocluso, esse se localiza no lado polar da corrente de jato (Fig. 11b);
- no caso em estudo, o ar mais frio concentra-se entre 300 e 400 hPa, as isotermas mostram padrão espacial similar ao das linhas de altura geopotencial, mas com uma pequena defasagem. Isso parece contribuir para a ligeira inclinação para leste em médios e altos níveis do sistema na fase de cavado e formação ômega;
- o VCAN não contribuiu para a formação de ciclone em superfície. Ainda não é totalmente entendido porque alguns VCANs favorecem o desenvolvimento de ciclones em superfície e outros não.

O CEL avaliado nas fases cavado, formação ômega, VCAN e enfraquecimento do VCAN mostrou importantes

características dinâmicas do ambiente o qual este sistema estava embebido. No período 2306 Z-2400 Z, na fase cavado, houve aumento de KE proveniente dos termos CK e BKE . Isto sugere que o cavado tenha se intensificado às custas do estado básico e de fluxos de KE provenientes de fora do domínio avaliado. Atuaram como sumidouro de KE os termos CE e RKE . Os processos barotrópicos e de fluxo na fronteira também foram importantes para a produção de KE na formação ômega (2400 Z-2500 Z), enquanto que CE e RKE atuaram como sumidouros de energia cinética. Nesta fase, a produção de energia cinética foi relativamente menor do que na fase cavado devido ao aumento substancial dos processos associados à dissipação e trabalho realizado nas fronteiras do domínio estudado (RKE). No período de 2606 Z-2700 Z, quando o sistema já era característico de um VCAN, os processos baroclínico (CA e CE positivos), barotrópico (CK negativo) e de fluxo na fronteira (BKE positivo) atuaram como fonte de KE . Nesta fase, o ganho de KE é substancialmente reduzido por processos associados a RKE , que foi máximo nesta fase. Na fase de enfraquecimento do VCAN, a partir do dia 28/03, o CEL mostra inversão no fluxo de CK e significativa redução de BKE . Este padrão foi responsável, adicionalmente a RKE , pela tendência negativa de KE . Gan e Piva (2013) avaliaram a energética (baseada na equação de balanço da energia cinética) de uma baixa desprendida formada entre os dias 19 e 26 de agosto próximo à costa oeste da América do Sul. Os autores observaram que os termos baroclínico e de convergência de fluxo ageostrófico foram os principais responsáveis pelo aumento da energia cinética na fase de crescimento do distúrbio. Para o caso abordado por Gan e Piva (2013), notou-se que os processos barotrópicos não atuaram para produzir energia cinética do distúrbio, diferentemente do caso analisado no presente trabalho, onde CK atuou de forma significativa para a manutenção de KE . Os processos dinâmicos quantificados no presente trabalho refletem a realidade deste estudo de caso. No entanto, não devem ser generalizados para todos os VCANs. Mais estudos de casos devem ser realizados objetivando se entender as particularidades dos processos energéticos dos mesmos.

Agradecimentos

os autores agradecem ao NCEP, TRMM e INPE pelos dados utilizados no estudo. A primeira autora também agradece ao CNPq pelo suporte financeiro.

Referências

- BLACK, M.T.; PEZZA, A.B. A universal, broad-environment energy conversion signature of explosive cyclones. *Geophysical Research Letters*, v. 40, n. 2, p. 452-457, 2013.
- CAMPETELLA, C.M.; POSSIA, N.E. Upper-level cut-off lows in southern South America. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 96, p. 181-191, 2007.
- CAMPETELLA, C.; GODOY, A.; SAUCEDO, M. Relación entre las bajas segregadas y la precipitación en el sur de

- Sudamérica. In: **CONGREGMET X y CLIMET XIII**, 10, 2009, Buenos Aires. Anales Buenos Aires: Editora, 2009. 1 CD-ROM
- CHANG, E.K.M. Wave packets and life cycles of troughs in the upper troposphere: Examples from the Southern hemisphere summer season of 1984/85. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 25-50, 2000.
- DIAS PINTO, J.R.; REBOITA, M.S.; DA ROCHA, R.P. Synoptic and dynamical analysis of subtropical cyclone Anita (2010) and its potential for tropical transition over South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, DOI 10.1002/jgrd.50830, 2013.
- FUENZALIDA, H.A.; SÁNCHEZ, R.; GARREAU, R. A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 110: D18101. DOI: 10.1029/2005JD005934, 2005.
- FUNATSU, M.; GAN, M.A.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over South America. **Atmosfera**, v. 17, n. 2, p. 91-113, 2004.
- GAN, M.A.; PIVA, E. Energetics of a Southeastern Pacific Cut-off Low. **Atmospheric Sciences Letters**, v. 14, p. 272-280, 2013.
- GARREAU, R.D.; FUENZALIDA H.A. The influence of the Andes on Cutoff Lows: a modeling study. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 1596-1613, 2007.
- GARREAU, R.D.; MOLINA, A.; FARIAS, M. Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 292, p. 39-50, 2010.
- GODOY, A.A.; POSSIA, N.E.; CAMPETELLA, C.M.; SKABAR, Y.G. A cut-off low in southern South America: dynamic and thermodynamic processes. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 4, p. 503 - 514, 2011.
- GUTIERREZ, E.R.; SILVA DIAS, P.L.; VEIGA, J.A.P.; DOS SANTOS, R.C. Multivariate analysis of the energy cycle of the South American rainy season. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 15, p. 2256 - 2269, 2009.
- HOSKINS, B.J.; MCINTYRE, M.E.; ROBERTSON, A.W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v. 111, p. 877-946, 1985.
- KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.S.; YANG, K.; HNILO, J.J.; FIORINO, M.; POTTER, G.L. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, p.1631-1643, 2002.
- LETTAU, H. **Explaining the World's Driest Climate**. Univ. of Wis. Pres, Madison, 1978.
- LORENZ, E.N. **Available potential energy**. **Tellus**, v. 7, p. 157-167, 1955.
- LORENZ, E.N. The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere, **World Meteorological Organization**, 1967.
- MICHAELIDES, S.C. Limited area energetics of Genoa cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 13-26, 1987.
- MISHRA, S.K.; RAO V.B. The energetics of an upper tropospheric cyclonic vortex over north-east Brazil. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v. 127, p. 2329-2351, 2001.
- MUENCH, H.S. On the dynamics of the wintertime stratosphere circulation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 22, p. 340-360, 1965.
- NDARANA, T.; WAUGH, D.W. The link between cut-off lows and Rossby wave breaking in the Southern Hemisphere. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v. 136, p. 869-885, 2010.
- NIETO, R.; GIMENO, L.; DE LA TORRE, L.; RIBERA, P.; GALLEGU, D.; GARCÍA-HERRERA, R.; GARCÍA, J. A.; NUÑEZ, M.; REDAÑO, A.; LORENTE, J. Climatological features of cut-off low systems in the Northern Hemisphere. **Journal of Climate**, v. 18, p. 3805-3103, 2005.
- NIETO, R.; SPRENGER, M.; WERNLI, H.; TRIGO, R.M.; GIMENO, L. Identification and climatology of Cut-off Low near the tropopause. **Annals of the New York Academy of Sciences**, v. 1146, n. 1, p. 256-290, 2008.
- ORLANSKI, I.; KATZFEY, J. The life cycle of a cyclone wave in the Southern Hemisphere. 1. Eddy energy budget. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, p. 1972-1998, 1991.
- PALMÉN, E.; NEWTON, C.W. **Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation**. New York: Academic Press, 1969.
- PEZZA, A.B.; VEIGA, J.A.P.; SIMMONDS, I.; KEAY; MESQUITA, M.D.S. Environmental energetics of an exceptional high-latitude storm, **Atmospheric Science Letters**, v. 11, n. 1, pp. 39-45, 2010.
- PEZZA, A.B.; GARDE, A.L.; VEIGA, J.A.P.; SIMMONDS, I. Large scale features and energetics of the hybrid subtropical low "Duck" over the Tasman Sea. **Climate Dynamics**, 2013 *online*.
- PINHEIRO, H. R. **Climatologia dos Vórtices Ciclônicos em altos níveis de latitudes subtropicais que atuam na América do Sul**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2010.
- PIZARRO, J.; MONTECINOS, A. Cutoff cyclones off the subtropical coast of Chile. Sixth **International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography**, 4, 2000, Santiago de Chile. Preprints, p. 278-279.
- POSTEL, G.A.; HITCHMAN, M.H. A Climatology of Rossby Wave Breaking along the Subtropical Tropopause. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, p. 359-373, 1999.
- REBOITA, M.S.; NIETO, R.; GIMENO, L.; DA ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T.; GARREAU, R.; KRÜGER, L.F. Climatological features of cutoff low systems in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, D17104.
- REBOITA, M.S.; DA ROCHA, R.P.; NIETO, R.; SIQUEIRA, V. Cutoff-Low Systems associated with Surface Cyclones in the South America and Adjacent Oceans. In: 10th International Conference on Southern Hemisphere - Meteorology and Oceanography, 2012, Noumea. 10th **International Conference on Southern Hemisphere**, 2012.
- SIQUEIRA, V.; REBOITA, M.S.; DUTRA, L.M.M. Processos Físicos Associados à Gênese de um VCAN entre o Oceano Pacífico e a América do Sul em Abril de 2013. **Revista Ciência e Natura**, Edição Esp. Dez. 2013. p. 34-343, 2013.
- VEIGA, J.A.P.; PEZZA, A.B.; SIMMONDS, I.; SILVA DIAS, P.L. An analysis of the environmental energetics associated with the transition of the first South Atlantic hurricane. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 15, L15806, 2008.

- VEIGA, J.A.P.; RAO, V.B.; FRANCHITO, S.H. On the initiation of the Walker circulation during 1982/1983 ENSO event. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 63-68, 2009.
- VEIGA, J.A.P.; AMBRIZZI, T. A global and hemispherical analysis of the Lorenz energetics based on the Representative Concentration Pathways. **Advances in Meteorology**. DOI: 10.1155/2013/485047, 2013.
- VEIGA, J.A.P.; AMBRIZZI, T.; PEZZA, A.B. A space domain energetics study for CO₂ increasing based on SRES-A2 emission Scenario. **Advances in Meteorology**. 2013.
- VEIGA, J.A.P.; PEZZA, A.B.; AMBRIZZI, T.; RAO, V.B.; FRANCHITO, S.H. YOSHIDA, M. C. The energy cycle associated to the Pacific Walker circulation and its relationship to ENSO. **Atmospheric and Climate Sciences**, DOI: 10.4236/acs.2013.34065, 2013.
- WAHAB, M.A.; BASSET, H.A.; LASHEEN, A. M. On the mechanism of winter cyclogenesis in relation to vertical axis tilt. **Meteorology and Atmospheric. Physics**, v. 81, p. 103-127, 2002.
- WALLACE, J.M.; HOBBS, P.V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. Amsterdam: Elsevier Academic Press, 2006.
- Disponível em: http://www.meted.ucar.edu/norlat/sat_features/blocking_patterns/index.htm. Acesso em 13 fev. 2016.
- DSA-INPE. O que se observa em imagens de satélite GOES: Um pouco de física. Disponível em: <http://satelite.cptec.inpe.br/informacao/oqvgoes.jsp>. Acesso em 30 jan. 2016.
- HUFFMAN, G.J.; BOLVIN, D.T. TRMM and Other Data Precipitation Data Set Documentation. 2012. Disponível em: ftp://precip.gsfc.nasa.gov/pub/trmmdocs/3B42_3B43_doc.pdf. Acesso em 11 jan. 2016.
- JORNAL EM.COM.BR. Chuva faz deserto do Atacama ficar coberto por flores. 2015. Disponível em: http://www.em.com.br/app/noticia/internacional/2015/10/30/interna_internacional,703082/chuva-faz-deserto-do-atacama-ficar-coberto-de-flores.shtml. Acesso em 10 jan. 2016.
- NATIONAL GEOGRAPHIC MAGAZINE. The driest place on earth. 2003. Disponível em: <http://ngm.nationalgeographic.com/ngm/0308/feature3/index.html>. Acesso em 13 fev. 2016.
- WINKLER, R.; ZWATZ-MEISE, V. Manual of synoptic satellite meteorology. Conceptual models, Versão 6.8, 2001a. Disponível em: <http://www.zamg.ac.at/docu/Manual/SatManu/main.htm>. Acesso em: 11 de abril de 2016.
- WINKLER, R.; ZWATZ-MEISE, V. Upper Level Low, 2001b. Disponível em: <http://www.zamg.ac.at/docu/Manual/SatManu/CMs/ULL/images/ulcosk02.gif>. Acesso em: 11 de abril de 2016.

Recursos de Internet

- COMET PROGRAM. Satellite Feature Identification: Blocking Patterns. 2009.

This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Non-Commercial License which permits unrestricted non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium provided the original work is properly cited.