

REGIMES DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL: UMA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

MICHELLE SIMÕES REBOITA¹, MANOEL ALONSO GAN², ROSMERI PORFÍRIO DA ROCHA¹ E
TÉRCIO AMBRIZZI¹

¹Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo (DCA/USP), São Paulo, SP, Brasil

²Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (INPE/CPTEC), São José dos Campos - SP, Brasil

reboita@model.iag.usp.br, manoel.gan@cptec.inpe.br, rosmerir@model.iag.usp.br,
ambrizzi@model.iag.usp.br

Recebido Maio 2009 - Aceito Outubro 2009

RESUMO

Como a América do Sul se estende por diferentes latitudes e possui formas de relevo variadas, proporciona a atuação e o desenvolvimento de diferentes sistemas atmosféricos, os quais contribuem para a não homogeneidade climática da região. Portanto o objetivo deste estudo é apresentar uma revisão dos sistemas atmosféricos que atuam nos diferentes setores do continente sul-americano e que contribuem para a precipitação.

Palavras-Chave: precipitação, sistemas atmosféricos, América do Sul

ABSTRACT: PRECIPITATION REGIMES IN SOUTH AMERICA: A BIBLIOGRAPHY REVIEW

The distribution of South American lands on different latitudes and its diversified topography can influence the development and action of many atmospheric systems contributing to a non-homogeneous climate in this region. This work presents a review on the atmospheric systems present in the different sectors of South America contributing to the precipitation variability in these regions.

Keywords: precipitation, atmospheric systems, South America

1. INTRODUÇÃO

A América do Sul (AS) localiza-se entre 12°N e 55°S, abrangendo terras tanto em baixas quanto em médias latitudes, e possui uma geografia diversificada com a presença da Cordilheira dos Andes, região montanhosa que se estende de norte a sul na costa oeste da AS, de vastas planícies contendo enormes superfícies aquáticas constituídas por rios como o Amazonas e o Orinoco, da grande floresta equatorial Amazônica, e de uma das áreas mais áridas do planeta, o deserto do Atacama, localizado no norte do Chile.

A distribuição das terras sul-americanas em diferentes latitudes e com formas de relevo variadas proporcionam a atuação

e o desenvolvimento de diferentes sistemas atmosféricos, que contribuem para a não homogeneidade climática desta região. Na literatura, é comum encontrar estudos sinóticos/dinâmicos de sistemas de tempo na AS, o que já não ocorre em relação ao papel que tais sistemas desempenham nos regimes de precipitação. Portanto, este estudo tem como objetivo compilar o conhecimento produzido sobre os sistemas de tempo que se encontram espalhados em vários artigos científicos, enfocando a contribuição desses nos diferentes regimes de precipitação da AS. Expor o conhecimento produzido em muitos artigos, em um único documento de forma harmoniosa ajudará os alunos de graduação em geociências e, até mesmo, os de pós-graduação no processo de aprendizagem sobre o tema, além de mostrar que

para a compreensão do clima de uma região é necessário agregar conhecimento de vários fatores como: sistemas atmosféricos, formas de relevo, continentalidade, entre outros.

Primeiramente será apresentada uma visão geral da climatologia de precipitação na AS, a qual instiga a reflexão sobre o que pode estar atuando para produzir a distribuição espacial e sazonal de precipitação; e na seqüência, são apresentados os sistemas atmosféricos que contribuem para tal distribuição.

2. CLIMATOLOGIA DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL

Shi et al. (2000), a partir de dados diários de precipitação obtidos da Agência Nacional de Energia Elétrica do Brasil (ANEEL), construíram análises diárias com resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude por longitude no período de 1960 a 1997 para o Brasil. Com base nestas análises e em totais mensais de precipitação do restante da América do Sul obtidos do Climate Anomaly Monitoring System (Ropelewski et al., 1985), elaboraram um atlas da precipitação na América do Sul no período de 1979 a 1995, que se encontra disponível em http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/research_papers/ncep_cpc_atlas/9/. O período usado na construção do atlas corresponde ao que tem maior número de observações de estações meteorológicas no Brasil. As Figuras 1 e 2 foram extraídas do atlas e mostram, respectivamente, a precipitação média anual na AS e a precipitação média nos meses de janeiro (verão), abril (outono), julho (inverno) e outubro (primavera). Na Figura 2 também é apresentada a circulação atmosférica média em baixos (925 hPa) e altos (200 hPa) níveis, entretanto o padrão sazonal da circulação será discutido na próxima seção.

De acordo com a Figura 1, a região mais chuvosa da AS situa-se no noroeste do Brasil, que inclui grande parte da bacia Amazônica, onde a precipitação em média é superior a 2450 mm/ano. As áreas mais secas do continente são a região central da costa oeste da AS (Chile e Peru) e o sul da Argentina com precipitação inferior a 350 mm/ano. O nordeste do Brasil também é uma região relativamente seca com precipitação média anual inferior a 700 mm. É importante lembrar que a precipitação que contribui para o total anual não é, na maior parte do continente, regularmente distribuída ao longo dos meses, como pode ser observado na Figura 2. O máximo de precipitação migra da região centro-oeste do Brasil (próximo de 15°S), durante o verão (aqui representado pelo mês de janeiro – Figura 2a), para o norte do equador ($\sim 5^\circ\text{N}$) durante o inverno (representado pelo mês de julho - Figura 2c), e a área com maior total de precipitação decresce bastante durante a transição do verão para o inverno.

3. REGIMES DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL

O objetivo dessa seção é descrever os sistemas de tempo que causam precipitação e contribuem para a variabilidade sazonal nos diferentes setores da AS. Para facilitar esta discussão, a AS foi dividida em 8 setores (Figura 3.) Tal regionalização foi baseada na similaridade da forma dos gráficos de precipitação mensal de várias estações meteorológicas apresentados na Figura 3, que foi extraída do *Atlas Climático de Sudamerica*. Segundo informações desse atlas, os gráficos de algumas estações foram determinados com dados do período de 1931 a 1960, enquanto de outras de 1951 a 1960. Ressalta-se que a regionalização foi realizada através da análise visual

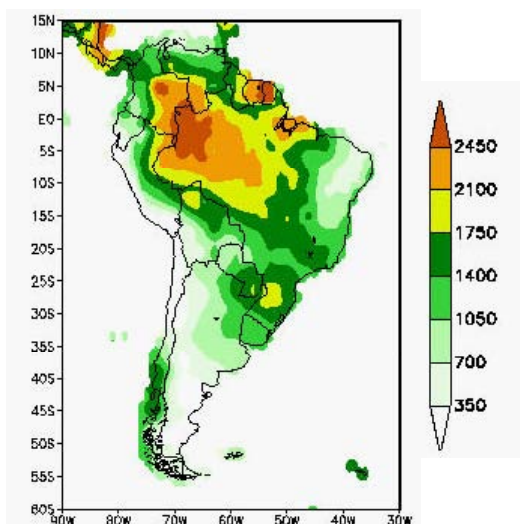


Figura 1 - Precipitação média anual (mm) calculada entre 1979-1995 com base em análises diárias de precipitação no Brasil e em médias mensais para o restante da América do Sul.

Fonte: Shi et al. (2000).

da Figura 3, sem a utilização de qualquer técnica estatística de agrupamento, por dois motivos: os dados dos gráficos não estão disponíveis e porque a forma dos mesmos permite separar facilmente as regiões de interesse de maneira adequada para o propósito deste estudo.

R1: Sudoeste da AS

A região localizada no sudoeste da AS (centro-sul do Chile e extremo oeste do centro-sul da Argentina; R1) apresenta ciclo anual de precipitação com máximos no inverno e mínimos no verão, exceto na parte mais austral onde a precipitação é praticamente homogênea ao longo do ano (Figura 3). O total anual de precipitação na R1 varia de 1000 a 1700 mm (Figura 1).

A ocorrência de precipitação na R1 é condicionada pela posição do Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul (ASPS; Aceituno, 1980). Este sistema é um centro de alta pressão semipermanente que deve sua existência ao movimento subsidente da célula de Hadley. No inverno (Figura 4a), como o ASPS localiza-se mais ao norte ($25^{\circ}\text{S} - 90^{\circ}\text{W}$) do que no verão ($33^{\circ}\text{S} - 90^{\circ}\text{W}$), os ventos de oeste ao sul do ASPS atingem a Cordilheira dos Andes nas latitudes da R1, sendo forçados a ascender. Neste processo, o escoamento é resfriado

adiabaticamente e favorece a precipitação na R1. Além disso, os sistemas transientes (frentes e sistemas de baixa pressão) também se localizam mais ao norte no inverno, provocando chuvas ao cruzar as montanhas dessa região. Já no verão (Figura 4b), como o ASPS localiza-se na sua posição mais austral, o setor sudeste desse sistema acaba atuando sobre a R1. Com isso, os movimentos subsidentes do anticiclone inibem o desenvolvimento de nebulosidade e também, dificultam a passagem de sistemas transientes pela região, o que favorece a ocorrência de condições persistentes de bom tempo, e por consequência, menores taxas de precipitação nesta estação do ano.

O sul da R1 não sofre a ação do ASPS (Figura 4), assim, as massas de ar e as ondas baroclínicas (ondas nos ventos de oeste e que são fontes para o desenvolvimento de sistemas de baixa pressão) atuam o ano todo sobre esta área, o que justifica a precipitação praticamente homogênea ao longo do ano (Figura 3).

R2: Norte do Chile, Noroeste e Centro-Sul da Argentina

A região formada pelo norte do Chile, noroeste e centro-sul da Argentina (R2), embora se estenda por diferentes latitudes

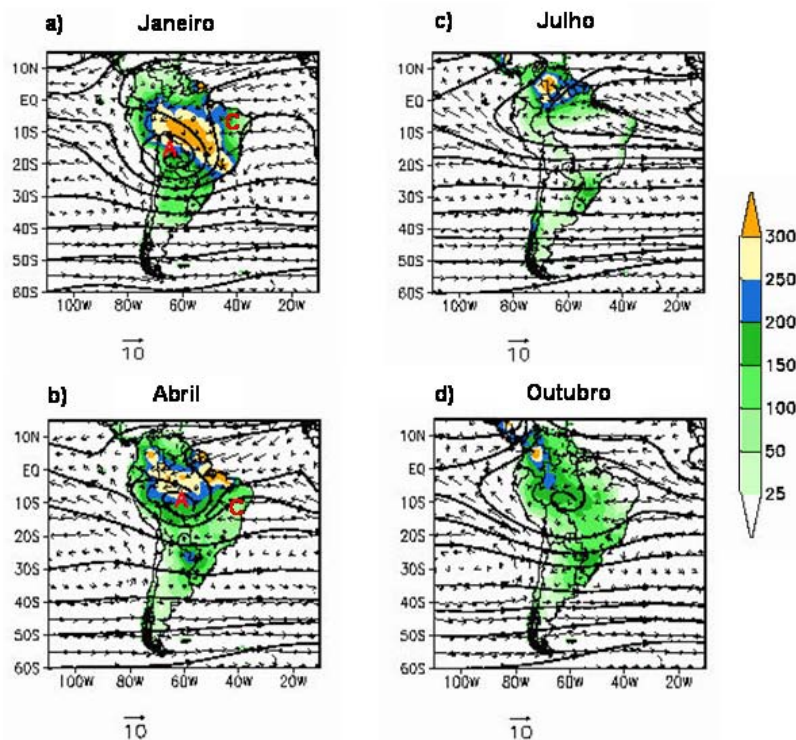


Figura 2 - Precipitação média (mm; cores), vetor vento (m s^{-1}) em 925 hPa e linhas de corrente (linhas contínuas) em 200 hPa nos meses de janeiro (a), abril (b), julho (c) e outubro (d). A letra A (vermelho) indica o centro da circulação anticiclônica conhecida como Alta da Bolívia e a letra C o cavado do nordeste do Brasil, ambos em 200 hPa.

Fonte: Shi et al. (2000).

(de 20°S a 55°S), tem um ciclo anual de precipitação similar, isto é, a precipitação é praticamente homogênea ao longo do ano e com baixos totais pluviométricos (menores do que 350 mm/ano - Figura 1).

Como a R2 se estende por uma ampla faixa de latitudes, diferentes mecanismos explicam os baixos totais pluviométricos nos setores norte e sul desta região. No setor norte, os movimentos subsidentes do ASPS são responsáveis pela baixa taxa de precipitação (Aceituno, 1980) e, conseqüentemente, pela existência do deserto do Atacama (Aceituno, 1980) que é o mais árido do mundo (*National Geographic Magazine*, 2003). Neste, a precipitação é inferior a 100 mm/ano (Betancourt et al., 2000). Já o setor sul da R2 como está localizado no lado sotavento dos Andes, o escoamento de oeste que transpõe a cordilheira chega seco nesta região, pois a topografia induziu precipitação na R1. A pequena taxa de precipitação, que ainda é registrada no sul da R2, deve-se à influência dos sistemas frontais e ciclônicos (Figura 5) que cruzam a região no seu setor sul, ou que se formam na mesma.

A costa sudeste da Argentina (45°-50°S) foi identificada com uma região frontogenética (Figura 6a) por Satyamurty e Mattos (1989) e Reboita et al. (2009a), e ciclogênica (Figura 6b) por Gan e Rao (1991), Sinclair (1994, 1995, 1996), Hoskins e Hodges (2005), Reboita (2008) e Reboita et al. (2009b). Nesta região, os gradientes meridionais de temperatura são relativamente intensos (Peixoto e Oort, 1992), propiciando a formação de sistemas frontais. Além disso, muitas vezes ao longo do ano, tal região é atingida por intensas massas de ar frio que se deslocam do pólo sul para latitudes mais baixas, o que também contribui para a formação de frentes frias. Outro fator para a formação ou intensificação de frentes na costa sudeste da Argentina é a confluência das correntes do Brasil (corrente quente) e das Malvinas (corrente fria). No verão, a confluência ocorre entre 40°-46°S (Legeckis e Gordon, 1982) e o gradiente de temperatura da superfície do mar, em geral, é transferido para a atmosfera favorecendo a formação ou a intensificação de sistemas frontais. Com relação à gênese de ciclones, como regiões de gradientes de temperatura são propícias a ciclogêneses,

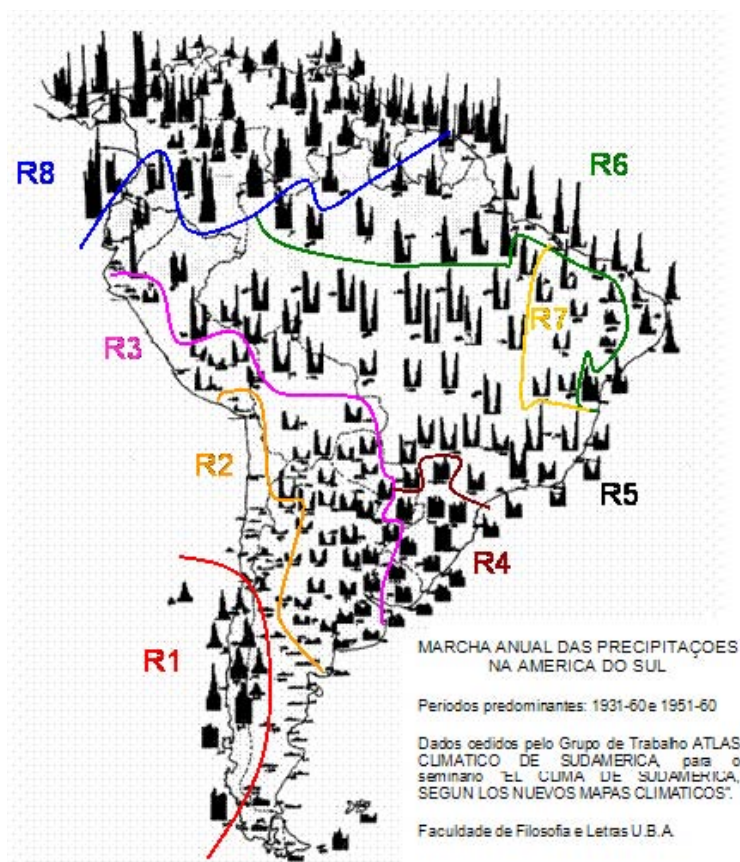


Figura 3 - Regionalização dos diferentes ciclos anuais de precipitação na América do Sul. **R1** corresponde ao sudoeste da AS; **R2** ao norte do Chile, noroeste e centro-sul da Argentina; **R3** ao oeste do Peru, oeste e sul da Bolívia, norte e centro-leste da Argentina e centro-norte do Paraguai; **R4** ao sul do Brasil, sul do Paraguai e Uruguai; **R5** a área de noroeste a sudeste do Brasil incluindo ainda o Equador e norte do Peru; **R6** ao norte da região norte do Brasil e litoral do nordeste do Brasil; **R7** ao sertão nordestino do Brasil e **R8** ao norte da AS incluindo o estado de Roraima. Adaptada do *Atlas Climático de Sudamerica*.

o sudeste da Argentina é, então, uma região favorável para esses sistemas. Outro fator é o aquecimento por compressão adiabática do escoamento proveniente do oceano Pacífico que cruza os Andes em direção ao oceano Atlântico. Hoskins e Hodges (2005) observaram que em ~45°S há mais ciclogêneses no leste dos Andes do que ciclólises no lado oeste. Segundo os autores, isso indica que as ciclogêneses não se devem somente à regeneração de sistemas que cruzam a montanha. Reboita (2008) mostrou a importância dos Andes nas ciclogêneses ao comparar simulações numéricas com e sem topografia da AS. Os resultados indicaram redução da frequência de ciclones em toda a costa leste da AS quando a topografia foi excluída. Maiores detalhes sobre os mecanismos que contribuem para ciclogêneses na costa sudeste da Argentina são fornecidos em Reboita (2008).

R3: Oeste do Peru, Oeste e Sul da Bolívia, Norte e Centro-Leste da Argentina e Centro-Norte do Paraguai

A região composta pelo oeste do Peru, oeste e sul da Bolívia, norte e centro-leste da Argentina e centro-norte do Paraguai (R3) apresenta maiores totais pluviométricos nos meses de verão e menores nos de inverno (Figura 3). O total anual de precipitação varia de 350-700 mm, exceto no centro-leste da Argentina e Paraguai que varia de 700-1400 mm (Figura 1). Embora o ciclo anual de precipitação da R3 seja similar ao da região central do Brasil (R5), seus totais pluviométricos são inferiores (Figura 3). Devido a esta característica e por apresentar atuação de sistemas atmosféricos um pouco distintos da região central do Brasil expõe-se a R3 separadamente. Como

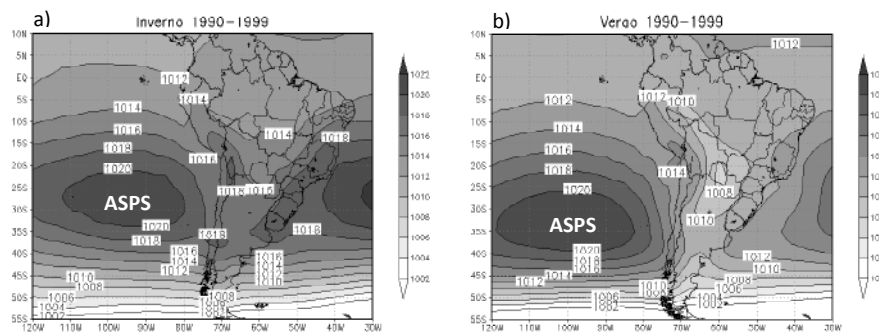


Figura 4 - Climatologia da pressão (hPa) ao nível médio do mar no inverno (a) e verão (b) no período de 1990 a 1999, com base na reanálise do projeto R-2 do *National Center for Environmental Prediction – Department of Energy* (NCEP-DOE; Kanamitsu et al., 2002). O centro do Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul está indicado nas figuras pelas iniciais ASPS.

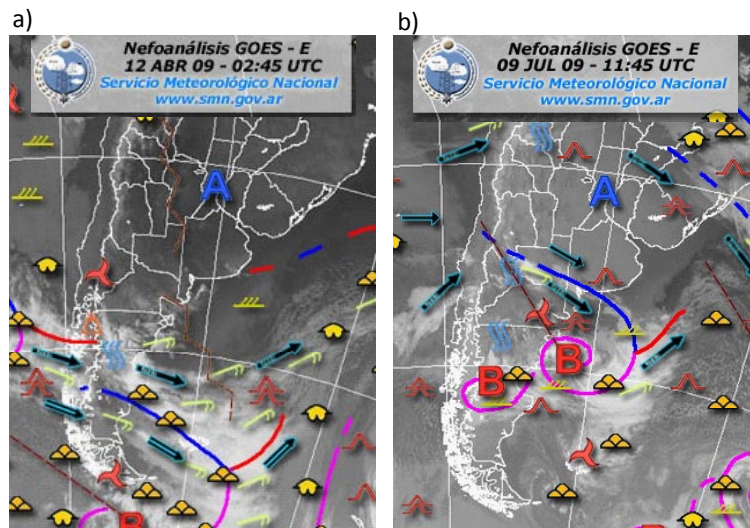


Figura 5 - Imagens do satélite GOES nos dias (a) 12 de abril às 02:25 UTC e (b) 09 de julho às 11:45 UTC juntamente com análises elaboradas pelo Serviço Meteorológico Nacional da Argentina. Em (a) resalta-se a presença de uma frente fria (indicada pela linha azul) no sudeste da Argentina e em (b) de um ciclone (indicado pela letra B).

a R3 também se estende por uma grande faixa de latitudes (de 5°S a 40°S), diferentes sistemas de tempo contribuem para os ciclos anuais de precipitação ao longo desta região. No verão, o intenso aquecimento radiativo da superfície terrestre favorece o desenvolvimento de convecção em toda a R3, e este processo é responsável pelos máximos pluviométricos registrados nesta estação. Com relação ao centro-norte da R3, Garreaud e Wallace (1997) verificaram que no verão há grande atividade convectiva devido ao efeito do levantamento orográfico do ar úmido (proveniente da bacia Amazônica) no setor leste dos Andes (Lenters e Cook, 1995). Ainda, segundo Garreaud e Wallace (1997), a crista dos Andes não apresenta convecção durante o final da noite e início da manhã, porém a cobertura de nuvens aumenta rapidamente das 03:00 às 11:00 hora local (HL), atinge um máximo às 18:00 HL que é seguido por um decréscimo até às 24:00 HL. De acordo com Aceituno et al. (1994), a convecção no altiplano andino é provavelmente relacionada com o ciclo diurno pronunciado nas condições termodinâmicas.

No setor centro-sul da R3, os complexos convectivos de mesoescala (CCMs; Velasco e Fritsch, 1987; Salio et al., 2007; Saulo et al., 2007), também contribuem para as elevadas taxas de precipitação na primavera e verão. Além desses, as frentes frias (Satyamurty e Mattos, 1989; Reboita et al., 2009a), ciclones extratropicais (Reboita e Ambrizzi, 2006) e vórtices ciclônicos em altos níveis (VCANs - Fuenzalida et al., 2005; Campetella e Possia, 2006; Reboita et al., 2009c) são sistemas que favorecem precipitação no setor centro-sul da R3, porém atuam em todas as estações do ano.

Os CCMs são conjuntos de cumulonimbus acompanhados por densa camada de cirrus, que podem ser facilmente identificados em imagens de satélites como sendo sistemas de nuvens com aparência aproximadamente circular e com um crescimento explosivo num intervalo de tempo de 6 a 12 horas (Silva Dias, 1987). De acordo com Velasco e Fritsch (1987), o

elemento principal para a formação dos CCMs nos extratropicais da AS é a presença de um jato em baixos níveis (JBN) de norte, com máxima velocidade em torno de 850 hPa, o qual proporciona forte advecção de ar quente e úmido. Além disso, há a presença de um jato de oeste em altos níveis, localizado por volta de 5° ao sul da posição do CCM (vide Figuras 15 e 16 de Silva Dias, 1987). Este jato é importante, pois tem uma circulação transversal na sua entrada, cuja componente ageostrofica favorece divergência de massa (no setor noroeste da entrada do jato) em altos níveis e convergência em baixos níveis, e esta convergência acoplada com a do JBN contribui para a intensificação da convergência de umidade na região do CCM. Num estudo recente, baseado em imagens de satélites, Salio et al. (2007) verificaram que os CCMs no sudeste da AS iniciam geralmente entre 18:00 e 00:00 UTC, e sobre a Argentina atingem o estágio maduro durante a noite, enquanto sobre o Uruguai e sul do Brasil durante o dia.

Na AS, o JBN importante para o desenvolvimento de CCMs nos extratropicais é o que se localiza a leste dos Andes, e transporta ar quente e úmido da região amazônica para o sudeste da AS (vide Marengo et al., 2004; Vera et al., 2006a e referências citadas). De acordo com Vera et al. (2006a), os possíveis mecanismos para a formação do JBN a leste dos Andes são: 1) a deflexão dos ventos alísios que cruzam a bacia Amazônica (Figura 7a); 2) um fator puramente local, topograficamente gerado, dirigido pela dinâmica seca, mas possivelmente modificado pela convecção úmida no lado leste dos Andes; 3) um fator forçado externamente e associado com variações dos sistemas transientes nos ventos de oeste que cruzam o norte da Argentina (Figuras 7 c-d e 8a) e 4) propagação de perturbações no campo de vento em baixos níveis do Atlântico Norte em direção à bacia do Prata através da bacia Amazônica.

O item 3 apresentado por Vera et al. (2006a) foi proposto, provavelmente pela primeira vez, por Sugahara et al. (1994)

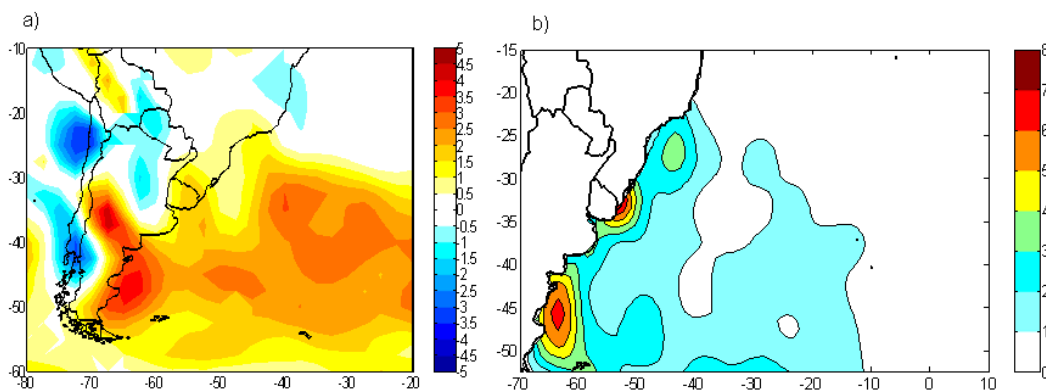


Figura 6 - (a) Função frontogenética no verão no período de 1980 a 1999 calculada com a reanálise do projeto R-1 do NCEP (Kalnay et al., 1996). Valores positivos (negativos) indicam frontogêneses (frontólises). Resultados foram multiplicados por $10^{-11} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Fonte: Reboita et al. (2009a). **(b) Densidade de ciclogêneses** (10^{-4} km^{-2}) no verão no período de 1990 a 1999, que se iniciaram com vorticidade menor ou igual a $-1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ na reanálise do projeto R-2 do NCEP (Kanamitsu et al., 2002). Na escala de cor, o valor 1,5 corresponde a aproximadamente 37,5 sistemas. Fonte: Reboita et al. (2009b).

quando encontraram na composição do campo de pressão ao nível médio do mar para eventos de JBN um aprofundamento do cavado em superfície sobre o Paraguai e norte da Argentina (Figura 8a), que era ausente na composição dos dias sem JBN (Figura 8b). Sugahara et al. (1994) sugerem que o JBN é forçado pelas ondas baroclínicas, que provocam diminuição da pressão em baixos níveis na parte sul da AS, forçando o fluxo de noroeste a girar no sentido horário e tornar-se de norte dirigindo-se para latitudes mais altas. Campetella e Vera (2002) também mencionam que o JBN e os distúrbios ciclônicos, em superfície no sudeste da AS, apresentam um efeito de retroalimentação, ou seja, a presença de um fraco distúrbio ciclônico no sudeste da AS favorece a intensificação do JBN ao se dirigir para a região. Como o jato transporta calor e umidade favorece a intensificação do distúrbio ciclônico que, por sua vez, contribui para a intensificação e sustentação do jato. É importante mencionar que experimentos numéricos com e sem a presença dos Andes mostram que o JBN existe mesmo na ausência dos Andes, porém, apresenta menor intensidade (Gandu e Geisler, 1991).

Os JBNs são mais frequentes no verão ao norte de 20°S (Figuras 7a,c), enquanto ao sul desta latitude ocorrem o ano todo (Figura 7). Já o transporte de umidade dos trópicos para os subtropicais é maior no verão (Marengo et al., 2004). Nesta estação, há grande disponibilidade de umidade na bacia Amazônica, pois além do processo de evapotranspiração sobre o continente, como os ventos alísios de nordeste são mais

intensos (Peixoto e Oort, 1992), transportam mais umidade do oceano Atlântico para a bacia Amazônica do que nas demais estações do ano (Drumond et al., 2008; Durán-Quesada et al., 2009). Portanto, com maior disponibilidade de umidade no verão sobre a bacia Amazônica o transporte desta para os subtropicais pelo JBN favorece o desenvolvimento de CCMs no centro-sul da R3.

O desenvolvimento de VCANs, que são circulações ciclônicas fechadas na troposfera superior depreendidas das ondas atmosféricas do escoamento de oeste (Palmén e Newton, 1969), também produzem chuva na R3. A intensidade dos VCANs é maior na alta troposfera e decresce em direção à superfície. Estes sistemas podem favorecer a formação de ciclones em superfície, através do processo de advecção de vorticidade absoluta ciclônica em níveis médios, ou por se estenderem até baixos níveis.

R4: Sul do Brasil, Sul do Paraguai e Uruguai

A região R4 formada pelo sul do Brasil, sul do Paraguai e Uruguai (Figura 3) tem precipitação bem distribuída ao longo do ano (Rao e Hada, 1990) e com totais pluviométricos elevados: 1050-1750 mm/ano (Figura 1). Os totais ainda são maiores no oeste do sul do Brasil na fronteira com o Paraguai: 1750-2100 mm/ano (Figura 1).

De acordo com o Climanálise (1986) e outros estudos, a precipitação na R4 está associada com: 1) sistemas frontais que

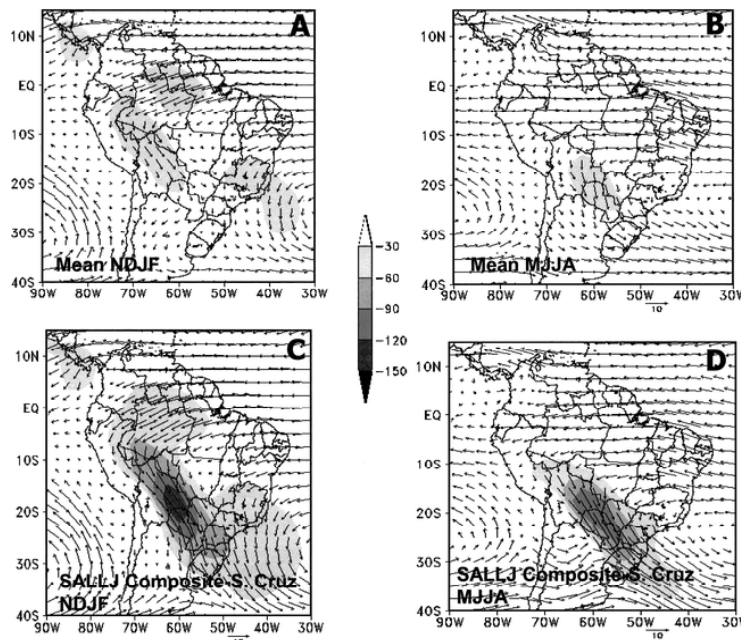


Figura 7 - Média da direção e intensidade ($m s^{-1}$) do vento em 850 hPa (setas) e convergência do fluxo de umidade (sombreado) integrado na vertical ($m g s^{-1} kg^{-1}$) no período de 1950 a 2000 no verão (a) e inverno (b). Figuras c-d são similares às Figuras a-b, porém para casos de JBN detectados em Santa Cruz (Bolívia). Fonte: Marengo et al. (2004).

se deslocam do Pacífico, passam pela Argentina e seguem para o nordeste do Brasil (Kousky, 1979; Oliveira, 1986; Rodrigues et al., 2004; Andrade, 2007); 2) ciclones e frentes frias que se desenvolvem na R4 devido à presença de vórtices ciclônicos ou cavados em altos níveis sobre a costa oeste da América do Sul vindos do Pacífico (Miky Funatsu et al., 2004, Iwabe e Da Rocha, 2009), e também devido a condições frontogenéticas e/ou ciclogênicas originadas na própria R4 (Satyamurty e Mattos, 1989; Reboita, 2008; Reboita et al., 2009a); 3) CCMs (Figueiredo e Scolar, 1996; Salio et al. 2007); 4) sistemas ciclônicos em níveis médios conhecidos como vírgula invertida (Bonatti e Rao, 1987; Hallak, 2000) e 5) bloqueios atmosféricos (Marques e Rao, 1999 e 2000; Nascimento e Ambrizzi, 2002). Além disso, há atuação de sistemas de circulação locais (brisas, ex. Braga e Krusche, 2000) e a influência indireta da Zona de Convergência do Atlântico Sul (Kousky, 1988, Kodama, 1992, Quadros, 1994, Nogués-Peagle e Mo, 1997; Ferraz, 2004; Carvalho et al., 2004), uma vez que este sistema apesar de atuar climatologicamente sobre o sudeste do Brasil pode gerar movimentos subsidentes intensos no sul (Casarin e Kousky, 1986).

Os estudos de Lemos e Calbete (1996), Britto e Saraiva (2001) e de Rodrigues et al. (2004), e o monitoramento climático realizado pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), publicado mensalmente na Revista Climanálise (<http://www6.cptec.inpe.br/revclima/revista/>), mostram que no sul do Brasil ocorre no mínimo a atuação de 4 sistemas frontais por mês no inverno, que podem ter adentrado ou se formado na região. Lemos e Calbete (1996) para estudarem os sistemas frontais que atuaram no litoral brasileiro entre 1987 a 1995, dividiram o mesmo em três bandas, as quais foram denominadas de: banda B a região entre 35°-25°S, que compreende as cidades de Santa Vitória do Palmar (RS) a Iguape (SP); banda C entre 25°-20°S de Iguape (SP) até Vitória (ES) e banda D, a região ao norte de 20°S. Na banda B foi encontrada frequência igual ou

superior a 4 sistemas nos meses de abril a dezembro. Na banda C, a frequência média foi de 3 sistemas nos meses de abril a junho e de setembro a novembro. Já na banda D, a frequência foi de 2 a 3 sistemas entre os meses de abril a junho e de outubro a novembro. O estudo de Britto e Saraiva (2001) foi baseado nos dados da estação meteorológica de Rio Grande (RS), e como obtiveram uma frequência de 4 frentes por mês no inverno, sugeriram que a taxa de precipitação em tal localidade seja basicamente de origem frontal nesta época do ano. Rodrigues et al. (2004) elaboraram uma climatologia de frentes frias para o litoral do Estado de Santa Catarina, e verificaram que em média por mês há a atuação de 3 a 4 frentes com um intervalo de 8 dias.

Os sistemas frontais frios podem causar precipitação na R4 de duas maneiras: atuando na região, ou quando, ainda afastados desta, fornecem condições para o desenvolvimento de linhas de instabilidade (LI) pré-frontais. As LI são bandas de precipitação que consistem basicamente de um conjunto de nuvens cumulonimbus (Cbs) de diversos tamanhos, que se organizam em linha ou em curva, e se deslocam de maneira uniforme mantendo certa identidade durante o seu tempo de vida, que varia entre poucas horas até um dia (Silva Dias, 1987). De acordo com Browning (1986), as LI mais significativas estão associadas a linhas de células convectivas profundas, que surgem no setor quente, a cerca de 200-300 km das frentes frias. Para descrever o processo de formação das LI, Browning utilizou o conceito de esteira transportadora quente (ETQ), que é um importante escoamento, pois ao transportar calor, umidade e quantidade de movimento produz nuvens e precipitação nos sistemas frontais. O ar na ETQ flui (em direção ao pólo) ao longo do comprimento da frente fria, freqüentemente na forma de jato de baixos níveis na camada limite na dianteira da frente fria em superfície. Embora a principal componente do movimento na ETQ seja paralela à frente fria, existe uma pequena componente ageostrófica perpendicular à frente que causa duas situações contrastantes: (a) uma configuração de *levantamento inclinado*

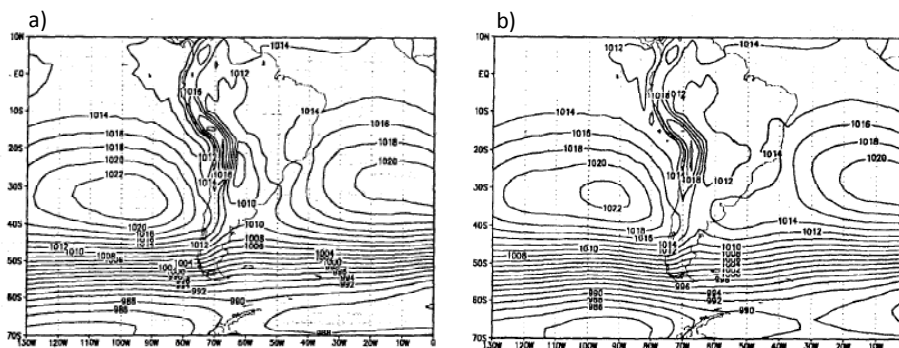


Figura 8 -Campo médio da pressão em superfície (hPa) para composições de (a) dias com JBN e (b) de dias sem JBN no período de 1980 a 1987.

Fonte: Sugahara et al. (1994).

para trás, na qual o ar na ETQ tem uma componente de movimento para trás, relativa ao movimento da frente fria e na qual o levantamento inclinado ocorre na vizinhança e acima da zona frontal fria (caso clássico de situação ana frontal) e (b) uma configuração de *levantamento inclinado para frente*, na qual o ar dentro e acima da ETQ tem uma componente de movimento para frente, relativa ao movimento da frente fria, com a região principal de levantamento inclinado ocorrendo mais adiante, na direção do escoamento, na região de baroclinia frontal quente (caso clássico de situação cata frontal). As LI pré-frontais estão em alguns casos associadas às ETQ com levantamento inclinado para frente. O ar na ETQ passa por um levantamento inclinado para frente adiante da frente fria em superfície, e é alcançado pelo ar seco recém chegado de níveis superiores (Figura 9), neste processo é formada uma frente fria em altitude. Adiante desta frente fria em altitude, a profundidade do ar quente e úmido aumenta associada com uma banda de convecção organizada. Isso produz uma larga banda de precipitação de moderada a forte, sendo que a precipitação nessa região pode evaporar antes de atingir a superfície.

Quando os sistemas frontais apresentam um caráter estacionário sobre o sul-sudeste do Brasil por um período de mais de 3 dias, podem interagir com a convecção tropical (Oliveira, 1986) originando uma banda de nebulosidade no sentido NO-SE, que recebe o nome de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS; Kousky, 1988; Kodama, 1992; Quadros, 1994; Liebman et al., 1999; Carvalho et al., 2004). A ZCAS também pode ser influenciada pela confluência entre os ventos de nordeste (NE) do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que transportam calor e umidade do oceano Atlântico para o interior do Brasil, e o JBN a leste dos Andes, que transporta calor e umidade da região amazônica para o sudeste da AS. A ZCAS é uma importante característica da circulação de verão na AS, e é extremamente importante para a estação

chuvosa do sudeste do Brasil. No setor norte/nordeste da R4 a ZCAS pode causar chuvas, uma vez que esta região localiza-se próxima da sua posição climatológica, mas no restante da R4 inibe a precipitação devido ao seu ramo subsidente.

A R4 se localiza entre duas regiões ciclogênicas: a da costa do Uruguai e do extremo sul do Brasil e da costa sul/sudeste do Brasil (Figura 6b - Sinclair, 1996; Hoskins e Hodges, 2005; Reboita, 2008). Portanto, freqüentemente a precipitação na R4 está associada com os sistemas ciclônicos em superfície. De acordo com Reboita (2008), as ciclogêneses nas duas regiões estão relacionadas tanto com a divergência a leste dos cavados transientes em níveis médios, como com a instabilidade frontal em superfície (vide Reboita, 2008 para maiores detalhes). Entretanto, o transporte de umidade da região tropical para tais áreas através do JBN também é importante para esses sistemas. A disponibilidade de umidade favorece a precipitação que, por consequência, libera calor latente que aquece a coluna atmosférica e induz convergência na baixa troposfera. Assim, a associação deste processo termodinâmico com um processo dinâmico favorece as ciclogêneses (Reboita, 2008).

Os ciclones em superfície na R4 também podem estar associados aos VCANs. Campetella e Possia (2006) e Reboita et al. (2009c) mostram que o sudeste da AS (nordeste da Argentina, Uruguai e Rio Grande do Sul) é a região de maior freqüência destes sistemas quando considerada toda a AS e oceanos adjacentes. Miky Funatsu et al. (2004) e Iwabe e Da Rocha (2009) estudaram ciclones na costa do Uruguai e sul do Brasil que se formaram associados a tais sistemas.

Com relação aos sistemas com a forma de vírgula invertida no Hemisfério Sul (vírgula no Hemisfério Norte), estes correspondem aos vórtices ciclônicos de escala subsinótica (500-1000 km) formados em uma massa de ar frio, no lado polar da zona frontal e da corrente de jato, cuja nebulosidade associada é de origem convectiva (Businger e Reed, 1989). Carlson (1980)

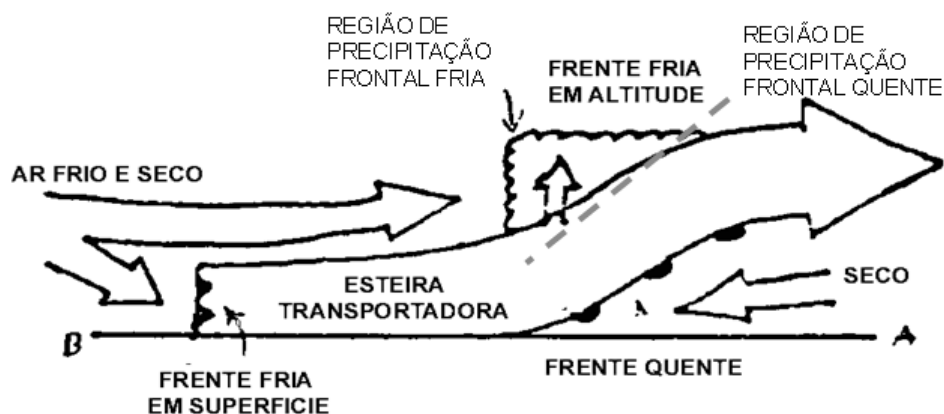


Figura 9 - Representação esquemática de uma esteira transportadora quente com levantamento inclinado para frente. A linha tracejada indica a frente fria em altitude.

Adaptada de Browning (1986).

ressalta que o formato de uma vírgula na fase madura não deve ser confundido com outros sistemas de mesma aparência como, por exemplo, os sistemas ciclônicos extratropicais. Há várias hipóteses que tentam explicar a formação das nuvens vírgula: Harrold e Browning (1969) e Mansfield (1974) sugerem que seja um fenômeno baroclínico; Reed (1979) e Businger e Reed (1989) consideram as nuvens vírgula como fenômenos baroclínicos, sem descartar a instabilidade condicional de segundo tipo (*conditional instability of the second kind* - CISK) como um fator adicional para a formação e intensificação dos distúrbios; Duncan (1977) e Rasmussen (1979) sugerem a instabilidade baroclínica seca como gerador desses sistemas; Montgomery e Ferrel (1992) sugerem a interação de anomalias de vorticidade potencial em altos níveis com a dos baixos níveis. Para a R4, Bonatti e Rao (1987) sugerem a instabilidade baroclínica modificada pela liberação de calor latente como o mecanismo de geração e manutenção das nuvens vírgula.

Os bloqueios atmosféricos são outro tipo de sistemas (Climanálise, 1986) que podem causar precipitações intensas ou estiagens na R4, dependendo da sua localização. A circulação atmosférica de latitudes médias tem uma tendência a flutuar entre dois extremos: é caracterizada pela predominância do movimento zonal ou do movimento meridional. Em condições normais o movimento meridional é muito menor que o movimento zonal e, assim, tem-se o livre deslocamento para leste de ciclones e anticiclones. Quando um anticiclone permanece quase estacionário por um tempo, perturba a corrente zonal, impedindo a propagação dos sistemas para leste, com isso há uma bifurcação do escoamento zonal em dois ramos, que adquire componentes meridionais. Nesta situação, o anticiclone recebe o nome de anticiclone de bloqueio. Quando os bloqueios estão localizados no Pacífico Sul, por exemplo, próximo a 32°S, ocorre o impedimento da passagem dos sistemas de tempo sobre a R4. Entretanto, quando se localizam mais ao sul, como por exemplo, em torno de 60°S, o ramo do escoamento zonal norte faz com que os sistemas transientes passem sobre a R4 promovendo precipitações elevadas. Um exemplo que pode ser citado é o bloqueio que ocorreu entre 5 a 10 de julho de 1995 no Pacífico Sul em ~60° S (Nascimento e Ambrizzi, 2002), que elevou as taxas de precipitação do mês de julho em Rio Grande a 510 mm (Oliveira e Saraiva, 2000), que é aproximadamente 5 vezes mais do que o valor climatológico do mês de julho (Reboita, 2001). Outro exemplo, mas de situação oposta, é o caso de janeiro de 1979 estudado por Casarin (1982), que provocou um longo período de estiagem na região sul do Brasil.

Foi mencionado para a R3, que no setor centro-sul desta há formação de CCMs principalmente no verão. Segundo Figueiredo e Scolar (1996), 70% dos CCMs que se desenvolvem na R3 acabam migrando para a R4 e causam precipitações intensas. É importante mencionar que os CCMs também podem se originar na R4.

O litoral da R4 recebe a influência da circulação de brisa (ex. Braga e Krusche, 2000). O aquecimento diferenciado entre continente e oceano gera gradientes de temperatura, que originam uma célula de circulação (Atikson, 1981). Durante o dia, como a superfície terrestre se aquece mais rapidamente do que o oceano, a circulação próxima à superfície é dirigida do oceano para o continente, neste caso, tem-se a brisa marítima. Já à noite, a direção do escoamento se inverte, dando origem à brisa terrestre. Portanto, o transporte de umidade pela brisa marítima para o continente durante o dia, pode fornecer umidade para outros sistemas, por exemplo, para uma frente e causar precipitação.

R5: Noroeste a Sudeste do Brasil incluindo ainda o Equador e norte do Peru

A R5 abrange uma grande parte da AS, pois se estende desde o Equador e norte do Peru até o sudeste do Brasil (Figura 3). Nesta área, os totais pluviométricos são máximos no verão e mínimos no inverno (Figura 2). De acordo com Ramage (1971), a alta variabilidade sazonal de precipitação caracterizada por um período muito chuvoso e outro seco é uma das características do sistema de monção. As características gerais do sistema de monção sul-americano são descritas em Zhou e Lau (1998), Gan et al. (2004), Grimm et al. (2005) e Vera et al. (2006b). No verão austral, a principal zona de aquecimento radiativo da superfície migra para os subtropicais, e isso permite o desenvolvimento de atividade convectiva e também, a formação de um sistema de baixa pressão térmico (baixas térmicas) sobre a região do Chaco (centro-oeste da AS). Nesta época do ano, os ventos alísios de nordeste apresentam maior intensidade e transportam mais umidade do oceano Atlântico Tropical para a bacia Amazônica (Drumond et al., 2008; Durán-Quesada et al., 2009). Uma parte da umidade da região Amazônica é transportada para os subtropicais pelo JBN a leste dos Andes (Marengo et al., 2004; Vera et al., 2006a). Sobre o sudeste e centro-oeste do Brasil, o escoamento de noroeste do JBN pode convergir com o de nordeste induzido pela circulação do ASAS e ainda com os alísios de nordeste, resultando em uma banda de nebulosidade e intensificação da precipitação nestas regiões (Lenters e Cook, 1995), caracterizando a ZCAS (Kousky, 1988; Kodama, 1992).

No verão, o intenso aquecimento radiativo da superfície, nas regiões amazônica e centro-oeste do Brasil, contribui para o desenvolvimento de atividade convectiva. Os movimentos convergentes associados à convecção, juntamente com o aquecimento diabático proveniente da liberação de calor latente por condensação (há muita disponibilidade de umidade na Amazônia devido ao transporte de umidade do Atlântico Tropical pelos alísios, e proveniente da evapotranspiração

– Marengo et al., 2004), promovem a ascensão do ar. A intensa atividade convectiva na região Amazônica, segundo Silva Dias et al. (1983), De Maria (1985) e Figueroa et al. (1995), é um fator importante para o desenvolvimento de um anticiclone em altos níveis, que é conhecido como Alta da Bolívia (AB; Figura 2a). Essa explicação é suportada pela teoria da resposta da atmosfera tropical ao aquecimento diabático (Webster, 1972; Gill 1980).

Outra explicação para a formação da AB foi dada por Zhou and Lau (1998), que discutem que o seu desenvolvimento é primeiramente devido a um intenso aquecimento sobre o Altiplano Boliviano abaixo de 500 hPa, o qual resulta da intensa transferência de calor sensível da superfície para a atmosfera, devido à maior quantidade de radiação solar incidente no solo. Então, precipitação se desenvolve sobre as regiões centro-oeste e sudeste do Brasil e, assim, a liberação de calor latente associada à convecção profunda torna-se dominante intensificando mais o anticiclone. Rao e Erdogan (1989) também indicaram a importância da transferência do calor sensível no Altiplano, mostrando maiores valores no nordeste do Altiplano em 1979, do que os observados no setor leste do platô Tibetano, outra região elevada do planeta.

A variabilidade sazonal da AB (Figura 2), tanto em intensidade quanto em posição, está diretamente relacionada com a distribuição espacial e temporal da precipitação na bacia amazônica (Kousky e Kayano, 1981; Lenters e Cook, 1997). No outono (Figura 2b), como os máximos de precipitação migram para norte, a AB também migra. No inverno (Figura 2c), a atividade convectiva na Amazônia diminui e a alta enfraquece. Já na primavera (Figura 2d), com a intensificação da convecção, a alta começa a ganhar intensidade, mas é no verão que atinge seu maior desenvolvimento (Figura 2a). Um fato interessante na Figura 2 é que a AB está sempre a sudoeste dos máximos de precipitação. Segundo Lenters e Cook (1997), a posição da AB pode ser compreendida através do exame da equação da vorticidade e das variáveis termodinâmicas em níveis superiores. Sobre a bacia Amazônica, a divergência em níveis superiores é balanceada pela advecção de vorticidade planetária. Este balanço impõe que ao sul do núcleo de máxima divergência o vento deve ser de sul. Assumindo um estado geostrófico aproximado, no Hemisfério Sul isto implicaria em redução da altura geopotencial para leste e, portanto, em um ciclone a leste e um anticiclone a oeste do vento sul máximo, explicando então o posicionamento da AB a sudoeste do máximo de divergência em altos níveis e, conseqüentemente, do máximo de chuva na Amazônia (Lenters e Cook, 1997).

Os máximos de precipitação no verão na R5 devem-se aos sistemas de monção anteriormente descritos. Embora o padrão do ciclo anual de precipitação seja similar em toda a R5, os totais mensais de precipitação são diferentes, bem como há atuação de alguns sistemas numa área que em outras não

há. Assim, a R5 pode ser subdividida em 3 setores, os quais correspondem às regiões geográficas norte, centro-oeste e sudeste do Brasil.

a. Região Norte

De acordo com Marengo (2003) e com a Figura 1, a região norte do Brasil apresenta significativa heterogeneidade espacial de pluviosidade, onde a maior quantidade de precipitação é observada no setor ocidental da região, excedendo a 2450 mm/ano.

Dentro da delimitação da R5 (Figura 3), o norte do Brasil apresenta três núcleos de precipitação abundantes (Marengo, 2003). O primeiro máximo de precipitação anual está localizado no noroeste da Amazônia, podendo ocorrer chuvas acima de 3000 mm/ano. O segundo centro está localizado na parte central da Amazônia, em torno de 5°S, com precipitação de 2500 mm/ano (Figueroa e Nobre, 1990). Já o terceiro centro localiza-se na parte sul da Amazônia, com precipitação acima de 1750 mm/ano.

A precipitação no centro e no noroeste da Amazônia é associada à condensação de ar úmido transportado pelos ventos alísios, que sofrem levantamento orográfico próximo aos Andes (Nobre et al., 1991; Garreaud e Wallace 1997; Da Rocha et al, 2009). Analisando o ciclo diurno da chuva, Garreaud e Wallace (1997) e Da Rocha et al. (2009) mostram ainda que parte da chuva próxima aos Andes é observada à noite, resultando da convergência do escoamento montanha abaixo com os alísios de nordeste sobre a bacia Amazônica.

A chuva no norte do Brasil também está associada à flutuação sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT; Marengo e Hastenrath, 1993). A ZCIT corresponde à região de confluência dos ventos alísios de sudeste provenientes do Hemisfério Sul com os de nordeste provenientes do Hemisfério Norte e é caracterizada por intensa atividade convectiva. A ZCIT pode atuar de duas formas indiretas no norte do Brasil: através de aglomerados convectivos que se formam ao longo dela e que ao se propagarem para oeste atingem a bacia Amazônica; e através da interação dos alísios com a circulação da brisa marítima formando LI que adentram no continente e se regeneram durante a propagação para oeste, sendo que muitas alcançam os Andes (Kousky, 1980; Cohen et al 1989; Cohen et al., 1995). A ZCIT também atua diretamente na precipitação da região norte do Brasil. Devido sua variação sazonal, a ZCIT alcança sua posição mais austral entre o verão e o outono (de fevereiro a abril, localiza-se em ~4°S no Atlântico – Hastenrath 1991), período que contribui para as chuvas no norte do Brasil, já no final do inverno alcança sua posição mais boreal (~10°N no Atlântico e 13°N no Pacífico), que corresponde ao período de menor taxa de precipitação na região. Os CCMs tropicais são outro tipo de

sistema que contribui para a precipitação na região norte (Nieto-Ferreira et al., 2003; Salio et al., 2007). Na região tropical, não são modulados por sistemas sinóticos como nos extratropicais, mas estão associados ao aquecimento radiativo da superfície que, por sua vez, promove convergência e convecção. Por isso, apresentam máximo desenvolvimento durante o dia (Salio et al., 2007). Os CCMs tropicais possuem tempo de vida menor do que 9 h, tamanho menor do que 150.000 km² no período de máxima extensão e são mais frequentes no verão seguido do outono (Salio et al., 2007).

Algumas frentes frias, com grande deslocamento meridional, também podem contribuir para precipitação na região norte. Quando as frentes alcançam tal região o fenômeno é chamado de friagem (Molion, 1987). Fisch (1995) verificou que entre abril e setembro há uma frequência de 6-7 eventos de friagem na bacia Amazônica.

Como há uma grande malha hidrográfica na região norte do Brasil, é comum se desenvolver uma circulação de brisa fluvial no período da tarde (Fisch et al., 1998). Fisch et al. (1998) verificaram através de imagens de satélite que as nuvens se formam preferencialmente sobre a terra durante o dia, com movimentos de subsidência na área dos rios. Oliveira e Fitzjarrald (1993) também detectaram a existência desta circulação fluvial nos baixos níveis (até 1500 – 2000 m), possuindo o sentido floresta-rio durante a noite e início da manhã, revertendo o sentido (rio-floresta) durante a tarde e início da noite..

b. Região Centro-Oeste

A precipitação anual na região centro-oeste do Brasil excede a 1500 mm/ano (Figura 1). Os sistemas atmosféricos que atuam nesta região são tanto de origem tropical quanto extratropical (Climanálise, 1986). O setor mais ao norte sofre influência de sistemas que atuam na Amazônia como, por exemplo, CCMs tropicais, já a região mais ao sul sofre influência de sistemas extratropicais tais como frentes frias e linhas de instabilidade. A precipitação na região centro-oeste do Brasil é máxima no verão, pois também é afetada pelo sistema de monção da AS (Vera et al., 2006b).

c) Região Sudeste

O total anual de precipitação nessa região também é de cerca de 1500 mm (Figura 1). É uma região úmida no verão, devido ao sistema de monção da AS (Vera et al., 2006b), e seca no inverno. Os baixos totais pluviométricos no inverno estão associados a atuação do ASAS, pois nesta estação tal sistema alcança sua posição mais oeste, se estendendo até a região sudeste do Brasil. Eventos de chuva ocorrem quando os sistemas frontais e ciclones subtropicais e extratropicais

conseguem se sobrepor ao ASAS (Revista Climanalise <http://www6.cptec.inpe.br/revclima/revista/> e Relatório Climático do GrEC/USP <http://www.grec.iag.usp.br>). Sistemas como linhas de instabilidade pré-frontais, CCMs, bloqueios atmosféricos e brisas também atuam nessa região. No município de São Paulo a brisa marítima contribui para instabilizar o ar e, muitas vezes, propicia chuviscos. Porém, quando interage com outros sistemas atmosféricos pode favorecer eventos com chuvas intensas. Segundo Pereira Filho et al. (2002), 65% dos casos de enchentes ocorridos na Região Metropolitana de São Paulo entre março de 1999 e março de 2002 estavam associados à penetração de brisa marítima no período da tarde e temperatura do ar superior a 30°C. Em termos de ocorrência de tempestades, Morales et al. (2009) discutiram que o escoamento de noroeste pré-frontal retarda a penetração da brisa marítima na cidade, porém a convergência destes dois escoamentos favorece a ocorrência de tempestades elétricas de verão na cidade de São Paulo no período da tarde.

R6: Norte da Região Norte do Brasil e Litoral do Nordeste do Brasil

A R6 é constituída pelo norte da região norte do Brasil e pelo litoral do nordeste do Brasil (Figura 3). Apresenta máximos pluviométricos no primeiro semestre do ano. Na primeira área citada, a precipitação é superior a 2000 mm/ano, enquanto na segunda é cerca de 1500 mm/ano (Figura 1).

O sistema de tempo mais importante na R6 é a ZCIT. Os máximos pluviométricos registrados no primeiro semestre do ano são devido à migração da ZCIT para o Hemisfério Sul. Como já foi mencionado anteriormente, a ZCIT no oceano Atlântico no verão e outono localiza-se em ~4°S e no inverno em ~10°N (Hastenrath, 1991). Além da ZCIT, outro processo importante para a precipitação é o aquecimento radiativo da superfície. A atividade convectiva pode também contribuir para o desenvolvimento de CCMs tropicais, que causam intensa precipitação. Como a R6 abrange uma grande zona litorânea tem a atuação de brisa marítima. Este sistema transporta umidade para o interior da R6 contribuindo para a precipitação. A convecção induzida pela brisa marítima e a interação dos alísios com a circulação de brisa geram linhas de instabilidade tropical que adentram o continente (Kousky, 1980; Cavalcanti, 1982; Silva Dias, 1987). Segundo Cohen et al. (1989) as linhas de instabilidade contribuem com 45% da precipitação durante o período chuvoso no leste do Pará.

No litoral leste do nordeste do Brasil também atuam frentes (Kousky, 1979), ondas de leste (Yamazaki e Rao, 1977; Chou, 1990; Espiniza, 1996; Souza Filho, 2003) e VCANs (Kousky e Gan, 1981; Gan e Kousky, 1986). As ondas de leste são ondas que se formam no campo de pressão atmosférica, na

faixa tropical do globo terrestre, na área de influência dos ventos alísios, e se deslocam de oeste para leste, por exemplo, desde a costa da África até o litoral leste do nordeste do Brasil. Estas ondas geram quebras na ZCIT, isto é, regiões com nebulosidade intercaladas por regiões sem nebulosidade (Nieto Ferreira e Schubert, 1997).

A configuração típica da circulação atmosférica em altos níveis no verão da AS, com a Alta da Bolívia e o cavado sobre o nordeste do Brasil (Figuras 2a e 10a), favorece a formação de VCANs (núcleos fechados com centro frio), que se desprendem do escoamento e adentram o continente (Kousky e Gan, 1981). Uma explicação para a formação dos VCANs nessa região é que o aumento da advecção de ar quente em 850 hPa, próximo à costa sudeste do Brasil, quando uma frente fria ativa oriunda de latitudes médias se desloca para os trópicos (Johnson e Snook, 1983), contribui para o aumento da convecção ao longo da frente fria. A liberação de calor latente pela convecção favorece a intensificação da crista em altos níveis (Figura 10b). Como consequência, por conservação de vorticidade absoluta, o cavado em altos níveis corrente acima da crista se amplifica, podendo originar um VCAN (Kousky e Gan, 1981) (Figura 10c).

O centro do VCAN geralmente não tem nuvens, já sua periferia (especialmente a norte) apresenta atividade convectiva (Kousky e Gan, 1981), o que significa que o ar subside no centro e se eleva na periferia do vórtice. Portanto, na região sob o vórtice a convecção na maioria das vezes é inibida, enquanto na periferia norte, favorecida. Mais informações sobre os VCANs tropicais podem ser obtidas em Aragão (1975), Ramirez (1996), Paixão (1999), Mishra e Rao (2001), Silva (2005), Mishra et al. (2007), Coutinho (2008) e Costa (2009).

O ASAS é outro sistema atmosférico que, dependendo da posição, pode favorecer ou não a precipitação no litoral do nordeste do Brasil. A precipitação é favorecida quando o ASAS está deslocado para sul de sua posição climatológica e próximo ao continente sul-americano, pois os ventos do setor norte deste sistema podem intensificar os ventos de sudeste/leste, que chegam no litoral nordestino e, assim, contribuir para o maior

transporte de umidade do oceano para o continente. Quando o ASAS está afastado do continente e não tão deslocado para sul, desfavorece os ventos de sudeste/leste e, assim, contribui para o decréscimo da precipitação (Moscati, 1991). Durante o inverno austral, quando os alísios de sudeste estão mais intensos, Kousky (1980) também sugeriu que a convergência destes alísios com a brisa terrestre (escoamento do continente para o mar), seja um mecanismo importante para a precipitação no litoral leste do nordeste do Brasil.

R7: Sertão Nordestino do Brasil

A R7 representa o sertão do nordeste do Brasil (Figura 3), região de baixos totais pluviométricos (200-500 mm/ano). O ciclo anual de precipitação apresenta máximos no verão/outono e mínimos no inverno.

Os baixos totais pluviométricos registrados são decorrentes da atuação de movimentos subsidentes na região (Molion, 1987; Molion e Bernardo, 2002). Tais movimentos fazem parte de uma circulação leste-oeste, na qual o ramo ascendente ocorre associado com a convecção da Amazônia (ver R5) e o descendente sobre o oceano Atlântico Sul. Parte desse ramo descendente atinge a região nordeste do Brasil. No inverno, agregada à subsidência da circulação leste-oeste, tem-se a subsidência associada à circulação de Hadley (a qual tem o movimento ascendente na região da ZCIT), e estas tornam o inverno a estação mais seca (Molion e Bernardo, 2002). Por outro lado, a ZCIT no final do verão e início do outono, posiciona-se mais ao sul fazendo com que a pressão fique mais baixa na região do nordeste do Brasil e, com a presença dos alísios, aumenta o transporte de umidade e favorece a precipitação na R7.

Em algumas ocasiões, sistemas frontais conseguem chegar na R7 (Kousky, 1979) e organizam precipitação. Outro sistema que dependendo da localização pode favorecer ou não a precipitação são os VCANs (ver R6). Alves (2001) estudou um intenso e persistente VCAN, entre 04 e 12 de janeiro de

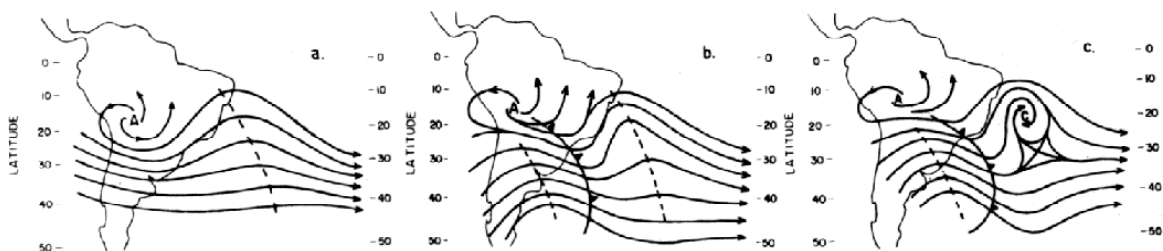


Figura 10 - Sequência esquemática da formação de vórtices ciclônicos em 200 hPa no Atlântico Sul. a) mostra o padrão de circulação no verão em 200 hPa, b) adiciona em (a) os efeitos de uma frente fria em superfície, c) mostra a formação do vórtice ciclônico de altos níveis. Fonte: Kousky e Gan, 1981, p. 545.

1999, sobre o oceano Atlântico Tropical Sul e proximidades. Tal sistema causou chuvas intensas em várias áreas do semi-árido nordestino, com valores superiores a 100 mm.

Moscati e Gan (2007) investigaram os mecanismos responsáveis pela ocorrência de eventos extremos de precipitação na R7, e verificaram que estes podem ser modulados pela justaposição simultânea de dois ou mais sistemas de escala sinótica (por exemplo, sistemas frontais, ZCAS, VCAN, ZCIT, entre outros). Muitos dos eventos de forte precipitação registrados foram associados com sistemas frontais que penetraram até 13°S (Salvador, BA) ou alcançaram latitudes mais ao norte. Moscati e Gan (2007) também verificaram que quando os ventos de leste e sul em 850 hPa intensificam, a precipitação diminui na R7. Entretanto, se tais ventos diminuem de intensidade ou se tornam de norte ou de oeste, a precipitação aumenta na R7. O resultado de Moscati e Gan (2007) em que a precipitação diminui na R7, quando os ventos de leste e sul se intensificam, parece ser contraditório com o exposto na R6, em

que a precipitação no litoral do nordeste é favorecida quando tais ventos são intensificados. Como há uma serra no interior do continente que acompanha o litoral do nordeste do Brasil, os ventos de leste, ao encontrarem esta barreira topográfica, ascendem e favorecem a precipitação orográfica, portanto, tais ventos chegam secos na R7. Além disso, esses ventos de leste carregam ar mais frio do que o presente na R7, portanto, como o ar frio retém menos umidade, sugere-se que ao penetrar na R7 é aquecido e a umidade relativa diminui. Nesse caso, o ar tem que ir para níveis mais altos para saturar, havendo, portanto, menos precipitação.

R8: Norte da América do Sul

O norte da América do Sul (R8) apresenta precipitação elevada durante todo o ano, sendo superior a 1500 mm/ano (Figura 1). O ciclo anual mostra máximos de precipitação no inverno e uma redução no verão, como observado por Rao e Hada

Tabela 1 -Características dos oito regimes de precipitação sobre a AS.

Região		Característica do Ciclo Anual de Precipitação	Sistemas Atmosféricos Atuantes
R1	Sudoeste da AS (Centro-Sul do Chile e Extremo Oeste do Centro-Sul da Argentina)	Máximos de precipitação no inverno e mínimos no verão, exceto na parte mais austral da R1 onde a precipitação é praticamente homogênea ao longo do ano. Total anual varia entre 1000 e 1700 mm.	ASPS; frentes; ciclones
R2	Norte do Chile, Noroeste e Centro-Sul da Argentina	A precipitação é praticamente homogênea ao longo do ano e com baixo total anual (inferior a 350 mm/ano). No deserto do Atacama, norte do Chile, a precipitação é inferior a 100 mm/ano.	ASPS; frentes; ciclones
R3	Oeste do Peru, Oeste e Sul da Bolívia, Norte e Centro-Leste da Argentina e Centro-Norte do Paraguai	Máximos de precipitação no verão e mínimos no inverno. O total anual varia entre 350 e 700 mm, exceto no centro-leste da Argentina e Paraguai que varia entre 700 e 1400 mm.	Convecção por aquecimento radiativo da superfície; CCMs subtropicais, frentes, ciclones, VCANs subtropicais; JBN a leste dos Andes
R4	Sul do Brasil, Sul do Paraguai e Uruguai	A precipitação é praticamente homogênea ao longo do ano. O total anual é elevado (1050-1750 mm/ano) sendo ainda maior no oeste do sul do Brasil na fronteira com o Paraguai (1750-2100 mm/ano).	Frentes; ciclones; VCANs subtropicais; LI pré-frontais; nuvens vírgula; CCMs subtropicais, bloqueios atmosféricos; ZCAS; ASAS; JBN a leste dos Andes; circulação de brisa
R5	Noroeste a Sudeste do Brasil incluindo ainda o Equador e Norte do Peru	Máximos de precipitação no verão e mínimos no inverno. O total anual varia ao longo da R5: no setor norte é superior a ~2450 mm, já no centro-oeste e sudeste é de ~1500 mm.	Ventos alísios; JBN a leste dos Andes; ASAS; convecção por aquecimento radiativo da superfície; AB; ZCIT; circulação de brisa; LI tropicais e pré-frontais; CCMs tropicais; frentes; VCANs subtropicais; ciclones
R6	Norte da Região Norte do Brasil e Litoral do Nordeste do Brasil	Máximos de precipitação no primeiro semestre do ano. No norte da região norte do Brasil o total anual é de 2000 mm, enquanto no litoral do nordeste do Brasil é de 1500 mm.	ZCIT; convecção por aquecimento radiativo da superfície; CCMs tropicais; ventos alísios, circulação de brisa; LI; ondas de leste; cavado do nordeste do Brasil; VCANs tropicais; ASAS; frentes
R7	Sertão Nordestino do Brasil	Máximos de precipitação no verão e mínimos no inverno, mas os totais são reduzidos (entre 200 e 500 mm/ano).	Ramo descendente da circulação zonal propiciada pela atividade convectiva na Amazônia; ZCIT; VCANs tropicais; frentes; ASAS
R8	Norte da América do Sul (Colômbia, Venezuela e Guiana)	A precipitação é abundante o ano todo, mas com maiores totais no inverno. O total anual é superior a 1500 mm.	Ventos alísios; ZCIT; ondas de leste; cavados em altos níveis; convecção por aquecimento radiativo da superfície; CCMs tropicais; circulação de brisa; LI tropicais

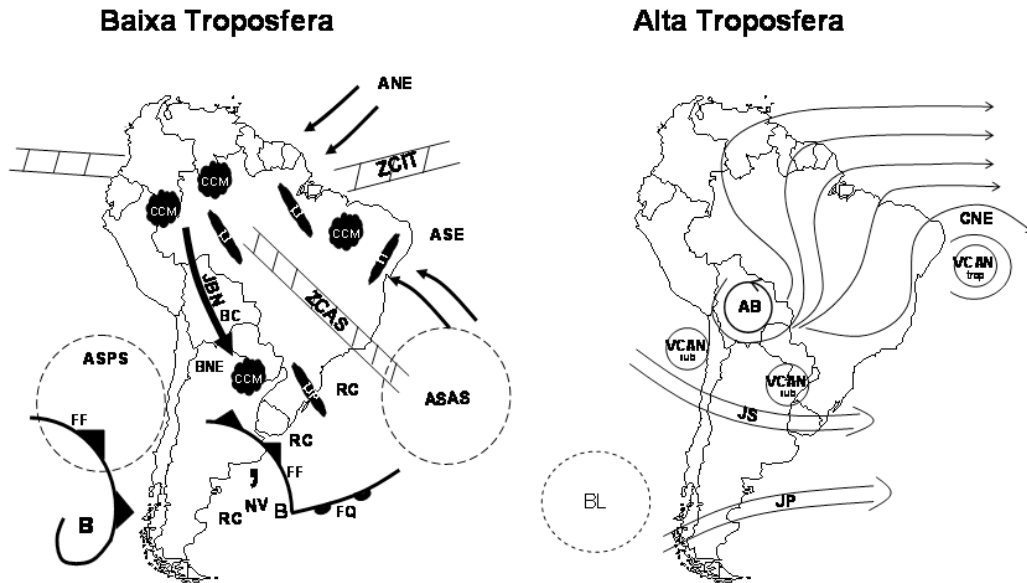


Figura 11 -Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul (adaptada de Satyamurty et al., 1998; pg. 125). Em relação à baixa troposfera tem-se: ANE ventos alísios de nordeste, ASE ventos alísios de sudeste, ASAS anticiclone subtropical do Atlântico Sul, ASPS anticiclone subtropical do Pacífico Sul, B baixa pressão, BC baixa do Chaco – região de baixas térmicas, BNE região de baixas térmicas no noroeste argentino, CCM complexo convectivo de mesoescala, FF frente fria, FQ frente quente, JBN jato de baixos níveis a leste dos Andes, LI linha de instabilidade tropical, LIP linha de instabilidade pré-frontal, NV nuvem vírgula, RC regiões ciclogênicas, ZCAS zona de convergência do Atlântico Sul e ZCIT zona de convergência intertropical. Já em relação à alta troposfera tem-se: AB alta da Bolívia, BL região de bloqueios atmosféricos, CNE cavado do nordeste do Brasil, JS jato subtropical, JP jato polar, VCAN sub vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais, VCAN trop vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais. É importante destacar que a AB e o CNE são sistemas que se configuram no verão e desaparecem no inverno. Além disso, no verão o JP e o JS se fundem em apenas um jato (maiores detalhes em Gallego et al., 2005).

(1990). A estação quente é a época em que a ZCIT está deslocada para sul (4°S), portanto atua menos na R8. Além da ZCIT, ondas de leste, cavados em altos níveis (Riehl, 1977), convecção local, CCMs, circulação de brisa e linhas de instabilidade são sistemas que contribuem para a precipitação na R8.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A grande extensão latitudinal e as variadas formas de relevo da AS permitem o desenvolvimento e a atuação de diferentes sistemas atmosféricos, que contribuem para a existência de 8 regimes de precipitação ao longo do continente. As características de cada regime (ciclo anual de precipitação e sistemas atmosféricos que contribuem e/ou inibem a precipitação) são sumarizadas na Tabela 1. Já, a Figura 11 mostra, de maneira ilustrativa, a localização dos sistemas atmosféricos atuantes na AS, considerando-se a baixa e alta troposfera. Espera-se que a presente revisão possa ser utilizada como uma primeira referência para estudantes da área de ciências atmosféricas e afins, sendo que para um maior aprofundamento do presente tópico é necessário explorar as bibliografias mencionadas, bem como, procurar referências publicadas após este trabalho.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEITUNO, P. Relation entre la position del anticiclón subtropical y la precipitación en Chile. **Relatório do Projeto nº E.551.791** do Departamento de Geofísica da Universidade do Chile. 14 p., 1980.
- ACEITUNO, P. F.; FUENZALIDA, H.; RUTLLANT, J. Meteorological field experiment “Visviri I” in the South American Altiplano. In: **19th Annual Climate Diagnostics Workshop**, College Park, M D, NMC/NOAA, p. 267-270,1994.
- ALVES, J. M. B. Um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis sobre o Nordeste do Brasil e Atlântico Adjacente no Verão de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, n.1, p. 115-122, 2001.
- ANDRADE, K. M. **Climatologia e Comportamento dos Sistemas Frontais sobre a América do Sul**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE -14056-TDI/1067, 2007.
- ARAGÃO, J. O. R. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 219 pg.,1975.

- ATKINSON, B. W. **Mesooscale Atmospheric Circulations**. London Academic Press, 495 p., 1981.
- ATLAS CLIMATICO DE SUDAMERICA, Mapa 4. Disponível em <<http://www.master.iag.usp.br/ind.php?inic=00&prod=ensino&pos=2>> Acesso em 8 jan. 2009, 20:12:42.
- BETANCOURT, J. L.; LATORRE, C.; RECH, J. A.; QUADE, J.; RYLANDER, K. A. A 22.000-Year Record of Monsoonal Precipitation from Northern Chile's Atacama Desert. **Science**, vol. 289, p. 1542-1546, 2000.
- BONATTI, J. P.; RAO, V. B. Moist baroclinic instability of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 2657-2667, 1987.
- BRAGA, M F S; KRUSCHE, N. Padrão de Ventos em Rio Grande, RS, no período de 1992 a 1995. **Revista Atlântica**, Rio Grande, v. 22, p. 27-40, 2000.
- BRITTO, F. P.; SARAIVA, J. M. B. Estudo da Precipitação Associada aos sistemas frontais na cidade do Rio Grande na estação de Inverno. **Geografia em Atos**, UNESP-Presidente Prudente, v. 1, n. 3, p. 107-122, 2001.
- BROWNING, K. A. Conceptual models for precipitation systems. **Weather and Forecasting**, v. 1, p. 23-41, 1986.
- BUSINGER, S.; REED, R. J. Cyclogenesis in cold air masses. **Weather and Forecasting**, v.4, p. 133-156, 1989.
- CAMPETELLA, C.; POSSIA, N. Upper-level cut-off lows in southern South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 96, n. 1-2, p. 181-191, 2006.
- CAMPETELLA, C. M.; VERA, C. S. The influence of the Andes mountains on the South American low-level flow. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 17, 7-1 a 7-4, doi: 10.1029/2002GL015451, 2002.
- CARLSON, T. Airflow Through Midlatitude Cyclones and the Comma Cloud Pattern. **Monthly Weather Review**, v. 108, p.1498-1509, 1980.
- 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. **Um estudo observacional sobre os sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul**. São José dos Campos, INPE-2638-TDL/114,1982.
- 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.
- CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. São José dos Campos, INPE – 2494 – TDL/097, 1982.
- CHOU, S. C.; Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o oceano Atlântico Equatorial Sul. Dissertação de mestrado, INPE – 5222 – TDL / 437,1990.
- CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática- INPE/CPTEC. Número especial. CPTEC-INPE, 125p., 1986.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Aspectos Climatológicos das Linhas de Instabilidade na Amazônia. **CLIMANÁLISE - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**,v. 4, p. 34-40,1989.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 3163-3174, 1995.
- COSTA, S. B. **Balanças de Vorticidade e Energia aplicados aos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis atuantes no Oceano Atlântico Tropical Sul e adjacências**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade de São Paulo, IAG-USP, 85 pg., 2009.
- COUTINHO, M. D. L. **Método objetivo de identificação dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis na região tropical sul: validação e climatologia**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 119 pg., 2008.
- 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, D10108, doi:10.1029/2008JD010212, 2009.
- DEMARIA, M. Linear response of a stratified tropical atmosphere to convective forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, p. 1944-1959, 1985.
- DRUMOND, A.; NIETO, R.; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T. A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, D14128, doi:10.1029/2007JD009547, 2008.
- DUNCAN, C. N., A numerical investigation of polar lows. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 103, p. 255-268, 1977.
- DURÁN-QUESADA, A. M.; REBOITA, M. S.; GIMENO, L.; NIETO, R. The role of the tropics in the global water cycle: Precipitation and moisture transport in Tropical America. In: ESA-ESRIN CONFERENCE: Earth Observation and Water Cycle Science: “towards a water cycle multi-mission strategy”, Frascati, Itália, 2009.
- ESPINOZA, E. S. **Distúrbios nos Ventos de Leste no Atlântico Tropical**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 149 pg., 1996.
- FERRAZ, S. E. T. **Variabilidade Intrazonal da Precipitação sobre o Sudeste Brasileiro**. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, IAG-USP, 2004.

- FIGUEIREDO, J. C.; SCOLAR, J. O Tempo de Vida Médio dos Sistemas Convectivos de Mesoescala na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9, 1996, **Anais ...** Campos de Jordão, SP, p. 984-986.
- FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitations Distribution over Central and Western Tropical South America. **CLIMANÁLISE- Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v.5, n.6, p. 36-45, 1990.
- FIGUEROA; S. N., SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 1573-1584, 1995.
- FISCH, G. **Camada Limite Amazônica: aspectos observacionais e de modelagem**. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 138 p., 1995.
- FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma Revisão Geral sobre o Clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 28, n.2, p. 101-126, 1998.
- FUENZALIDA, H.; SÁNCHEZ, R.; GARREAUD, R. A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. **J. Geophys. Res.**, v. 110, p. 1-10, Sept., 2005. (D18101 10.1029/2005JD005934).
- GALLEGO, D.; RIBERA, P.; GARCÍA, R.; GIMENO, L.; HERNANDEZ, E. A new look for the Southern Hemisphere jet stream. **Climate Dynamics**, vol. 24, p. 607-621 2005.
- GAN M. A.; KOUSKY, V.E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, 19-28, 1986.
- GAN, M. A.; RAO, B. V. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 293-302, 1991.
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROUPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47-66, 2004.
- GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A Primitive Equations Model Study on the Effect of Topography on the Summer Circulation over Tropical South America. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 48, n. 16, p. 1822-1836, 1991.
- GARREAUD, R. D.; WALLACE J. M. The diurnal of convective cloudiness over the Americas, **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 3157-3171, 1997.
- GILL, A. E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 106, p. 447-462, 1980.
- GRIMM, A. M.; VERA, C. S.; MECHOSO, C. R. The South American Monsoon System. In: CHANG, C.-P.; WANG, B.; LAU, N.-C. G. (Org.). **The Global Monsoon System: Research and Forecast**, WMO/TD N° 1266 (TMRP Report N° 70) Report of the International Committee of the Third International Workshop on Monsoons (IWMIII), 2 -6 November 2004, Hangzhou, China, p. 219-238, 2005.
- HALLAK, R. **Aspectos dinâmicos e simulação numérica da formação e evolução de um vórtice de ar frio**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, IAG-USP, 2000.
- HARROLD, T. W.; BROWNING, K. A. The polar low as a baroclinic disturbance. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 95, p. 710-723, 1969.
- HASTENRATH, S. **Climate Dynamics of the Tropics**. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 488 p., 1991.
- HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A New on Southern Hemisphere Storm Tracks. **Journal of Climate**, v. 18, p. 4108-4129, 2005.
- IWABE, C. M. N.; da ROCHA, R. P. An event of stratospheric air intrusion and its associated secondary surface cyclogenesis over the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, D09101, doi:10.1029/2008JD011119, 2009
- JOHNSON, D. R.; SNOOK, J. S. A quasi-lagrangian analysis of the mass and angular momentum balance of an upper troposphere vortex over eastern Brazil. In: FIRST INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY, 1983, **Anais...** São José dos Campos, Brazil. Preprints. Boston, MA, American Meteorological Society, p. 210-214.
- KALNAY, E. E CO-AUTORES. NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437-471, 1996.
- KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.-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.
- KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of subtropical precipitation 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. 813-835, 1992.
- KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.107, p. 1140-1153, 1979.
- KOUSKY, E. V. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, p.488-498, 1980.
- KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, n. 3, p. 217-231, 1988.
- KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 36, n. 6, p. 538-551, 1981.
- KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T. A climatological study of the tropospheric circulation over the

- LEGECKIS, R.; A. GORDON, L. Satellite observations of the Brazil and Falkland Currents – 1975 to 1976 and 1978. **Deep-Sea Research**, v. 29, p. 375-401, 1982.
- LEMONS, C. F.; CALBETE, N. O. Sistemas Frontais que Atuaram no Litoral de 1987 a 1995. In **Climanálise Especial de 10 anos**. CPTEC, 1996.
- LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Simulation and Diagnosis of the Regional Summertime Precipitation Climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, p. 2988-3005, 1995.
- 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.
- LIEBMANN, B.; KILADS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over South America and South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 12, p. 1877-1891, 1999.
- MANSFIELD, D. A. Polar lows: The development of baroclinic disturbances in cold air outbreaks. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 100, p. 541-554, 1974.
- MARENGO, J. A. Condições climáticas e os recursos hídricos no norte brasileiro. In: TUCCI, C. E. M.; BRAGA, B. (Org.). **Clima e Recursos Hídricos no Brasil**. Coleção ABRH, 2003.
- MARENGO, J.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal of Climate**, v.6, n.4, p. 617-627, 1993.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.
- MARQUES, R.F.C.; RAO; V.B. A diagnosis of a long-lasting blocking event over the Southeast Pacific Ocean. **Monthly Weather Review**, vol. 127, p. 1761-1776, 1999.
- MARQUES, R.F.C.; RAO; V.B. Interannual variations of blocking in the Southern Hemisphere and their energetics. **Journal Geophysical Research**, vol. 105, p. 4625-4636, 2000.
- MIKY FUNATSU, B., GAN, M. A.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over South America. **Atmosfera**, v. 17, n. 2, p. 91-113, 2004.
- MISHRA, S. K.; RAO, V. B. The energetics of an upper tropospheric cyclonic vortex over northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 127, n. 577, p. 2329-2351, 2001.
- MISHRA, S. K.; RAO, V. B; FRANCHITO, S.H. Genesis of the Northeast Brazil Upper Tropospheric Cyclonic Vortex: A primitive equation barotropic instability study. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 4, p. 1379-1392, 2007.
- MOLION, L. C. B. Climatologia da Região Amazônica: Mecanismos de Precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 107-117, 1987.
- MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p 1-10, 2002.
- MONTGOMERY, M. T.; FARREL, B. F. Polar Lows Dynamics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, n. 24, p. 2484-2505, 1992.
- MORALES, C. A. R.; DA ROCHA, R. P.; BOMBARDI, R. J. On the development of summer thunderstorms in the city of São Paulo: Mean Meteorological Characteristics and Pollution Effect. Aceito para publicação na **Atmospheric Research**, 2009.
- MOSCATI, M. C. L. **Variabilidade da Precipitação no Litoral Leste da Região Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE-5283-TDI/453, 1991.
- MOSCATI, M. C. L.; GAN, M. A. Rainfall variability in the rainy season of semiarid zone of Northeast Brazil (NEB) and its relation to wind regime. **International Journal of Climatology**, n. 27, p. 493-512, 2007
- NASCIMENTO, E. L.; AMBRIZZI, T. The Influence of Atmospheric Blocking on the Rossby Wave Propagation in Southern Hemisphere Winter Flows. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, n. 2, p. 139-159, 2002.
- NATIONAL GEOGRAPHIC MAGAZINE. The driest place on earth. Disponível em <<http://ngm.nationalgeographic.com/ngm/0308/feature3/index.html>>. Acesso em 20 jan. 2009, 19:43:32.
- NOBRE, C.A.; SELLERS, P.J.; SHUKLA, J. Amazonian Deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957 - 988, 1991.
- NOGUÉS-PEAGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, vol. 125, p. 279-291, 1997.
- NIETO FERREIRA, R.; SCHUBERT, W. H. Barotropic Aspects of ITCZ Breakdown. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 261-285, 1997.
- NIETO-FERREIRA, R. N.; RICKENBACH, T. M.; HERDIES, D. L.; CARVALHO, L. M. V. Variability of South American convective cloud systems and tropospheric circulation during January–March 1998 and 1999. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 961-973, 2003.
- OLIVEIRA, A. S. **Interações entre Sistemas Frontais na América do Sul e Convecção na Amazônia**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE-4008-TDL/239, 134 p., 1986.
- OLIVEIRA, A. O.; SARAIVA, J. M. B. Efeitos de um bloqueio atmosférico no campo de precipitação e temperatura no

- Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, 2000, **Anais ...** Rio de Janeiro, CD-ROM.
- OLIVEIRA, A. P. de; FITZJARRALD, D. R. The Amazon River Breeze and the Local Boundary Layer: I – Observations. **Boundary Layer Meteorology**, v. 63, n. 1-2, p. 141-162, 1993.
- PAIXÃO, E. B. **Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior sobre o Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade de São Paulo, IAG-USP, 89 pg., 1999.
- PALMÉN, E.; NEWTON, C. W. **Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation**. New York: Academic Press, 603 p., 1969.
- PEIXOTO, J. P.; A. H. OORT, 1992: **Physics of Climate**. American Institute of Physics, 520 pp.
- PEREIRA FILHO, A. J.; HAAS, R.; AMBRIZZI, T. Caracterização de eventos de enchentes na bacia do Alto Tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de mesoescala. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, 2002, Foz do Iguaçu, PR, CD-ROM.
- QUADRO, M. F. de L. **Estudo de Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul ZCAS sobre a América do Sul**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, 1994.
- RAMAGE, C. S. **Monsoon Meteorology**. Academic Press, New York, 296 pg., 1971.
- RAMIREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos de altos níveis no Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 109 pg., 1996.
- RAO, G. V.; ERDOGAN, S. The atmospheric heat source over the Bolivian plateau for a mean January. **Boundary Layer Meteorology**, v. 46, p. 13–33, 1989.
- RAO, V.B.; HADAK. Characteristics of Rainfall over Brazil Annual Variations and Connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, p. 81-91, 1990.
- RASMUSSEN E. The Polar Low as an Extratropical CISK Disturbance. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 105, p. 531-549, 1979.
- REBOITA, M. S. **Normais Climatológicas Provisórias de Rio Grande, no período de 1991 a 2000**. Monografia de Graduação em Bacharelado em Geografia, 2001.
- REBOITA, M. S. **Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade**. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG-USP, 359 pg., 2008.
- REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T. Monitoramento dos Ciclones Extratropicais no Hemisfério Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14, 2006, **Anais...** Florianópolis, SC, CD-ROM.
- REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; DA ROCHA, R. P. Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48-55, 2009a.
- REBOITA, M.S.; DAROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T.; SUGAHARA S.. South Atlantic Ocean Cyclogenesis Climatology Simulated by Regional Climate Model (RegCM3). **Climate Dynamics**, doi:10.1007/s00382-009-0668-7, 2009b.
- REBOITA, M. S.; NIETO, R.; GIMENO, L.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Cutoff-Low Systems: Comparison NCEP versus RegCM3. In 2nd International Lund RCM Workshop, Lund University, Suécia, 4-8 de maio de 2009c.
- REED R. J. Cyclogenesis in Polar Air Streams. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 38-52, 1979.
- RIEHL, H. Venezuelan rain systems and the general circulation of the Summer tropics II: Relations between low and high latitudes. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 11, p. 1421-1433, 1977.
- RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de Frentes Frias no Litoral de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.22, n. 2, p. 135-151, 2004.
- ROPELEWSKI, C. F.; JANOWIAK, J. E.; HALPERT, M. S. The analysis and display of real time surface climate data. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 1101-1106, 1985.
- SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, J. Mesoscale convective systems over southeastern South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 1290-1309, 2007.
- SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. South America. In: Meteorology of the Southern Hemisphere. Eds. Karoly D. J.; Vicent, D. G. American Meteorological Society, **Meteorological Monographs**, v. 27, n. 49, p. 119-139, 1998.
- SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1355-1364, 1989.
- SAULO, C.; RUIZ, J.; SKABAR, Y. G. Synergism between the Low-Level Jet and Organized Convection at Its Exit Region. **Monthly Weather Review**, v. 135, p.1310-1326, 2007.
- SHI, W; HIGGINS, R. W.; YAROSH, E.; KOUSKY, V. E. The Annual Cycle and Variability of Precipitation in Brazil. NCEP/Climate Prediction Center Atlas N° 9, 2000. Disponível em <http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/research_papers/ncep_cpc_atlas/9>. Acesso em 8 jan. 2009, 16:30:30.
- SILVA, L. A. **A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 131 pg., 2005.
- SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 133-150, 1987.

- SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 2689–2707, 1983.
- SINCLAIR, M. R. An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 2239–2256, 1994.
- SINCLAIR, M. R. A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, p.1601-1619, 1995.
- SINCLAIR, M. R. Reply. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 2615-2618, 1996.
- SOUZA FILHO, F. A. Variabilidade e mudança climática nos semi-áridos brasileiros. In: TUCCI, C. E. M.; BRAGA, B. (Org.). **Clima e Recursos Hídricos no Brasil**. Coleção ABRH, 2003.
- SUGAHARA, S.; DA ROCHA, R. P.; RODRIGUES, M. L. Condições atmosféricas de grande escala associadas a jato de baixos níveis na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8, 1994, **Anais...** Belo Horizonte, MG, 573-577.
- VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Américas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, D8, p. 959-9613,1987.
- VERA, C. S.; E CO-AUTORES. The South American Low-Level Jet Experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, p. 63–77, 2006a.
- VERA, C.; HIGGINS, W.; AMBRIZZI, T.; AMADOR, J.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUES-PAEGLE;. SILVA DIAS, P. L; ZHANG, C. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate**, v. 19, p. 4977-5000, 2006b.
- WEBSTER, P. J. Response of the tropical atmosphere to local, steady forcing. **Monthly Weather Review**, v. 100, p. 518–541, 1972.
- YAMAZAKI, Y; RAO, V. B. Tropical cloudiness over South Atlantic Ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 55, n.2, p. 205-207, 1977.
- ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a Monsoon Climate Exist Over South America? **Journal of Climate**, v.11, n.5, p.1020-1040, 1998.