

19 | MONÇÃO NA AMÉRICA DO SUL

*Manoel Gan,
Luís Ricardo Rodrigues,
Vadlamudi Brahmananda Rao*

Várias regiões na faixa tropical do globo caracterizam-se por um regime de circulação, particularmente de ventos e precipitação, chamado de sistema de monção. Nessas regiões, mais de 2 bilhões de pessoas vivem em países em desenvolvimento, cujo principal fator econômico é a agricultura. Além da agricultura, uma crescente preocupação com o uso da água, seja no dia a dia, seja na sua transformação em energia por meio de hidrelétricas, mostra a importância de se conhecer as variabilidades intrassazonal, sazonal, interanual e de longo prazo da circulação atmosférica de uma determinada região nesse regime.

A DEFINIÇÃO mais simples de monção é: uma determinada região está sob circulação de monção quando reversões sazonais na direção do vento causam verões chuvosos e invernos secos (Moran; Morgan, 1986). A região central da América do Sul apresenta um ciclo anual de precipitação bem definido, com seis meses secos e seis chuvosos (Fig. 19.1), e 90% dessa precipitação ocorrem durante os meses mais quentes do ano. Apesar dessa constatação, no passado não era considerado que essa região tivesse uma circulação de monção, devido ao fato de os ventos em baixos níveis não reverterem sua direção durante a mudança da estação seca para a chuvosa e vice-versa. Em estudos recentes, a região central da América do Sul

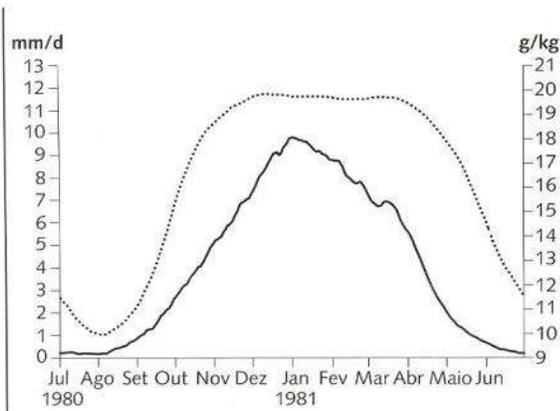
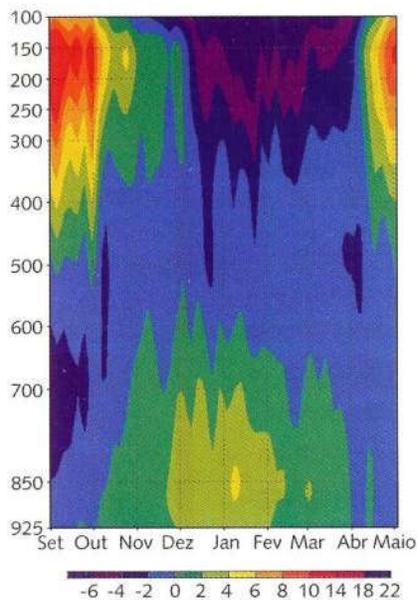


Fig. 19.1 Ciclo anual da precipitação diária (mm/dia – linha contínua) e da umidade específica (g/kg – linha tracejada) em 925 hPa para a região entre 10°S-20°S; 50°W-60°W, para o período de 1979 a 1997. Os valores diários foram suavizados usando-se uma média corrida de 31 dias. Fonte: adaptada de Gan, Kousky e Ropelewski, 2004.

Fig. 19.2 Seção vertical do vento zonal climatológico médio ($m s^{-1}$) entre as latitudes 10°S-15°S, e as longitudes 60°W-65°W



apresenta algumas características similares à circulação de monção observada em outras partes do globo.

O DESENVOLVIMENTO do sistema de monção na América do Sul começa durante a primavera, com o aumento da convecção sobre o noroeste da bacia Amazônica em meados de setembro, quando avança para o Sudeste, até atingir a longitude de 48°W (região Sudeste do Brasil) em novembro. A precipitação máxima ocorre durante o verão (dezembro a fevereiro), com o desenvolvimento de convecção profunda sobre a maior parte da região tropical da

América do Sul. O transporte de umidade do oceano Atlântico, associado à sua reciclagem sobre a floresta tropical, mantém a precipitação máxima sobre o Brasil Central, favorecendo a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante os meses de verão. A fase de decaimento da monção começa no final do verão, quando a convecção desloca-se gradualmente para o equador. Durante o outono, o transporte de umidade em baixos níveis, proveniente do oeste da Amazônia, enfraquece devido às frequentes incursões de ar seco e frio proveniente das latitudes médias sobre o interior da região subtropical da América do Sul.

GAN, Kousky e Ropelewski (2004) estudaram as mudanças na circulação atmosférica da América do Sul durante os períodos de transição da estação seca para a chuvosa e vice-versa, na região Centro-Oeste do Brasil (50°W-60°W; 10°S-20°S), considerando 22 anos de dados (1979 a 2000). Encontraram variações na circulação atmosférica, como a inversão do vento zonal no início e no término da estação chuvosa, na região Centro-Oeste do Brasil. Seus resultados mostram que os ventos são de leste (oeste) nos baixos (altos) níveis durante a estação seca, e de oeste (leste) na estação chuvosa (Fig. 19.2). Assim, o cisalhamento vertical do vento zonal, que é de oeste durante a estação seca, passa a ser de leste na estação chuvosa. A análise do diagrama Hovmöller (sessão longitude x tempo) da inversão do vento zonal nos baixos níveis (Fig. 19.3) pode dar uma ideia de como se propaga o início da estação chuvosa. Nessa análise, observa-se que o sistema de monção inicia-se no começo de setembro, próximo aos Andes, e propaga-se para o Sudeste, atin-

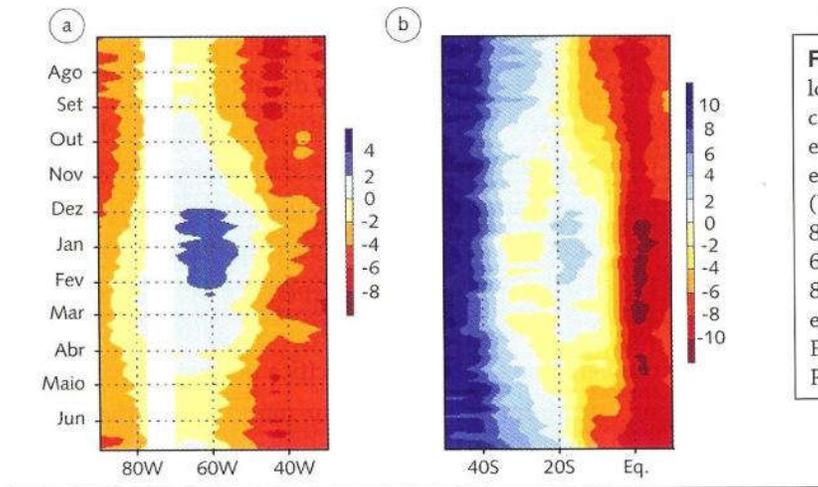


FIG. 19.3 Seção tempo *versus* longitude (a) do vento zonal (m s^{-1}) climatológico em 850 hPa médio entre as latitudes 20°S - 10°S , e seção tempo *versus* latitude (b) do vento zonal (m s^{-1}) em 850 hPa médio entre as longitudes 60°W - 50°W . Áreas onde o nível de 850 hPa fica abaixo da superfície estão em branco
Fonte: adaptada de Gan, Kousky e Ropelewski, 2004.

gindo 48°W em dezembro. Essa característica também foi identificada por Kousky (1988) e Marengo et al. (2001), sendo similar ao que ocorre na Austrália, onde, porém, a estação chuvosa tem início em dezembro e dura apenas dois meses. Outro fator importante na região Centro-Oeste do Brasil é a mudança na direção do fluxo de umidade integrado verticalmente. Durante a estação seca, este é perpendicular à Cordilheira dos Andes ao norte de 10°S , e, em torno de duas pñtadas antes do início da estação chuvosa, ele começa a girar para sudoeste, favorecendo o transporte de umidade da Amazônia para a região Centro-Oeste (Fig. 19.4).

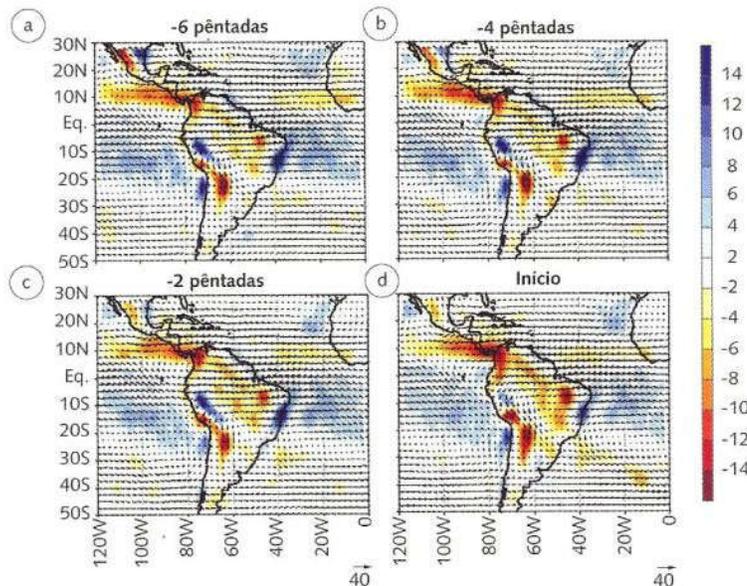


FIG. 19.4 Fluxo de umidade (vetores) e divergência de umidade (em cores) em 850 hPa para 6 (a), 4 (b) e 2 (c) pñtadas antes, e a do início da estação chuvosa (d)

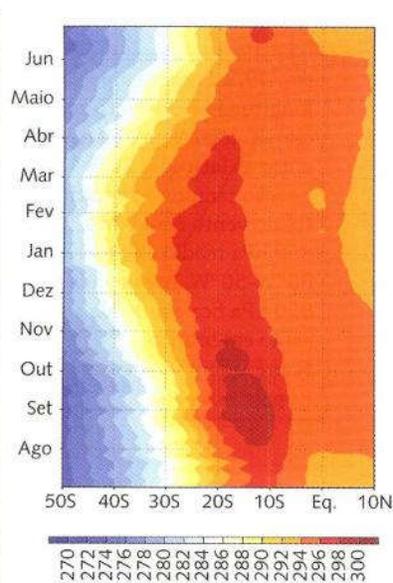
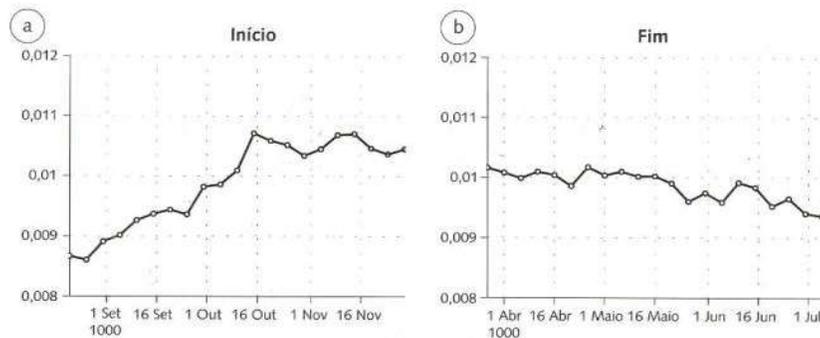


FIG. 19.5 Seção tempo versus latitude da temperatura (K) média em 925 hPa entre as longitudes 60°W-50°W. Fonte: adaptada de Gan, Kousky e Ropelewski, 2004.

UM AUMENTO no campo de temperatura nos baixos níveis foi observado por Gan, Kousky e Ropelewski (2004) na região Centro-Oeste durante os meses de agosto e setembro, o que implica um aquecimento na baixa troposfera durante o período seco e um ligeiro resfriamento logo após o início da estação chuvosa (Fig. 19.5). O máximo de temperatura forma um gradiente de temperatura negativo, contribuindo para a mudança da direção do vento zonal nos baixos níveis. Os autores verificaram também que a umidade específica nos baixos níveis possui um mínimo no inverno e um máximo no verão austral, porém, o aumento da umidade inicia-se antes do início da estação chuvosa (Fig. 19.6).

OUTRA característica de monção observada na circulação dos ventos nos altos níveis é a mudança de um escoamento zonal no inverno para um ondulatório no verão, resultando na formação de um anticiclone sobre o altiplano boliviano, conhecido como Alta da Bolívia (AB), e de um cavado na região Nordeste do Brasil. O desenvolvimento desse anticiclone inicia-se em torno de 6 pântadas antes do início da estação chuvosa no Centro-Oeste do Brasil, sobre o setor norte da região Amazônica, desloca-se para o sul e intensifica-se à medida que a convecção aumenta sobre a região tropical da América do Sul (Fig. 19.7).

FIG. 19.6 Umidade específica (g/Kg) média na área entre 65°W-50°W e 15°S-10°S para o período antes e após o início (a) e o final (b) da estação chuvosa. Fonte: adaptada de Gan, Kousky e Ropelewski, 2004.



19.1 DEFINIÇÃO DE MONÇÃO E COMPARAÇÃO COM A CIRCULAÇÃO NA REGIÃO CENTRAL DA AMÉRICA DO SUL

Existem na literatura diferentes maneiras para definir se uma determinada região tem uma circulação de monção. A mais simples, conforme já assina-

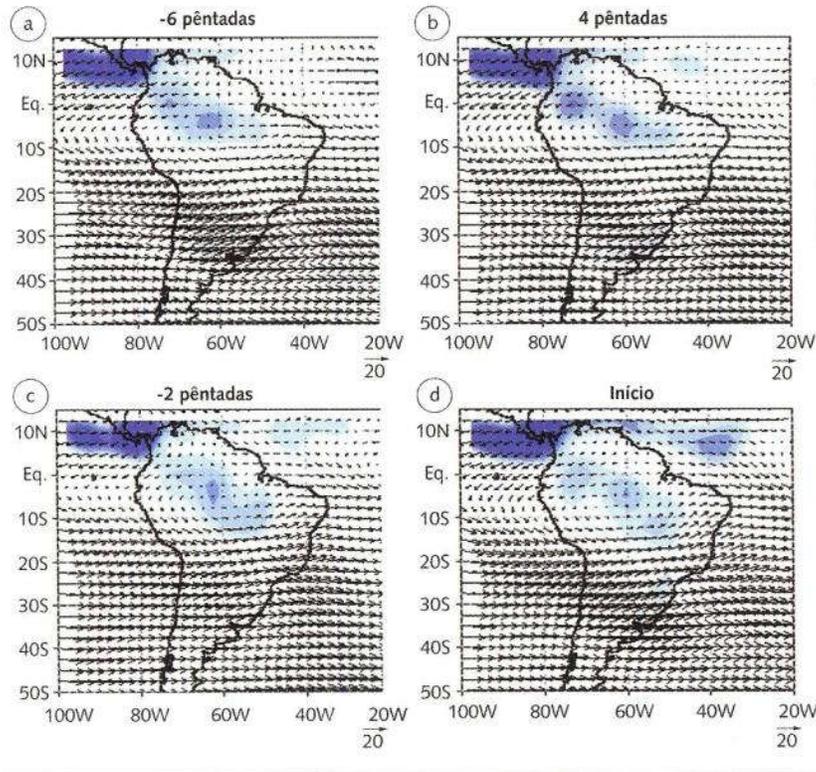
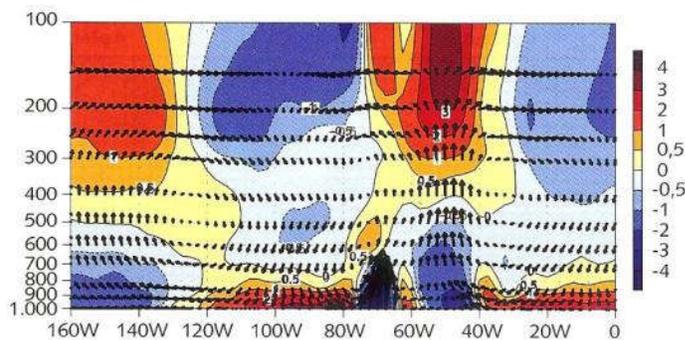


FIG. 19.7 Vetor vento (m/s) e divergência (cores) em 200 hPa para 6 (a), 4 (b) e 2 (c) pëntadas antes, e a do início da estação chuvosa (d)

lado, é dada por Moran e Morgan (1986): uma região está sob circulação de monção quando reversões sazonais na direção do vento causam verões chuvosos e invernos secos.

SEGUNDO esses autores, essa circulação forma-se devido ao aquecimento diferenciado entre continentes e oceanos, por causa da diferente capacidade que ambos têm de armazenar calor. O aquecimento diferencial entre o oceano e o continente contribui para a formação de um sistema de baixa pressão estabelecido sobre o continente nos meses mais quentes do ano (primavera e, principalmente, verão), criando um gradiente horizontal de pressão no sentido oceano-continente. O ar úmido oriundo do oceano, ao entrar em contato com o continente quente, é aquecido e ascende. Durante sua ascensão, resfria-se adiabaticamente e condensa, formando nuvens e causando precipitação. A liberação de calor latente, associada ao processo de condensação, intensifica ainda mais a convecção e, conseqüentemente, a precipitação. O ar, ao alcançar os altos níveis, diverge e descende sobre o oceano, em uma superfície relativamente fria, completando, desse modo, a circulação leste-oeste de monção. De acordo com essa definição, pode-se considerar que a região central da América do Sul possui grande parte das características de uma circulação de monção, pois nela, durante o verão, surge essa circulação leste-oeste (Fig. 19.8).

FIG. 19.8 Seção pressão versus longitude da circulação divergente (K) média entre as longitudes 10°S-20°S, no período de DJF 1979-1995
 Fonte: adaptada de Gan, Kousky e Ropelewski, 2004.



QUANTO à reversão sazonal do vento, a região central da América do Sul apresenta somente uma reversão em relação ao vento zonal médio, com ventos de leste em baixos níveis (até 800 hPa) antes do início da estação chuvosa, e ventos de oeste em médios e altos níveis, isto é, cisalhamento vertical do vento zonal positivo (aumenta com a altura) (Fig. 19.2). Durante a estação chuvosa, o cisalhamento vertical ($\partial u/\partial z$) do vento zonal médio inverte-se, passando de positivo na estação seca para negativo na estação chuvosa. Além disso, o momento em que ocorre a mudança na direção do vento zonal em baixos níveis caracteriza o início e o fim da estação chuvosa.

OUTRA definição de monção muito citada na literatura é sugerida por Ramage (1971), segundo o qual, para ser considerada como regime de monção, é preciso que a circulação se enquadre nos seguintes critérios:

- A mudança da direção do vento que prevalece em pelo menos 120° deve ocorrer entre janeiro e julho.
- A frequência média da direção do vento que prevalece em janeiro e julho deve exceder 40%.
- O vento resultante médio deve exceder 3 ms^{-1} em, pelo menos, um dos meses.
- Deve ocorrer menos de uma alternância entre ciclone e anticiclone a cada dois anos, em cada mês, em um retângulo de 50° de latitude-longitude.

DE ACORDO com esses critérios, a região central da América do Sul não seria considerada uma circulação de monção. As regiões nos trópicos que atendem a esses critérios estão localizadas entre 25°S e 35°N de latitude e 30°W e 170°W de longitude, onde estão os continentes africano, asiático e a Oceania (Fig. 19.9). Ramage atribuiu a ausência de circulação de monção na América do Sul a dois fatores: 1) continente

muito estreito em sua parte extratropical, o que limitaria a área onde as altas polares estacionárias ou os ciclones térmicos poderiam se formar; e 2) a persistência da ressurgência ao longo da costa oeste da América do Sul, a qual manteria a temperatura da superfície do mar mais baixa do que a temperatura da superfície do ar do continente durante todo o ano.

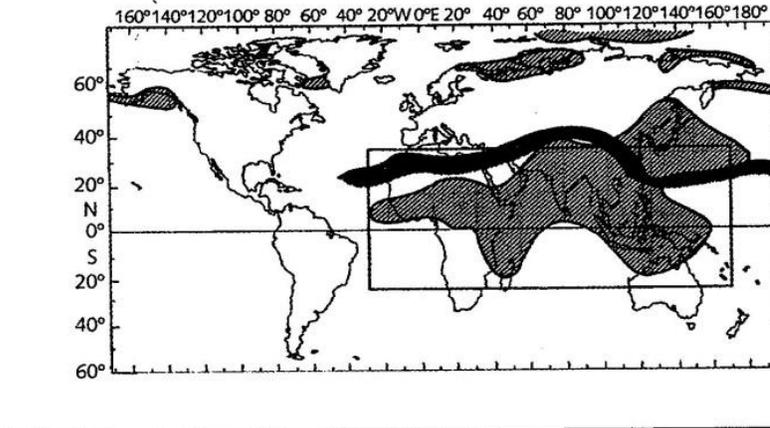
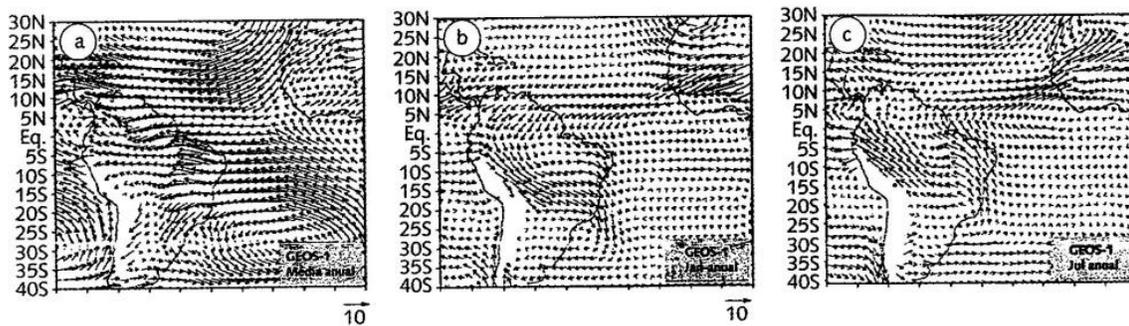


FIG. 19.9 Regiões mundiais de monção segundo Ramage (1971). As áreas pintadas mais claro mostram a localização onde os critérios (1) - (3) são satisfeitos, e a área pintada mais escuro mostra o limite norte, onde o critério (4) é satisfeito. O retângulo delimita a região de monção

COM BASE na evolução sazonal de algumas características da circulação atmosférica, Zhou e Lau (1998) mostram que o sistema de monção existe sobre a América do Sul. Para esses pesquisadores, a reversão sazonal na direção do vento nos baixos níveis ocorre quando a componente anual média é retirada (Figs. 19.10b e 19.10c). Durante o verão austral, após remover o ciclo anual, o escoamento de nordeste em baixos níveis, associado à Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN), entra na região tropical da América do Sul (Fig. 19.10b). Após entrar no continente, o vento em baixos níveis muda de direção de nordeste para noroeste, devido à conservação de vorticidade absoluta e ao efeito de barreira provocado pela Cordilheira dos Andes, convergindo então na região central da América do Sul, onde se encontra a baixa térmica do Chaco. No inverno austral, esse escoamento em baixos níveis torna-se oposto.

FIG. 19.10 Dados climatológicos do vento, no nível de 900 hPa, do sistema de assimilação de dados (DAS, em inglês) da versão 1 do *Goddard Earth Observing System* (GEOS-1): (a) vento anual médio; (b) vento climatológico de janeiro menos o vento anual médio; (c) vento climatológico de julho menos o vento anual médio

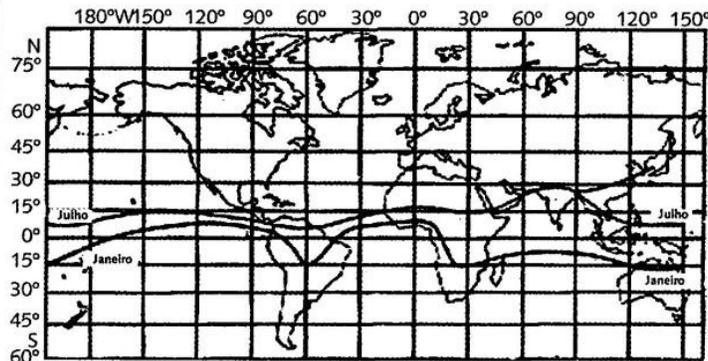
Fonte: adaptada de Zhou e Lau, 1998.



ESSA reversão sazonal na direção do vento em baixos níveis é uma das características que podem provar a existência da circulação de monção na América do Sul. Em altos níveis, uma circulação anticiclônica, conhecida como Alta da Bolívia (AB), é observada próximo da região de máxima precipitação no verão.

SEGUNDO a definição sugerida por Asnani (1993), uma região de monção é aquela na qual a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) varia, no mínimo, entre as latitudes de 5°N, em sua posição climatológica mais ao norte, e 5°S, em sua posição climatológica mais ao sul. A Fig. 19.11, que mostra a climatologia da ZCIT realizada por Asnani (1993) para os meses de janeiro e julho, demonstra que a região central da América do Sul satisfaz a definição acima. Além disso, observa-se que essa região central da América do Sul quase coincide com a região central da América do Sul proposta por Gan et al. (2004) como tendo uma circulação de monção.

FIG. 19.11 Posição da superfície da ZCIT em janeiro e julho
Fonte: adaptada de Asnani, 1993.



APESAR de não esclarecer em seu artigo, Asnani (1993) deve ter usado a atividade convectiva na região tropical da América do Sul para definir o posicionamento climatológico da ZCIT, uma vez que este é semelhante à climatologia para a mesma região feita por Waliser e Gautier (1993), os quais usaram a alta refletividade das nuvens, estimada por satélite, para localizar a ZCIT. Difere, no entanto, em relação ao encontrado por outros autores, com outras metodologias para delimitar a posição da ZCIT, como a convergência dos alísios em baixos níveis (Hastenrath, 1991).

GADGIL (2003) usou observações convencionais e imagens de satélite em um estudo sobre a monção na região da Índia, assinalando que existem dois modelos conceituais sobre o sistema de monção. O primeiro é tal como mostrado nas duas primeiras definições (Moran; Morgan, 1986; Ramage, 1971), e muitas vezes refere-se

à monção como uma “brisa gigante”. O segundo modelo está associado ao deslocamento sazonal da ZCIT, em resposta à variação sazonal da latitude de máxima insolação, como na definição de Asnani (1993). Estudos observacionais e numéricos sugerem que a segunda hipótese (migração da ZCIT) seja mais plausível do que a primeira (“brisa gigante”) (Gadgil, 2003).

SEGUNDO Sikka e Gadgil (1980 apud Gadgil, 2003), a região com nebulosidade, associada à monção da Índia, tem algumas características similares às observadas na ZCIT, tais como convergência de massa em baixos níveis, vortacidade ciclônica intensa acima da Camada Limite Planetária (CLP) e convecção profunda organizada. Além disso, na região da monção indiana, sistemas convectivos são observados em duas latitudes diferentes, uma sobre o continente aquecido e a outra sobre as águas mais quentes do oceano Índico (Fig. 19.12). Por causa dessas duas bandas de atividade convectiva, o autor refere-se à observada sobre o continente como Zona de Convergência Tropical (ZCT), para diferenciá-la da nebulosidade da ZCIT.

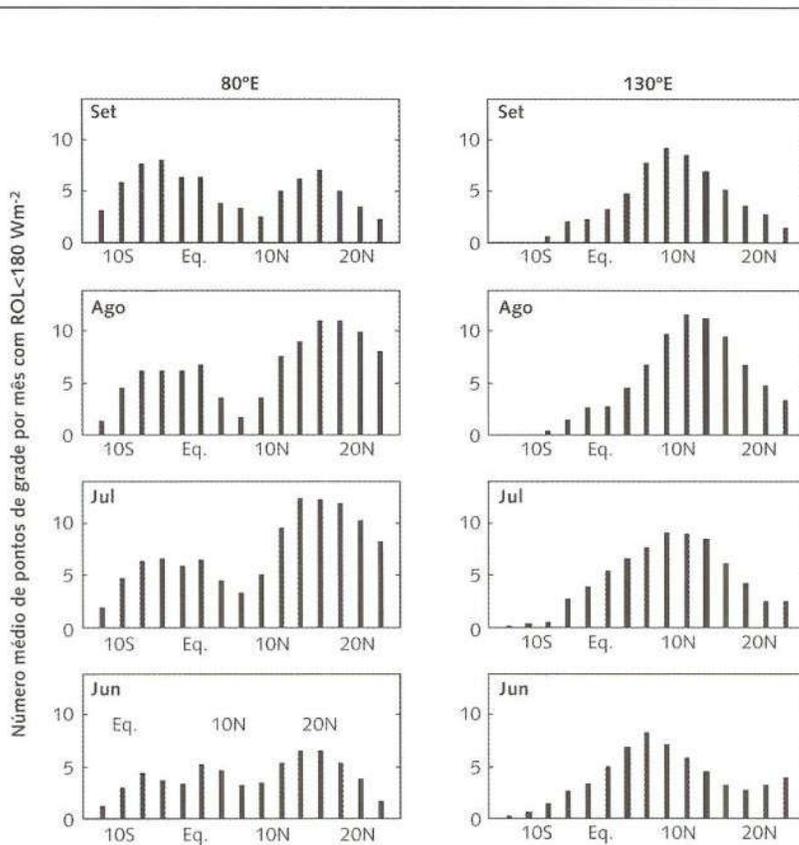


FIG. 19.12 Variação da ocorrência de dias em um mês com Radiação de Onda Longa (ROL) menor que 180 W m^{-2} versus latitude, nas longitudes de 80°E (longitude central da região da Índia) e 130°E (sobre o oceano Pacífico oeste), nos meses de junho a setembro. Fonte: adaptada de Gadgil, 2003.

MECHOSO et al. (2005) resumiram a circulação de monção na América do Sul associando a precipitação resultante da circulação de monção à ZCIT do Atlântico e à ZCAS, como mostrado em estudos de Gan, Kousky e Ropelewski (2004) e Marengo et al. (2001). Na Fig. 19.13a, vê-se que a Corrente de Jato de Baixos Níveis (CJBN) desempenha um papel importante no transporte de umidade da região amazônica (umidade proveniente, em grande parte, do oceano Atlântico e reciclada nessa região) até a parte central da América do Sul, e, conseqüentemente, aumenta a convergência do fluxo de umidade e a precipitação na região da baixa térmica do Chaco. Em altos níveis, a AB é observada próximo da região de máxima precipitação. Na Fig. 19.13b, observa-se a subsidência sobre o Pacífico associada à circulação de monção. Essa subsidência cria uma camada de estratos-cúmulos no lado oeste da América do Sul e tem características semelhantes às observadas sobre regiões de monção em outras partes do globo. Mechoso et al. (2005) concluíram também que a massa continental, a orografia e a temperatura da superfície do oceano definem as características da monção da América do Sul.

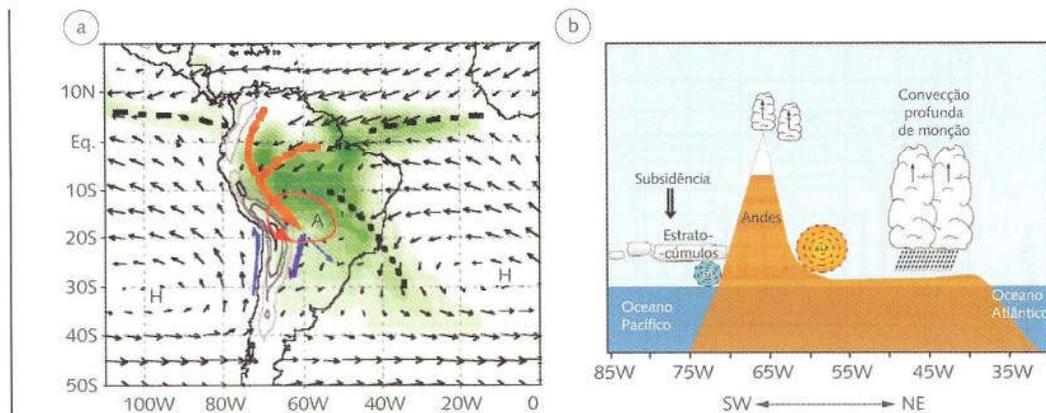


FIG. 19.13 (a) Esquema ilustrativo do sistema de monção na América do Sul. A parte sombreada indica a precipitação e a linha tracejada, as zonas de convergência. Os vetores menores indicam o vento em baixos níveis (900 hPa); o vetor maior indica a CJBN; H indica o Anticiclone Subtropical e A indica a AB. (b) Esquema da seção vertical do sistema de monção na América do Sul sobre uma linha de nordeste-sudoeste desse continente
Fonte: Mechoso et al., 2005.

19.2 DEFINIÇÃO DO INÍCIO DA ESTAÇÃO CHUVOSA

Uma característica importante na variação intrassazonal da nebulosidade na monção indiana é a propagação da nebulosidade para o norte, desde o oceano Índico até a região monçônica, em intervalos de duas

a seis semanas, a qual é acompanhada pela propagação sazonal para o norte da ZCIT (Fig. 19.14).

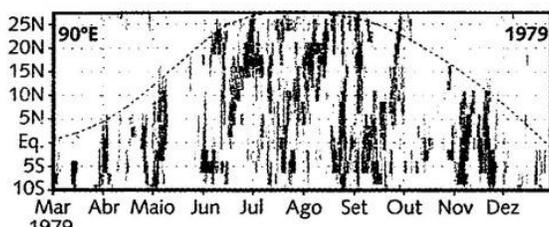


FIG. 19.14 Variação das grades com ROL menor que 200 e 180 $W m^{-2}$, em 90°E, durante os meses de março a dezembro de 1979. A curva sazonal também é indicada
Fonte: adaptada de Gadgil, 2003.

NA MONÇÃO da América do Sul, a ZCIT do oceano Pacífico, no início da estação chuvosa, localizada aproximadamente a 10°N, ajuda a desestabilizar a atmosfera e a organizar a convecção sobre o continente, especificamente na região noroeste da Amazônia. Essa convecção sobre o continente, ou seja, a ZCT da América do Sul, como proposto por Gadgil (2003) para a região da Índia, começa a propagar-se de noroeste para sudeste (Fig. 19.15a). No fim da estação chuvosa, quando a ZCT começa a deslocar-se na direção sudeste a noroeste, observa-se uma ligação entre a ZCT e a ZCIT do oceano Atlântico, como na monção indiana (Fig. 19.15b).

GAN, Kousky e Ropelewski (2004) notaram, em um período de 21 anos de dados, que o início, o fim e a duração de cada estação chuvosa na região central da América do Sul variam de ano para ano, como em outras regiões monçônicas (p.ex. na região da Índia). Segundo os autores, a estação chuvosa na região Centro-Oeste do Brasil não se inicia antes da pênstada centrada em 15 de setembro e nem depois da pênstada de 14 de novembro, e o término não ocorre antes da pênstada centrada em 3 de abril e nem depois da pênstada de 3 de maio, totalizando uma duração de, no mínimo, 30 pênstadas (150 dias) e, no máximo, 44 pênstadas (220 dias). Em média, o início ocorre na pênstada centrada em 15 de outubro, termina em 18 de março, e a duração é de 38 pênstadas (190 dias). Porém, o início da estação chuvosa tem uma maior variabilidade do que o fim, o que poderia estar associado aos sistemas dinâmicos de escala sinótica atuantes nessa região, os quais iniciariam e organizariam a convecção.

19.3 FASES ATIVAS E INATIVAS DA MONÇÃO

A precipitação associada à monção não é contínua durante toda a estação chuvosa, tendo uma sequência de fases ativas e inativas. A frequência e a intensidade das fases ativas e inativas variam de ano para ano; por isso,

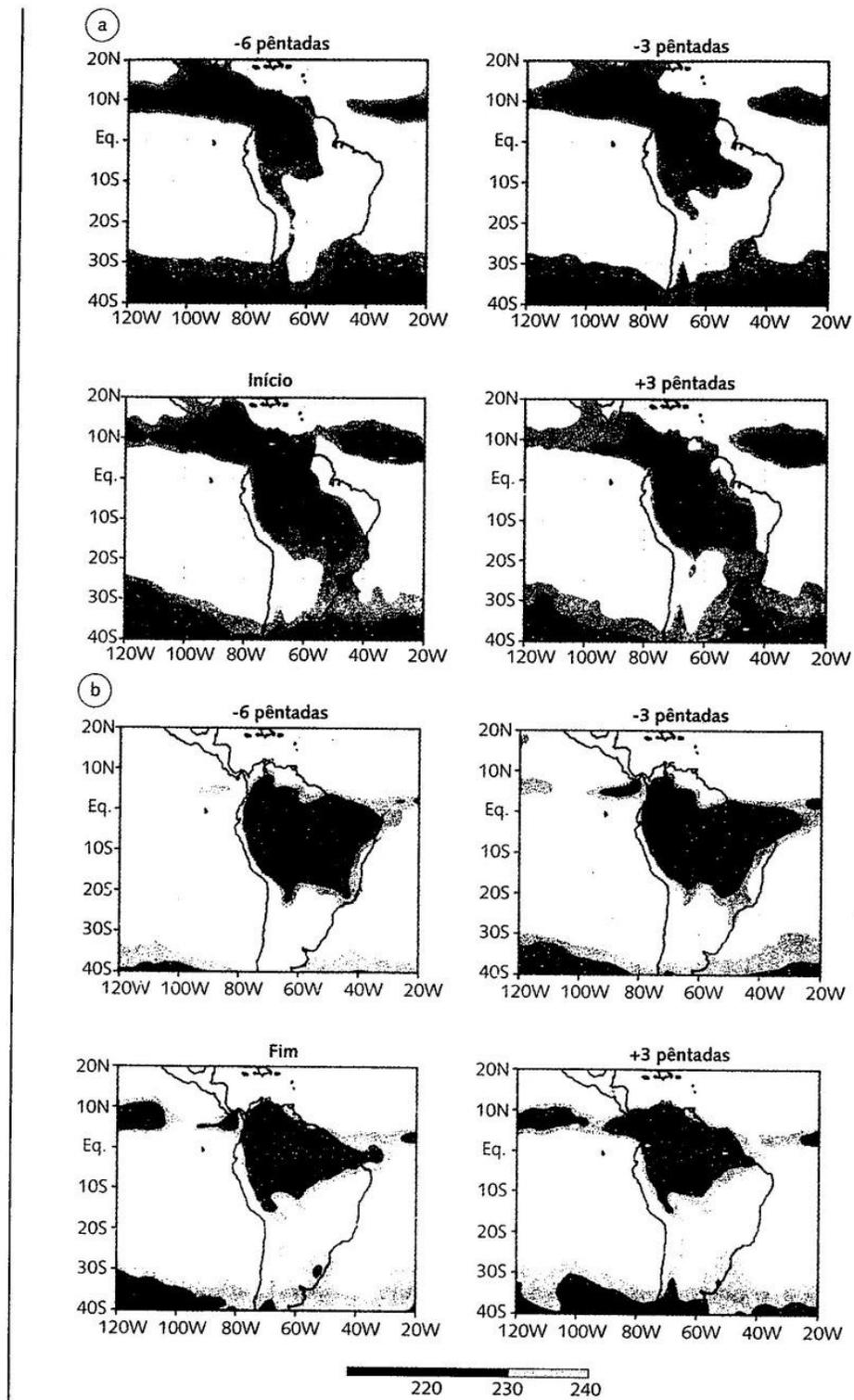


FIG. 19.15 Campo composto de ROL ($W m^{-2}$) para o período anterior, durante e posterior ao início (a) e ao fim (b) da estação chuvosa na região central da América do Sul
 Fonte: adaptada de Gan, Kousky e Ropelewski, 2004.

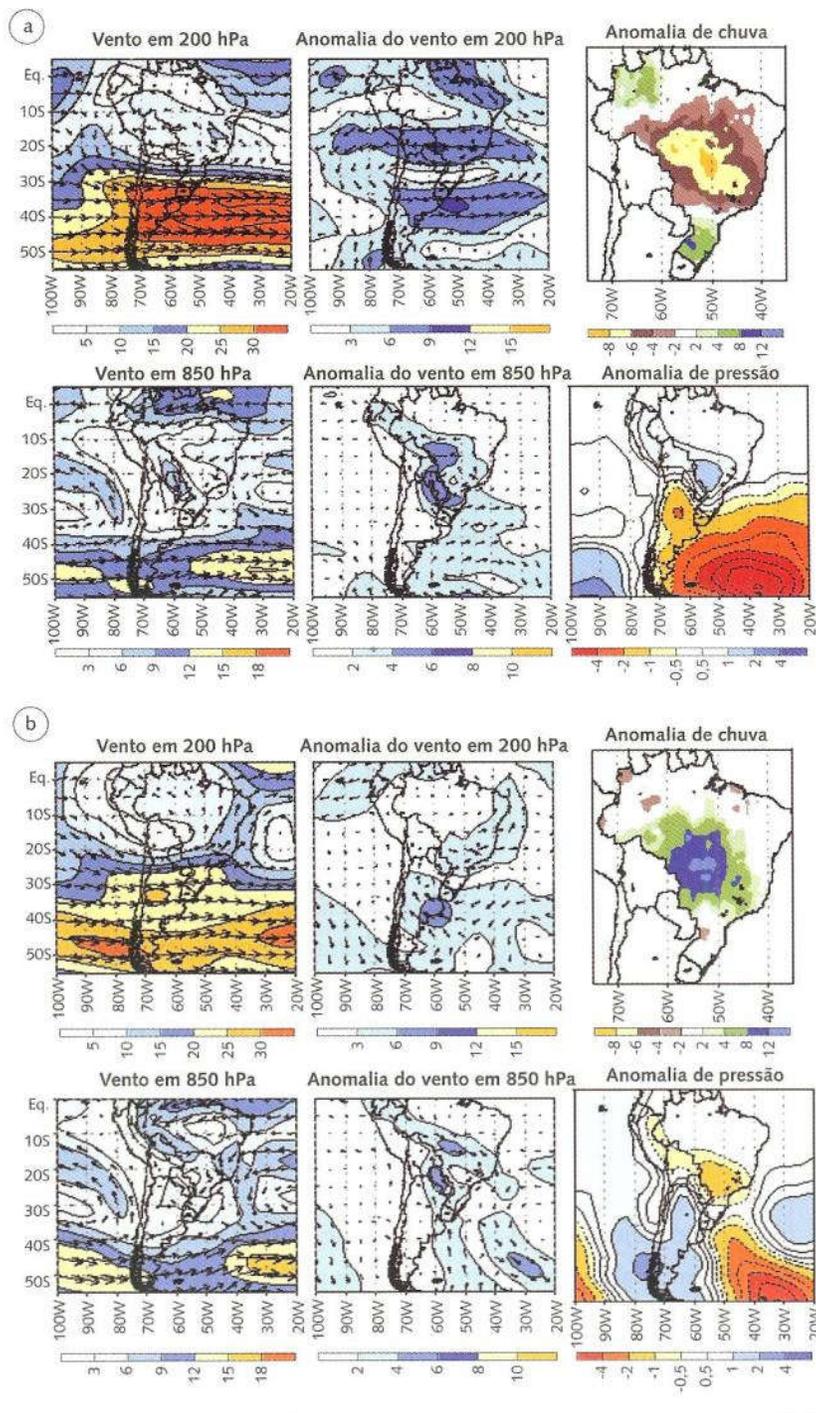
em alguns anos, a estação chuvosa pode ser mais úmida ou mais seca que a climatologia (chuvas acima e abaixo do normal, respectivamente). Durante o período de verão na América do Sul, quando a circulação de monção está na fase mais ativa, surgem dias com pouca ou com muita precipitação. Esses períodos estão associados ao vento zonal de leste em baixos níveis nos períodos secos, e aos ventos zonais de oeste nos períodos chuvosos. Os períodos secos podem estar associados à intensificação do JBN a leste dos Andes (Fig. 19.16).

COMO observado por Gadgil (2003), a fase ativa da monção indiana caracteriza-se pela presença de sistemas sinóticos (p.ex. ciclones tropicais, sistemas convectivos) formados sobre o oceano aquecido (baía de Bengala), que se dirigem para a região monçônica no continente (Fig. 19.17). A atuação de sistemas sinóticos (p.ex. sistemas frontais e vórtices ciclônicos em altos níveis) também foi observada por Gan, Kousky e Ropelewski (2004) e Grimm, Vera e Mechoso (2005), na região central da América do Sul. Esses sistemas, muitas vezes “embutidos” na ZCT, aumentam o total de precipitação na região monçônica, tanto na América do Sul quanto na Índia. Por outro lado, sua ausência diminui o total de precipitação, caracterizando o período inativo. Alguns estudos observaram que a atividade desses sistemas que modulam o regime de precipitação na região de monção é, de alguma forma, afetada pela Oscilação de Madden-Julian (OMJ).

TAIS fases ativas e inativas são acompanhadas de características atmosféricas anômalas, quase opostas entre si. Por causa disso, muitos meteorologistas usam outros critérios, além da própria precipitação, para caracterizar um período ativo ou inativo. Por exemplo, em períodos ativos (inativos) na região central da América do Sul, Gan, Kousky e Ropelewski (2004) observaram que, além da anomalia positiva (negativa) no campo de precipitação, ocorrem anomalias nos campos de pressão e circulação dos ventos em baixos e altos níveis (Fig. 19.16).

NO PERÍODO ativo, na região central da América do Sul, foi observada anomalia negativa no campo de pressão atmosférica, anomalia ciclônica na circulação em baixos níveis e anomalia anticiclônica na circulação em altos níveis (Fig. 19.16b). No período inativo, observou-se o oposto (Fig. 19.16a). O período ativo foi associado a anomalias de ventos de oeste, enquanto o período inativo, a anomalias de ventos de leste, desde a região amazônica até a região Sudeste do Brasil. A explicação é que anomalias de ventos de leste observadas na estação chuvosa representariam uma diminuição da força da CJB, fonte do fluxo de umidade que alimenta a convecção na direção da região Sudeste do Brasil, e um aumento do jato na direção da região Sul do Brasil.

FIG. 19.16 (a) e (b) Paineis superior e inferior: vento médio e anomalia em 200 hPa (m/s), e anomalia da precipitação (mm/dia); Paineis inferior: vento médio e anomalia em 850 hPa (m/s), e anomalia da pressão ao nível do mar (hPa) para os 20 dias mais secos (a) e mais chuvosos (b) do mês de janeiro dos anos de 1979 a 1997, na região Centro-Oeste do Brasil



ESSA última característica foi usada por Jones e Carvalho (2002) para estudar as variações intrassazonais (10 a 70 dias) da circulação em baixos níveis nos períodos ativos e inativos da monção na região central da América do Sul. Os resultados foram similares aos mostrados anteriormente (Gan; Kousky; Ropelewski, 2004), ou seja, anomalias de

ventos de oeste estiveram associadas a períodos ativos da monção, enquanto anomalias de ventos de leste, a períodos inativos. Uma característica interessante observada nesse estudo foi o dipolo no campo de anomalia de precipitação entre as regiões central e noroeste da América do Sul (Fig. 19.18). Durante o regime de anomalia de ventos de oeste (fase ativa da monção), observou-se anomalia positiva de precipitação na região central da América do Sul, e anomalia negativa de precipitação na região noroeste. O oposto ocorreu durante o regime de ventos de leste. Os autores observaram uma semelhança no escoamento em baixos níveis entre as fases ativas (inativas) com as anomalias mensais durante um mês chuvoso (seco) de Zhou e Lau (1998).

NO ESTUDO de Rao, Cavalcanti e Hada (1996) e de Herdies et al. (2002), fez-se uma associação entre vento zonal e transporte meridional de umidade do oceano Atlântico, passando pela região amazônica, até a região de convecção. No segundo estudo, observaram-se dois regimes distintos no campo de ROL: um com eventos ZCAS, no qual ventos de oeste foram observados na região sul da Amazônia,

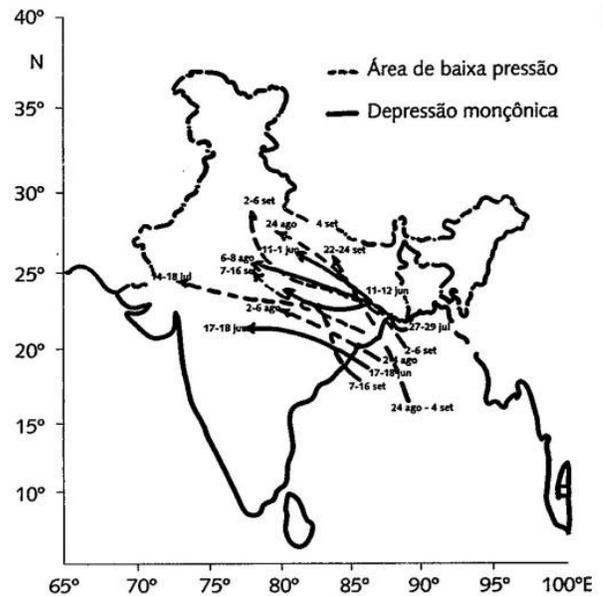
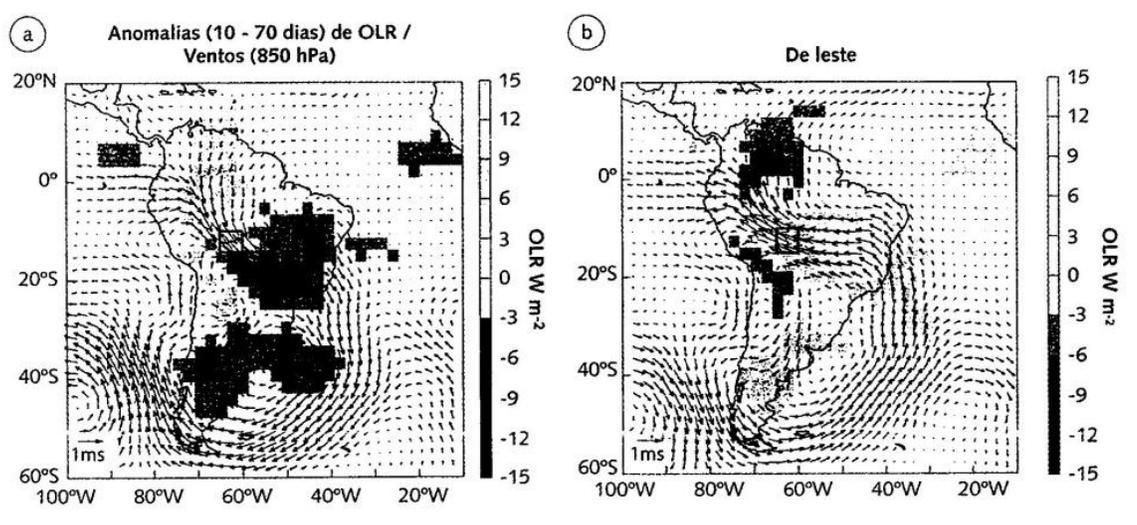


FIG. 19.17 Caminho dos sistemas de baixa pressão durante a estação de verão monçônica de 1999. Fonte: adaptada de Gadgil, 2003.

FIG. 19.18 Anomalias de ROL (sombreado) e vento (850 hPa) durante o regime de ventos de oeste (a) e leste (b), os quais caracterizaram as fases ativa e inativa da monção da região central da América do Sul. Fonte: adaptada de Jones e Carvalho, 2002.



e outro sem eventos ZCAS, com ventos de leste observados na mesma região. No primeiro caso, forte convergência de umidade e, consequentemente, anomalia negativa no campo de ROL, foram observadas na região da ZCAS (uma das componentes do sistema de monção da América do Sul), e fraca convergência e/ou divergência de umidade e anomalia positiva no campo de ROL, observadas na região Sul do Brasil, Uruguai e norte da Argentina. A forte convergência poderia ser explicada tanto pela presença de ventos de sul na região norte da Argentina e Paraguai, associados à circulação ciclônica observada nessa região durante eventos ZCAS, quanto pela forte componente de norte dos ventos observada na região central da Amazônia. No segundo caso, observou-se o oposto, ou seja, o vento zonal na região sul da Amazônia poderia indicar o transporte meridional de umidade para a região monçônica.

19.4 FLUXOS DE CALOR NA SUPERFÍCIE E UMIDADE NO SOLO

Xue et al. (2006) estudaram os impactos dos processos de superfície na estrutura e características do sistema de monção da América do Sul, assim como sua evolução no início da estação chuvosa. Nesse estudo, o Modelo de Circulação Geral (MCG) do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) foi rodado com duas parametrizações diferentes: uma com os processos de vegetação explícitos e a outra sem, a fim de estudar o comportamento dos fluxos de superfície. Na parametrização com processos de vegetação explícitos foram feitas três simulações diferentes, variando a condição inicial e a cobertura da terra. No caso da condição inicial, foram usados os dados de reanálise com e sem observações de umidade do solo. Com isso, verificou-se a importância da umidade do solo na simulação da circulação de monção. No caso da cobertura da terra, foram usados dois tipos de mapas: um com alta resolução e outro com resolução mais grosseira, para conhecer a importância da cobertura vegetal.

AMBAS as parametrizações (com e sem os processos de vegetação explícitos) mostraram resultados similares em escala global, porém diferenças significantes em escala regional, principalmente na simulação do calor sensível. Em escala regional, o gradiente de temperatura, o escoamento em baixos níveis e o transporte de umidade foram mais bem simulados com os processos explícitos de vegetação. Com isso, a evolução da precipitação na monção da América do Sul foi bem captada quando os processos de vegetação foram tratados explicitamente (Fig. 19.19). Entretanto, com observações de umidade do solo na condição inicial, o avanço da precipitação para sudeste na simulação foi ainda mais rea-

listico (Fig. 19.19). Portanto, nesse estudo, a representação explícita dos processos de vegetação propiciou uma melhor simulação dos fluxos de calor no solo, e foi possível ter uma melhor simulação da temperatura, da pressão na superfície e do escoamento em baixos níveis, os quais levam a uma melhor simulação das características regionais do sistema de monção da América do Sul, como, por exemplo, o transporte de umidade e, conseqüentemente, a precipitação (Tab. 19.1 e Fig. 19.19).

GRIMM, Pal e Giorgi (2007) estudaram a ligação das condições atmosféricas na primavera com a circulação atmosférica e, conseqüentemente, com a precipitação observada no verão, na região Centro-Leste do Brasil, a qual está contida em parte do núcleo da monção da América do Sul. Por meio de análise de correlação e experimento de sensibilidade com o modelo climático regional versão 3 (RegCM3), os pesquisadores observaram uma correlação inversa entre a precipitação na primavera e a temperatura do ar na superfície, no final da primavera, na região Centro-Leste do Brasil. Além disso, obtiveram uma correlação positiva entre a temperatura do ar na superfície no final da primavera, na região Sudeste do Brasil, com a precipitação no pico da estação chuvosa, na região Centro-Leste, sendo essas correlações maiores durante eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS), em relação a eventos não ENOS.

ESSES autores sugeriram a seguinte hipótese para tais correlações: condições de seca (*i.e.*, sem nebulosidade e precipitação) observadas durante a primavera na região Centro-Leste do Brasil levariam a condições de solo com menos umidade e a maior temperatura do ar na superfície, no final dessa estação. A orografia da região Sudeste do Brasil faria com que a temperatura nessa região aumentasse ainda mais. Em condições sem nebulosidade, isto é, maior Radiação de Onda Curta (ROC) incidente, há um aquecimento maior das águas oceânicas na costa da região Sudeste, elevando a Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Essas condições levariam ao abaixamento da pressão, a uma maior convergência e ao aumento da convecção na região Sudeste (Fig. 19.20a).

PORTANTO, é esperada uma circulação ciclônica anômala na região Sudeste do Brasil, que pode aumentar o fluxo de umidade da região amazônica para a região Centro-Leste (Fig. 19.20b) e, conseqüentemente, provocar um aumento na convergência do fluxo de umidade, condições favoráveis a um período de precipitação intensa durante o pico da estação chuvosa nessa região. O aumento da TSM também contribuiria, intensificando ainda mais a convecção na região.

COLLINI et al. (2008) também fizeram um experimento de sensibilidade às condições iniciais de umidade do solo com o modelo ETA, para estudar a relação entre essa variável e a precipitação no início

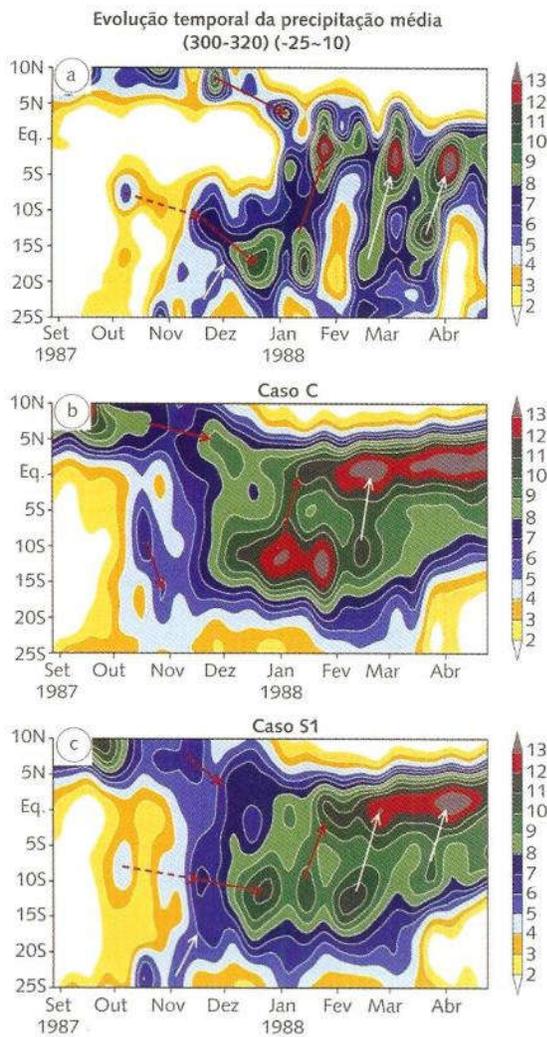


FIG. 19.19 Evolução temporal da precipitação média de 10 dias (mm d^{-1}) sobre a longitude de $40\text{-}60^\circ\text{W}$, de maio a setembro: (a) observação (reanálise); (b) parametrização sem processo de vegetação explícito (Caso C); (c) com processo de vegetação explícito, com condição inicial e mapa de cobertura da terra (Caso S1). Reanálise e mapa da cobertura de solo de alta resolução
Fonte: adaptada de Xue et al., 2006.

da estação chuvosa, na monção da América do Sul. Houve simulações para o mês de outubro de quatro anos diferentes, sendo um ano de El Niño (1982), um de La Niña (1983) e dois neutros (1981 e 1999). Para observar o efeito da umidade do solo, foram feitos três tipos de simulação, com 15%, 30% e 45% da umidade inicial, constituindo um conjunto de simulações com 12 membros. Apesar de a modificação da umidade do solo ter sido feita na condição inicial, seu efeito foi observado em toda a integração. Uma melhor resposta à variação na umidade do solo foi observada quando esta foi reduzida, em relação a quando foi aumentada.

No ESTUDO de Collini et al. (2008), o aumento e a diminuição de umidade do solo foram introduzidos para toda a região da América do Sul, diferentemente de Grimm, Pal e Giorgi (2007), que usaram a umidade do solo apenas para uma região específica (no núcleo da monção, por exemplo). Por outro lado, o *feedback* positivo entre as duas variáveis é evidente no estudo de Grimm, Pal e Giorgi (2007) (Fig. 19.20). Pouca relação foi observada entre a forçante de grande escala (ENOS) e a precipitação no início da estação chuvosa, como observado por Gan, Kousky e Ropelewski (2004).

COLLINI et al. (2008) sugeriram duas hipóteses para explicar o *feedback* positivo. A primeira, relacionada a efeitos locais, está associada a mudanças nos fluxos de superfície. Uma diminuição na umidade do solo levaria a um aumento do fluxo de calor sensível e a uma diminuição do fluxo de calor latente (evapotranspiração), e, conseqüentemente, a um aumento da razão de Bowen. Esses fluxos de calor na superfície tendem a aumentar a ROL perdida para o espaço (ROL torna-se mais negativa) e a ROC ganha pela superfície (ROC torna-se maior), pois uma menor cobertura de nuvens convectivas leva a uma diminuição do albedo, fazendo mais ROC alcançar a superfície. Além disso, alterações nos fluxos de calor em superfície levam a mudanças nas características da CLP, ou seja, o aumento do fluxo de calor sensível leva à formação de uma CLP mais quente e profunda, e a diminuição do fluxo de calor latente contribui para a formação de uma CLP mais seca.

TAB. 19.1 Precipitação e evaporação média sobre a América do Sul (mm mês⁻¹)

	Observação	Precipitação			Evaporação	
		Caso C	Caso S1	Caso S2	Caso C	Caso S1
Anual	114	137	123	121	11	83
Jan	144	180	162	163	128	95
Fev	158	187	180	175	128	97
Mar	141	178	170	162	121	93
Abr	149	151	146	140	108	84
Mai	111	128	109	110	107	80
Jun	92	98	90	86	91	75
Jul	91	84	81	80	90	73
Ago	64	76	73	71	91	71
Set	75	97	80	77	102	74
Out	102	136	107	116	116	81
Nov	119	150	127	126	124	90
Dez	128	175	149	149	130	93

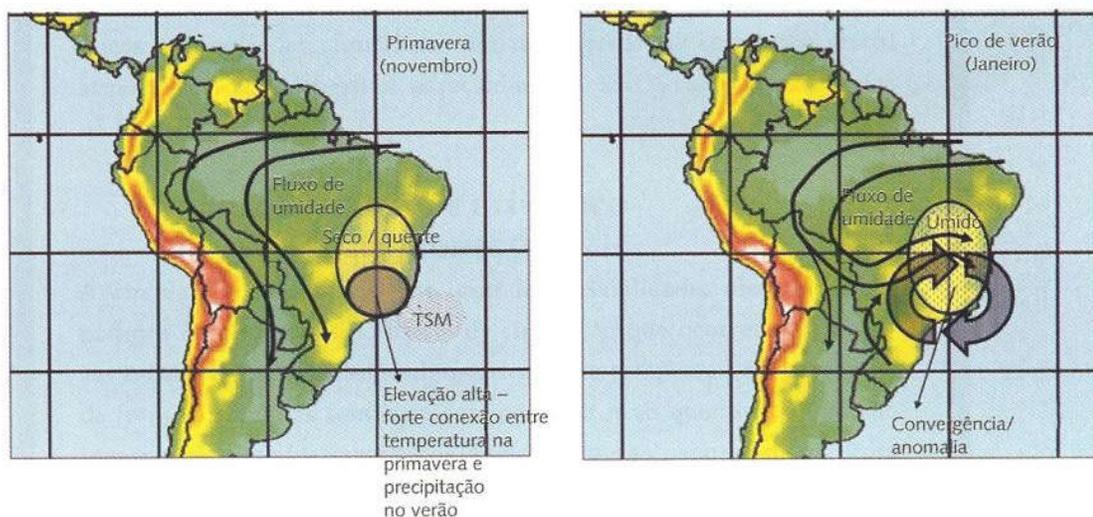
Fonte: Adaptado de Xue et al., 2006.

COM O aumento da temperatura e da umidade na CLP, a energia potencial disponível para convecção (CAPE) aumenta, ao passo que a energia de inibição da convecção (CINE) diminui. Com isso, aumenta a instabilidade da atmosfera. Portanto, a condição da instabilidade (estabilidade) depende de quanto a temperatura e a umidade aumentam (diminuem).

A SEGUNDA hipótese de Collini et al. (2008), relacionada a efeitos regionais, está associada ao transporte do fluxo de umidade. Uma CLP mais profunda intensifica o JBN e desloca a CLP para níveis mais

FIG. 19.20 Evolução esquemática das condições com primavera seca (a) para as condições com verão chuvoso no pico da estação chuvosa (b), na região Centro-Leste do Brasil, por meio do abaixamento da pressão, da convergência do escoamento e da anomalia ciclônica na região Sudeste do Brasil

Fonte: adaptada de Grimm, Pal e Giorgi, 2007.



elevados. Entretanto, por causa da baixa umidade na CLP, provocada pela baixa evapotranspiração, uma diminuição no transporte do fluxo de umidade e na convergência desse fluxo no núcleo da monção diminui a precipitação no núcleo da monção no início da estação chuvosa.