

CAPÍTULO 2

OBSERVAÇÕES AMBIENTAIS ATMOSFÉRICAS E DE PROPRIEDADES DA SUPERFÍCIE

Autores principais: Alice M. Grimm – UFPR e Gilvan Sampaio – INPE.

Autores colaboradores: Celso von Randow – INPE; Expedito Ronald Gomes Rebello – INMET; Francinete Francis Lacerda – ITEP/PE; Francisco de Assis Diniz – INMET; Gabriel Blain – IAC/SP; Guillermo Obregón – INPE; Iracema F.A. Cavalcanti – INPE; José Fernando Pesquero – INPE; Leila Maria Vespoli Carvalho – UCSB; Lincoln Muniz Alves – INPE; Manoel Ferreira Cardoso – INPE; Orivaldo Brunini – IAC/SP e Osmar Pinto Júnior – INPE.

Revisores: Gilberto Fisch – IEA/CTA e Maria Cristina Forti – INPE.

ÍNDICE

| | |
|---------------------------------------------------------------------|-----------|
| SUMÁRIO EXECUTIVO | 27 |
| 2.1 INTRODUÇÃO | 28 |
| 2.2. PADRÕES DE VARIABILIDADE NATURAL DO CLIMA | 29 |
| 2.2.1 REGIMES DE PRECIPITAÇÃO | 29 |
| 2.2.2 VARIABILIDADE INTERANUAL | 29 |
| 2.2.3 VARIABILIDADE INTERDECENAL E NO LONGO PRAZO | 34 |
| 2.2.4 MODO DE MUDANÇA CLIMÁTICA? | 35 |
| 2.3. OBSERVAÇÕES SOBRE MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA AMÉRICA DO SUL | 39 |
| 2.3.1. HIDROLOGIA: PRECIPITAÇÃO E VAZÕES | 39 |
| 2.3.2 TEMPERATURA | 43 |
| 2.3.3. EVENTOS EXTREMOS | 49 |
| 2.3.3.1 EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO | 49 |
| 2.3.3.2 EVENTOS EXTREMOS DE TEMPERATURA DO AR | 52 |
| 2.3.4 COMPONENTES DE RADIAÇÃO E BALANÇO DE ENERGIA | 53 |
| 2.3.5 PROBLEMAS DAS OBSERVAÇÕES | 54 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 55 |

SUMÁRIO EXECUTIVO

Tendo em vista as dimensões continentais do Brasil assim como a diversidade de seus regimes climáticos e das influências sobre seu clima, é necessário ressaltar a necessidade de estudos observacionais para bem conhecê-lo, em termos de características, mecanismos e variabilidade. O conhecimento do clima presente é o primeiro passo para se conhecer o clima futuro. Este se aproxima gradualmente a cada ano, de tal forma que a adaptação ao futuro próximo deve ser parte da solução do problema geral de adequação ao futuro distante.

Assim, a adaptação ao clima do próximo ano ou da próxima década, haja ou não aquecimento global e outras mudanças antrópicas, deve ser uma das prioridades nacionais, principalmente em países em desenvolvimento.

Vários estudos aqui descritos revelam o grande impacto da variabilidade interanual, que pode produzir alterações por um fator maior que 4 nas chuvas sazonais em certas regiões, como a Amazônia, aqui entendida como a bacia hidrográfica do Rio Amazonas e seus tributários. A maior fonte de variabilidade interanual são os eventos *El Niño* e *La Niña*. As variações decenais/interdecenais apresentam menor diferença entre fases opostas – alterações por até o fator 2 –, mas são relevantes em termos de adaptação, já que, por serem persistentes, podem causar tanto secas prolongadas, como décadas com mais eventos extremos de chuva.

Os modos de variabilidade interdecenal produziram forte variação climática na década de 1970, devido à superposição de efeitos da mudança de fase de diferentes modos climáticos. Portanto, análises de tendências em séries relativamente curtas de parâmetros de clima, que compreendem períodos anteriores e posteriores à década mencionada, não são conclusivas.

Mesmo análises de séries relativamente longas devem ser encaradas com cautela, tendo em vista que os resultados são extremamente dependentes do período analisado. A grande maioria das tendências detectadas na precipitação do Brasil pode ser explicada por alterações de fase em oscilações interdecenais e são, portanto, impróprias para serem consideradas provas de mudanças climáticas.

Por exemplo, as principais tendências detectadas são consistentes com a variação produzida na segunda metade do século XX pelo primeiro modo interdecenal de chuvas anuais. Este, por sua vez, está significativamente correlacionado ao modo de tendência de temperatura da superfície do mar, mas também com a oscilação multidecenal do Oceano Atlântico (OMA) e com a oscilação interdecenal do Oceano Pacífico (OIP ou IPO, em inglês). Estes resultados apontam tendências negativas no norte e oeste da Amazônia e positivas no sul da mesma, positivas no Centro-Oeste e Sul do Brasil, mas ausentes no Nordeste. A tendência de aumento da precipitação entre 1950 e 2000 no Sul do Brasil e em outras partes da baixa Bacia Hidrográfica dos rios Paraná e da Prata, principalmente entre os períodos anterior e posterior à década de 1970, aparece em outros modos interdecenais. Principalmente, está presente no quarto modo de chuvas anuais. Séries um pouco mais longas respaldam tal propensão, mas, na última década, ela registra inversão.

Para verificar se as tendências associadas com o primeiro modo interdecenal de precipitação são devidas apenas à mudança de fase da OMA ou se seriam parte de comportamento consistente de mais longo período, precisariam ser obtidas:

- i) séries mais longas de precipitação e
- ii) consistência entre estas tendências e as mudanças de precipitação apontadas nessas regiões pelas projeções climáticas feitas por numerosos modelos.

Portanto, é necessário esperar algum tempo para se ter certeza sobre tendências na precipitação do Brasil e, também, verificar sua consistência com projeções climáticas – o que, no momento, não ocorre, talvez por ter-se ainda falhas nos modelos. Da mesma forma, continua difícil se detectar mudanças antrópicas nos eventos extremos de precipitação, cujas variações também parecem estar mais relacionadas com oscilações climáticas naturais. Contudo, parece haver indicações de que tais mudanças, em grandes centros urbanos como São Paulo, seriam devidas aos efeitos da *ilha de calor urbana*, da ocupação vertical – que afeta a rugosidade da superfície terrestre – e a dinâmica da camada-limite, bem como à contribuição da poluição para modificações na microfísica de nuvens.

Estudos de tendência da temperatura do ar utilizando dados de estação sobre a América do Sul limitam-se, na sua maioria, ao período entre 1960 e 2000. Os resultados mais significativos se referem às variações de índices baseados na mínima diária. Eles indicam aumento de noites quentes e diminuição de noites frias na maior parte da América do Sul, com conseqüente diminuição da amplitude diurna da temperatura, especialmente na primavera e no outono.

Tais resultados são mais robustos para as estações localizadas nas costas leste e oeste dos continentes e são confirmados para as séries em períodos mais longos. Embora a influência da variabilidade dos oceanos Atlântico e Pacífico no comportamento das temperaturas do ar sobre a América do Sul no longo prazo precise ser levada em conta, a influência antrópica sobre seus valores extremos parece ser mais provável do que sobre os extremos de precipitação.

A enorme escassez de dados de estação sobre vastas áreas tropicais, como a Amazônia, o Centro-Oeste e o leste do Brasil, limitam o estabelecimento de conclusões acuradas para estas regiões. Estudos recentes mostraram que fatores como a mudança de uso da terra e a queima de biomassa podem influenciar a temperatura do ar nestas regiões, especialmente na Amazônia e Cerrado. Porém, não se conhece a magnitude e a extensão espacial do sinal dessas influências no longo prazo sobre a temperatura do ar em superfície. Já o efeito da mudança de uso da terra e da liberação de calor antrópico nos grandes centros urbanos sobre o fenômeno de *ilha de calor urbana* tem sido bem estudado e documentado.

Dados de análises reelaboradas desde 1948 fornecem evidência de que, durante o verão austral, a temperatura nos baixos níveis da atmosfera tem aumentado de forma mais acentuada em direção aos trópicos do que nos subtropicais da América do Sul. A temperatura média anual junto à superfície tropical apresentou, desde então, tendência positiva, enquanto que, nos subtropicais, há tendência negativa desde meados da década de 1990.

O aumento de temperatura do ar também foi verificado sobre o Atlântico Tropical, sugerindo que possam ter ocorrido mudanças no contraste Oceano-Atmosfera e, portanto, no desenvolvimento do sistema de monções. Tais alterações podem causar modificações no regime de precipitação e nebulosidade e criar *feedbacks* – ou retroalimentações – ainda desconhecidos da temperatura e do clima locais. Variações nos campos médios globais e na TSM entre antes e após o período conhecido como *climate shift*, no final dos anos 1970, podem ter exercido importante papel no regime de temperaturas atmosféricas e suas respectivas tendências. Elas precisam ser consideradas para que se possa avaliar corretamente o efeito do aquecimento global sobre a América do Sul.

Neste contexto, também é importante avaliar o impacto de oscilações climáticas naturais interdecenais sobre a temperatura do ar em território sul-americano.

2.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo do volume elaborado pelo GT1 para o Relatório de Avaliação Nacional 1, são apresentados resultados observacionais relativos a variações de parâmetros ambientais que podem representar efeitos da variabilidade climática natural de longo período e, em alguns casos, da ação humana.

As séries temporais são produto de interações complexas do sistema climático terrestre, representando um efeito combinado de oscilações intra e interanuais, decenais e interdecenais, e até de escalas de tempo maiores, tais como milhares a milhões de anos. Separar essas variações naturais das antrópicas não é uma tarefa fácil. Talvez nem seja possível, na maioria dos casos, tendo em vista que tais resultados são, geralmente, baseados em observações feitas durante períodos relativamente curtos, bem inferiores às escalas de tempo paleoclimatológicas tratadas no capítulo 4 deste volume.

Portanto, é necessário cautela na atribuição das causas das variações observadas. De qualquer maneira, quer sejam variações naturais que venham a ser revertidas após uma ou mais décadas, quer sejam tendências causadas por ação humana, tais variações necessitam ser conhecidas para que seja possível planejamento de adaptação de modo a enfrentá-las em seus aspectos negativos ou delas tirar o máximo proveito.

A magnitude, tanto das variações naturais como das mudanças climáticas antrópicas, tem repercussões para a sociedade, já que diversas atividades econômicas, particularmente a hidroeletricidade e a agricultura, são afetadas pelas variações de longo prazo – a do elemento climático precipitação, em particular.

2.2. PADRÕES DE VARIABILIDADE NATURAL DO CLIMA

É interessante caracterizar, no contexto deste capítulo, a variabilidade natural do clima na América do Sul, já que esta é bastante significativa e pode, muitas vezes, ser confundida com tendências climáticas associadas a alterações antrópicas. Essa variabilidade climática natural é um modulador de baixa frequência da variabilidade sinótica diretamente ligada aos sistemas de tempo e influencia também a frequência de eventos extremos. A caracterização desta variabilidade será feita exclusivamente quanto à precipitação, pois este é o elemento climático mais documentado.

Antes de apresentar as variações climáticas, este capítulo revisa, a seguir, os aspectos básicos dos regimes de precipitação na América do Sul, com foco no Brasil, para que a variabilidade climática possa ser enfatizada nas estações do ano em que apresenta maior impacto.

2.2.1 REGIMES DE PRECIPITAÇÃO

Na Figura 2.1 deste capítulo, um painel abrangente exhibe os regimes sazonais de precipitação da América do Sul (Grimm, 2011). A maior parte do Brasil está sob o efeito do regime de monção, coerente com volumes totais elevados de chuva no período de primavera e verão e valores baixos nos meses de outono e inverno.

A precipitação mais intensa começa na primavera no centro do Brasil (em torno de 10°S, onde a estação chuvosa é dezembro-janeiro-fevereiro, DJF) e avança para sul e para norte, de modo que em parte do Brasil a estação mais úmida é janeiro-fevereiro-março (JFM) e nas proximidades do equador é março-abril-maio (MAM), ou mesmo mais tarde. A rigor, a precipitação já é intensa no noroeste do Brasil antes do que em sua área central, não por ser parte da estação chuvosa do primeiro, mas sim porque, naquela região, a precipitação é intensa durante o ano inteiro. No Brasil central, a variação de precipitação entre as estações é influenciada pela migração sazonal do sistema de alta pressão do Atlântico Sul.

A monção começa a enfraquecer em março, à medida que a área de convecção profunda se desloca para noroeste. Sobre as regiões próximas à costa do Norte do Brasil, ela só perde força após abril, com o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o Hemisfério Norte. No Nordeste do Brasil, em sua porção norte, a estação chuvosa ocorre de março a maio, quando a Zona de Convergência Intertropical está em sua posição mais a sul.

No Norte do Brasil, ao norte do equador, o outono e inverno austrais constituem a estação chuvosa, enquanto o verão austral é relativamente seco. Nas partes leste e oeste desta região prevalece o outono austral como estação chuvosa, enquanto no centro prevalece o inverno austral.

Ao sul do equador, o inverno é a estação seca na faixa tropical (0-25°S), com exceção de regiões costeiras junto ao Atlântico. Na maior parte do Sul do Brasil, onde há disponibilidade de vapor de água durante todo o ano, condições dinâmicas na atmosfera favorecem máximos relativos de precipitação no outono, inverno e primavera em diferentes regiões, embora ocorra precipitação durante o ano inteiro. O Sul do Brasil é uma região de transição entre os regimes de monção de verão e de regime de inverno em latitudes médias, tendo sua precipitação bem distribuída ao longo do ano (Grimm, 2009a). Existem vários trabalhos atuais que descrevem a variabilidade do período chuvoso sobre a região monçônica, assim como os regimes de precipitação (e.g., Marengo *et al.*, 2001; Raia e Cavalcanti, 2008; Krishnamurthy e Misra, 2010; Nieto-Ferreira e Rickenbach, 2010; Reboita *et al.*, 2010; Carvalho *et al.*, 2011; Grimm, 2011). Neles, em geral, podemos verificar que as monções sul-americanas têm passado por várias transições nos últimos anos.

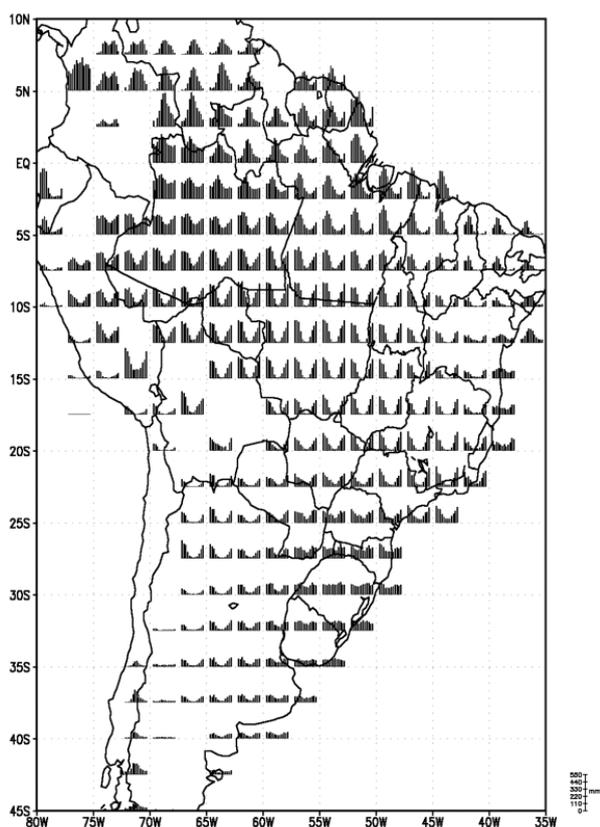


Figura 2.1 Ciclos anuais de precipitação em regiões de 2.5°×2.5° latitude-longitude, calculados com pelo menos 25 anos de dados no período de 1950 a 2005.
Fonte: Grimm (2011).

2.2.2 VARIABILIDADE INTERANUAL

A variabilidade interanual de precipitação analisada neste capítulo se baseia em dados observados coletados no período de 1961 a 2000, dos quais não foram filtradas as oscilações interdecenais (Grimm, 2011). Portanto, elas estão presentes nos dados, embora sejam mais especificamente analisadas na próxima seção.

Os padrões de variabilidade interanual de precipitação na América do Sul no verão já foram também estudados em Zhou e Lau (2001), Paegle e Mo (2002) e Grimm e Zilli (2009). Além destes, há estudos regionais, como o de Matsuyama *et al.* (2002) para a região tropical do continente, e Grimm (2009b) para o Brasil.

Os principais padrões de variabilidade da precipitação podem mudar, de estação para estação, ao longo do ano. São mostrados aqui, apenas os primeiros modos de variabilidade total anual e das estações de primavera e verão, que fazem parte da estação chuvosa na maior parte do Brasil.

A variabilidade dos totais anuais de precipitação e sua associação com a temperatura da superfície do mar (TSM) enfatizam a grande influência de eventos *El Niño*-Oscilação Sul (*ENOS*) na América do Sul. O primeiro modo dos totais anuais, representado na Figura 2.2, explica 23,55% da variância e tem um padrão de correlação com TSM que reproduz as principais características do padrão *ENOS* nas anomalias de TSM global, especialmente no Oceano Pacífico. Também mostra anomalias de precipitação negativas (ou positivas) ao Sul de 23°S, sobre o sudeste da América do Sul, principalmente na região meridional do Brasil, durante episódios *La Niña* (ou *El Niño*). Exibe ainda, anomalias positivas (ou negativas) no nordeste da América do Sul, especialmente no leste da Amazônia e na área setentrional do Nordeste do Brasil.

Para que se tenha ideia do impacto desse modo sobre a precipitação numa área de 2°×2° na parte setentrional do Nordeste, localizada em torno de 43°W e 3°S e cuja chuva média mensal é de 168,7 mm, vale notar que a precipitação média mensal caiu para 54,2 mm em 1983, ano de registro de um fenômeno *El Niño*, enquanto que em 1985, quando ocorreu um episódio *La Niña*, esse valor subiu para 243,4 mm. Por outro lado, em uma área de 2°×2° no Sul do Brasil – situada em torno de 53°W e 27°S e cuja chuva média mensal é de 122,2 mm –, tal indicador atingiu 176,4 mm em 1983, caindo para 92,8 mm em 1985.

Tais contrastes entre fases opostas de *ENOS* podem ser ainda mais fortes em estações específicas, como será mostrado adiante.

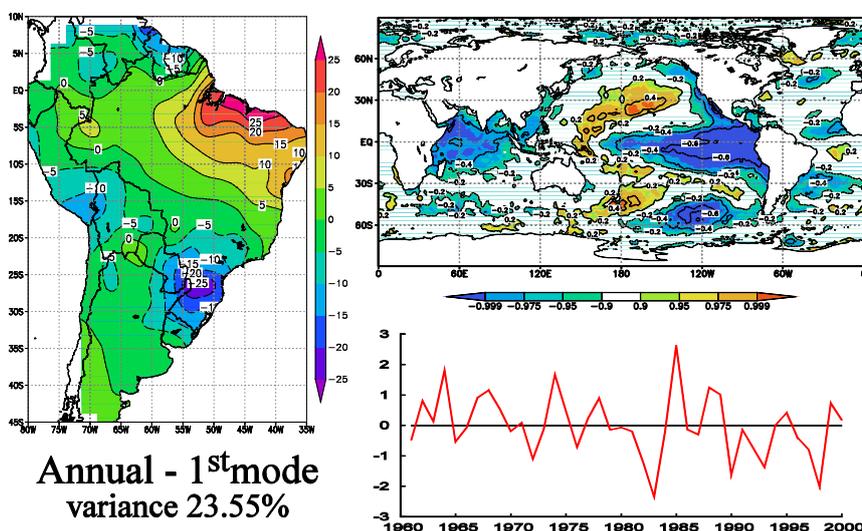


Figura 2.2 Distribuição espacial (painel esquerdo) e evolução temporal (painel inferior direito) do primeiro modo de variabilidade da precipitação total anual, com variância explicada e mapa de coeficientes de correlação com a TSM (painel direito). Neste último, as cores indicam os níveis de confiança maiores que 0,90 para coeficientes de correlação positivos e negativos.
Fonte: Grimm (2011).

O segundo modo de variabilidade da precipitação anual exibe anomalias de precipitação associadas mais fortes nas proximidades da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), com variações de sinal oposto no noroeste e sudeste da América do Sul. Ele se assemelha e é devido ao primeiro modo de verão, a ser apresentado a seguir. A ZCAS é uma banda de nebulosidade na direção noroeste-sudeste, muito presente durante a monção de verão (entre outros, Grimm *et al.*, 2005; Vera *et al.*, 2006; Marengo *et al.*, 2010b). O primeiro modo de variabilidade da precipitação anual acima descrito tem maior contribuição do outono, sendo semelhante ao primeiro modo de variabilidade para esta estação (Grimm, 2011). Ele também mostra conexão com *ENOS*, embora os padrões de correlação no Oceano Atlântico sejam igualmente fortes, especialmente no Atlântico tropical.

As anomalias de TSM associadas com *ENOS* são as maiores responsáveis pelas anomalias de precipitação no sudeste da América do Sul no outono. Já as anomalias no Atlântico tropical, mais especificamente a diferença entre as anomalias de TSM ao sul e ao norte do equador, são mais conectadas com variações de chuva no nordeste e noroeste da América do Sul.

A conexão da chuva no Nordeste do Brasil com *ENOS* não é tão forte quanto aquela mantida com o gradiente latitudinal de TSM, descrita em Moura e Shukla (1981) e, posteriormente, por outros. Contudo, a influência do *El Niño* Oscilação Sul pode ser considerada forte, sendo intensificada caso esse gradiente de temperatura sobre o mar for positivo (ou negativo) durante os eventos *El Niño* (ou *La Niña*).

Além disso, tanto a intensidade de *ENOS* quanto a do sinal deste tipo de gradiente podem ser alterados por oscilações interdecenais, abordadas neste capítulo na seção que segue (Kayano e Andreoli, 2007).

Durante o inverno, o primeiro modo de variabilidade também tem conexão com *ENOS*, causando impacto maior na variabilidade da precipitação incidente sobre o Sul e o Norte do Brasil, mas com sinais opostos (Grimm, 2011).

O primeiro modo de precipitação da primavera, representado na Figura 2.3 deste capítulo, explica 30,16% da variância. Exibe um padrão dipolo, com regiões de variações inversas no centro-leste e sudeste do continente (Grimm e Zilli, 2009; Grimm, 2011). Pode, portanto, produzir oscilações na intensidade e localização da ZCAS. Apresenta forte correlação com anomalias de TSM associadas com *ENOS*, especialmente as subtropicais no Pacífico Central Sul. Estas anomalias parecem ser importantes para causar variações de chuva no sudeste e centro-leste da América do Sul através de teleconexões que são mais fortes na primavera (Barros e Silvestri, 2002; Cazes-Boezio *et al.*, 2003; Grimm e Ambrizzi, 2009).

Há na primavera um forte impacto de *ENOS*. Por exemplo, em uma área de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ no Sudeste, em torno de $42^{\circ}W$ e $17^{\circ}S$, cuja precipitação média mensal na primavera é de 78,8 mm, a chuva média mensal de primavera no ano de 1982, marcado pela ocorrência de *El Niño*, foi de 22,1 mm, enquanto que em 1971, ano de ocorrência de *La Niña*, ficou em 116,7 mm. Já em uma área de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ no Sul do Brasil – ao redor de $53^{\circ}W$ e $28^{\circ}S$ –, cuja precipitação média mensal na primavera é de 170,8 mm, esse mesmo indicador de chuva média mensal durante a primavera de 1982 acusou 295,3 mm e 104,1 mm em 1971.

Em ambas estas regiões, a primavera é parte da estação chuvosa e nelas há bacias contribuintes a reservatórios de importantes usinas hidroelétricas.

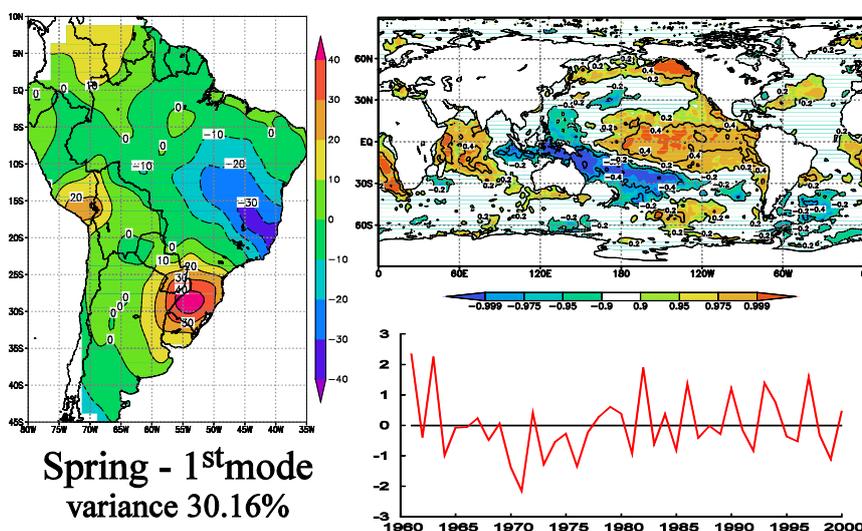


Figura 2.3 Distribuição espacial (painel esquerdo) e evolução temporal (painel inferior direito) do primeiro modo de variabilidade da precipitação de primavera – meses de setembro, outubro e novembro (SON) –, com a variância explicada e o mapa de coeficientes de correlação com a TSM (painel direito). Neste último, as cores indicam os níveis de confiança maiores que 0,90 para coeficientes de correlação positivos e negativos
Fonte: Grimm (2011).

No verão, o primeiro modo, exibido na Figura 2.4, explica 26,52% da variância e se assemelha ao primeiro de primavera. Mostra o bem conhecido dipolo de variações entre as anomalias no centro-leste e no sudeste da América do Sul. Contudo, as anomalias no centro-leste são mais fortes e extensas que na primavera, enquanto no sudeste da América do Sul são mais fracas.

Embora este modo pareça uma continuação das anomalias registradas durante a primavera, não é este o caso, pois, como demonstrado em Grimm *et al.* (2007) e Grimm e Zilli (2009), há tendência de inversão dessas anomalias de precipitação da primavera para o verão, devido a interações superfície-atmosfera causadas na primavera por anomalias de umidade do solo no centro-leste do Brasil e por anomalias de TSM junto à costa do Sudeste do Brasil.

A correlação entre este primeiro modo de verão com a TSM denota a existência de mais fracas forçantes remotas do que na primavera, já que há menos anomalias de TSM remotas a ele associadas. As maiores ocorrem no sudoeste do Atlântico e são, na realidade, causadas pela influência das variações de nebulosidade sobre o centro-leste do Brasil e o oceano próximo a esta região.

Na região da ZCAS, é particularmente grande a variação produzida por este modo. Tanto é assim que, em uma área de $2^\circ \times 2^\circ$ no Sudeste – em torno de 45°W e 17°S –, na qual a precipitação média mensal no verão é de 176,3 mm, o mesmo índice no verão de 1970 foi 65,1 mm e, em 1979, de 259,5 mm.

A variabilidade associada ao ENOS durante o verão está representada no segundo modo, que pode ser visualizado na Figura 2.5 e explica 12,04% da variância. Ao contrário do que se passa na primavera, ele apresenta o mesmo sinal de variações no centro-leste e no Sul do Brasil. Para o mesmo sinal de anomalias de TSM durante a primavera e o verão – cuja comparação pode ser observada nos mapas de correlação nas figuras 2.3 e 2.5 –, o comportamento anômalo da chuva registrado no centro-leste é oposto, coerentemente com os mecanismos explicados em Grimm *et al.* (2007) e Grimm e Zilli (2009).

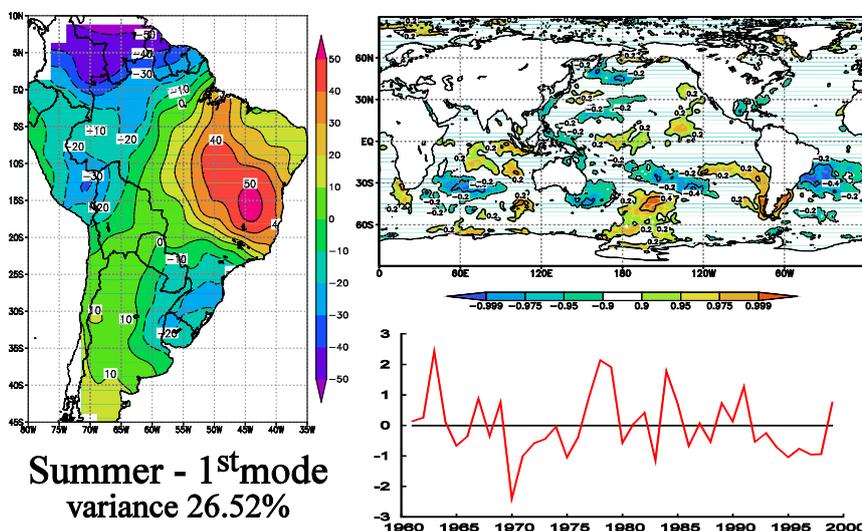


Figura 2.4 Distribuição espacial (painel esquerdo) e evolução temporal (painel inferior direito) do primeiro modo de variabilidade da precipitação de verão (DJF), com variância explicada e mapa dos coeficientes de correlação com a TSM (painel direito). Neste último, as cores indicam os níveis de confiança maiores que 0,90 para coeficientes de correlação positivos e negativos.

Fonte: Grimm (2011).

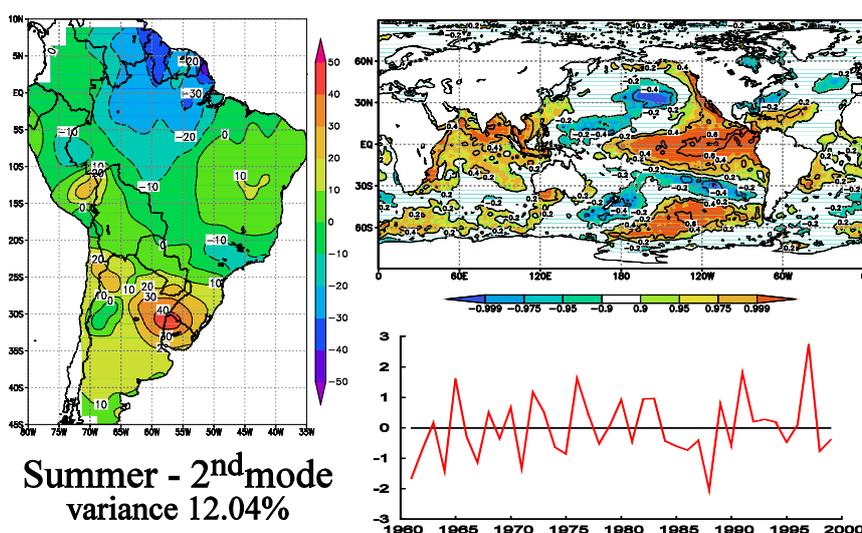


Figura 2.5 Distribuição espacial (painel esquerdo) e evolução temporal (painel inferior direito) do segundo modo de variabilidade da precipitação de verão (DJF), com variância explicada e mapa de coeficientes de correlação com a TSM (painel direito). Neste último, as cores indicam os níveis de confiança maiores que 0,90 para coeficientes de correlação positivos e negativos.

Fonte: Grimm (2011).

2.2.3 VARIABILIDADE INTERDECENAL E NO LONGO PRAZO

A variabilidade interdecenal é aqui considerada como aquela com escala de tempo acima de oito anos (Grimm e Saboia, 2015). Seus efeitos são, por vezes, confundidos com os de mudanças climáticas antrópicas devido ao relativamente curto período das séries de dados disponíveis.

O primeiro modo de variações interdecenais de precipitação total anual, conforme representado na Figura 2.6, (Grimm e Saboia, 2015) indica que, no período 1950 a 2000, houve oscilação da chuva sobre o nordeste da Argentina e a Região Centro-Oeste do Brasil, enquanto ocorria uma variação mais fraca de sinal contrário na Região Norte brasileira.

Ao se analisar a evolução temporal, poder-se-ia dizer que houve nela uma tendência decrescente, principalmente entre 1970 e 2000. Contudo, isso simplesmente indicaria a mudança de uma fase positiva, predominante desde a década de 1960 até meados dos anos 1970, para uma fase predominantemente negativa, vigente de meados da década de 1970 até meados da década de 1990. Trata-se de uma possibilidade concreta, pois este modo está significativamente associado ao de variabilidade interdecenal de TSM conhecido como OMA, cujas escalas de tempo de variação são longas.

Tal modo de TSM mostra variações semelhantes aos de precipitação no período em que ambos se sobrepõem, ou seja, de 1950 a 2000, apresentando, predominantemente, uma fase positiva anterior a meados da década de 1970 e outra, negativa, que se estende até meados da década de 1990 – ver Parker *et al.*, 2007. Essa associação é verificada ao se correlacionar o modo de precipitação, seja com um índice OMA, baseado na TSM do Atlântico Norte, ou com a série temporal do modo de TSM OMA. Em ambos os casos, a correlação é altamente significativa.

cor ano com rotacao (1950–2000) modo 1

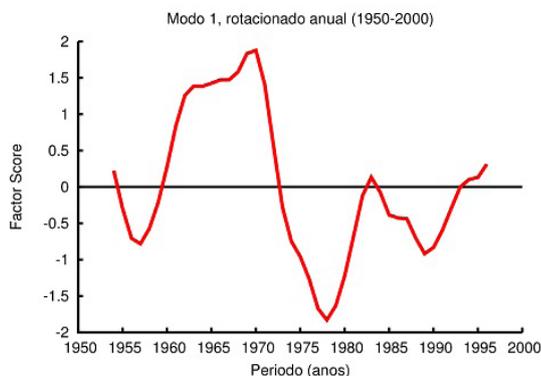
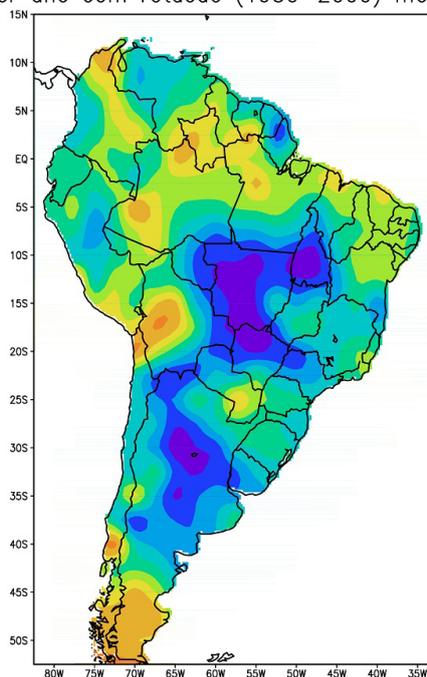


Figura 2.6 Primeiro modo de variabilidade interdecenal da precipitação anual, que explica 18,4% da variância: (painel esquerdo) distribuição espacial das anomalias; (painel direito) evolução temporal. Fonte: Grimm e Saboia (2015).

Também seria possível ajustar tendências a alguns dos outros modos de variabilidade interdecenal da precipitação anual durante o período que se estende de 1950 a 2000, mas não é possível afirmar tratar-se, de fato, de tendências consistentes ou do produto de mudança de fase de oscilação natural entre décadas durante esse período.

A próxima seção deste capítulo analisa as tendências possivelmente associadas à mudança climática antrópica.

Ao se levar em conta que a primavera e o verão austrais fazem parte da estação chuvosa na maior parte do Brasil, é interessante conhecer as oscilações climáticas de longa duração em tais períodos e as relações entre as mesmas.

O primeiro modo interdecenal de primavera, que explica 18,4% da variabilidade (Grimm e Saboia, 2015), é semelhante ao primeiro interanual de primavera, representado na Figura 2.3 deste capítulo. Isso deixa bem clara a modulação entre décadas à qual está submetido o impacto de *ENOS* (Kayano e Andreoli, 2007). Este modo é mais fortemente conectado ao modo de TSM denominado Oscilação Interdecenal do Pacífico (OIP, IPO em inglês, Parker *et al.*, 2007). A OIP é associada à Oscilação Decenal do Pacífico (ODP, PDO em inglês) apenas no Pacífico norte, possuindo outras características em nível global.

Quando a OIP está em sua fase positiva, reforça (ou enfraquece) episódios *El Niño* (ou *La Niña*), enquanto em sua fase negativa ocorre o oposto. Assim, nas últimas duas décadas anteriores a 2000, quando a fase do modo OIP era positiva, houve aumento de precipitação da primavera no sudeste da América do Sul – incluindo o Sul do Brasil. Ao mesmo tempo, no centro-leste do continente sul-americano, ocorreu redução de chuva.

O primeiro modo interdecenal de verão, que explica 17,9% da variabilidade (Grimm e Saboia, 2015), exibe igualmente um dipolo de oscilação entre o centro-leste e o sudeste da América do Sul. Sua evolução temporal é muito similar àquela do primeiro modo da primavera. Contudo, o sinal das anomalias é oposto, mostrando que a tendência à reversão entre essa estação do ano e o verão, demonstrada em Grimm *et al.* (2007) e Grimm e Zilli (2009), ocorre também em escalas de tempo interdecenais e não apenas interanuais.

O segundo modo de variabilidade interdecenal de verão, que explica 15,7% da variabilidade (Grimm e Saboia, 2015), apresenta padrão semelhante ao primeiro modo de variabilidade da chuva total anual, representado neste capítulo na Figura 2.6, acusando maior contribuição da variação das chuvas de verão à variabilidade da chuva total anual.

Os principais modos de variabilidade interdecenal produziram forte variação climática na década de 1970 devido à superposição de seus efeitos de mudança de fase. Portanto, análises de tendências em séries relativamente curtas de parâmetros climáticos, que compreendem períodos posteriores ou anteriores, não podem ser consideradas provas de mudanças do clima. Mesmo nas séries de longa extensão temporal, os resultados são extremamente dependentes do período analisado.

Assim, a grande maioria das tendências detectadas na precipitação do Brasil pode ser explicada por mudanças de fase em oscilações interdecenais.

2.2.4 MODO DE MUDANÇA CLIMÁTICA?

É impossível afirmar que existe uma tendência consistente nos modos interdecenais de precipitação para o período de 1950 a 2000, por ser este relativamente curto e, portanto, tal tendência poder apenas ser efeito de mudança de fase em oscilação interdecenal. Contudo, quando se estuda a variabilidade global da TSM, em um período de 100 anos ou mais, o primeiro modo de variabilidade

descreve tendência consistente de elevação quase global da TSM, acrescida de algumas oscilações (Parker *et al.*, 2007).

Cabe ressaltar, contudo, que as séries de TSM não são muito confiáveis nas primeiras décadas do século XX, por se basearem em poucas observações (Rayner *et al.*, 2003).

Quando a série temporal de variação do modo de tendência da TSM é correlacionada com séries médias de precipitação de 1950 a 2000 em áreas de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ na América do Sul, aparecem correlações significativas em várias regiões do Brasil, como se indicassem também tendências de longo período na precipitação, conforme retratado na Figura 2.7. Entretanto, como as séries de precipitação são mais curtas do que as de TSM, só é possível correlacioná-las no período em que os dois tipos de dados se sobrepõem, ou seja, ao longo da segunda metade do século XX.

Como nessas cinco décadas houve mudança de fase para uma importante oscilação interdecenal de longo período, a OMA (ou terceiro modo de Parker *et al.*, 2007), esta troca pode ter influenciado a correlação mencionada. Na realidade, foi isto o que se deu, em boa parte pelo menos, pois as regiões e o sinal de correlação significativa de precipitação sobre a América do Sul de 1950 a 2000 são muito semelhantes, tanto com o modo de TSM de tendência (o primeiro modo de Parker *et al.*, 2007) como com o OMA (o terceiro modo de Parker *et al.*, 2007). Embora a correlação com este último não seja mostrada neste capítulo, ela é similar ao primeiro modo interdecenal de precipitação, representado na Figura 2.6. As regiões em que estas correlações indicam aumento de precipitação são partes do Centro-Oeste, sul da Amazônia e Sul do Brasil, além de outras áreas da baixa Bacia Hidrográfica dos rios Paraná e da Prata, como o Nordeste da Argentina e Uruguai, conforme se observa na Figura 2.7.

Os padrões de correlação da Figura 2.7 são muito semelhantes aos padrões espaciais do primeiro modo interdecenal de precipitação anual, representado na Figura 2.6. Este modo, por sua vez, tem maior correlação justamente com o primeiro modo de TSM, indicador de tendência, mas também é significativamente correlacionado com o terceiro – OMA –, cuja tendência é similar ao longo do período de 1950 a 2000. Há também correlação com o modo ODP de TSM – não mostrada, mas revelada pela correlação forte com a TSM no Pacífico Norte extratropical. Todos esses modos tiveram variações semelhantes no período de 1950 a 2000, que explicam tais correlações. A mais forte, no entanto, é com o primeiro modo.

Estes resultados concordam com estudos anteriores feitos sobre tendências e variações interdecenais na Amazônia. Por exemplo, Marengo (2004) apontou que em meados da década de 1970, o norte dessa região passou a receber menos precipitação, enquanto sobre a sua porção sul a incidência de chuvas aumentava, em consonância com a Figura 2.6. O autor atribuiu tais fatos a variações de TSM no Oceano Pacífico, o que, por sua vez, concorda com o fato de que este modo esteja muito associado a um modo de TSM com padrão igual ao do ODP. Também, o fato de Zeng *et al.* (2008) terem associado a seca de 2005 no sul da Amazônia à TSM mais quente no Atlântico Tropical Norte corrobora a ideia de que o modo exibido à Figura 2.6 deste capítulo esteja muito associado com o modo de TSM OMA.

Color sig.: cp1 Rot. and rainfall: Annual 1950 – 2000 - color

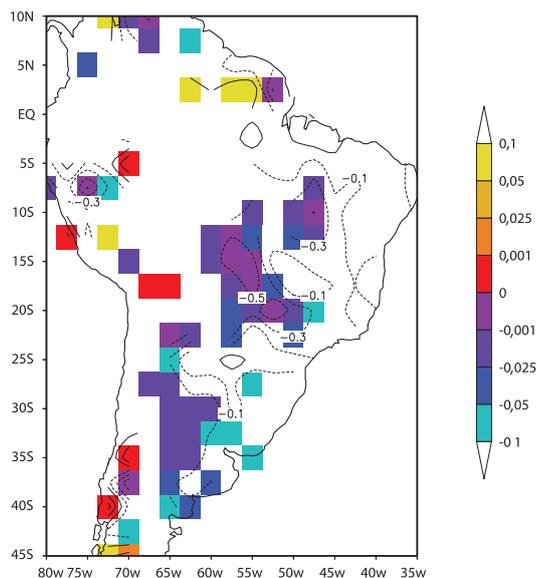


Figura 2.7 Coeficientes de correlação (isolinhas) entre o primeiro modo de variabilidade de TSM (modo de tendência) e a precipitação média anual em áreas $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, no período de 1950 a 2000. Coeficientes negativos indicam aumento de precipitação e os positivos significam diminuição. As cores representam os níveis de significância tanto para correlações positivas quanto negativas.

Para verificar se as tendências associadas com o primeiro modo interdecadal de precipitação, representado na Figura 2.6 deste capítulo (Grimm e Saboia, 2014), são devidas apenas à mudança de fase da OMA ou se elas fazem parte de um comportamento consistente por período mais longo, seriam necessárias:

- i) séries mais longas de precipitação e
- ii) consistência entre estas tendências e as mudanças de precipitação apontadas nessas regiões pelas projeções de mudanças climáticas feitas por numerosos modelos – embora este último método seja altamente incerto já que essas ferramentas não representam bem a variabilidade interdecadal e seus impactos e não se sabe se refletem com precisão a mudança antrópica.

A recuperação de dados paleoclimáticos com alta resolução, como apontado no capítulo 5, também pode ajudar a mostrar variações naturais do clima que poderiam ser erroneamente consideradas antrópicas, tendo em vista que em eras passadas não havia influência humana sobre o clima.

O relatório *IPCC-AR4* (2007) aponta que na parte baixa da Bacia Hidrográfica dos rios Paraná e da Prata, a maioria dos modelos indica aumento de precipitação de verão (DJF) em um cenário de mudança antrópicas, o que é coerente com os resultados acima.

Por outro lado, os modelos não apontam significativas mudanças na precipitação do Centro-Oeste do Brasil, conforme se observa na Figura 2.8 deste capítulo. Ao contrário, indicam até mesmo diminuição. Esse comportamento distinto pode sugerir que as variações exibidas para esta região pelo primeiro modo de precipitação, aqui visualizado na Figura 2.6, e as fortes correlações identificadas entre precipitação nesta região e o modo de tendência de TSM, mostradas na Figura 2.7, não acusam efeito de mudança do clima. Infelizmente, as séries de precipitação nesta região são muito curtas.

No Norte do Brasil, as anomalias de precipitação exibidas na Figura 2.6, assim como as correlações positivas mostradas na Figura 2.7, ambas indicando tendência de diminuição de chuva entre 1950 e 2000, mostram coerência apenas parcial com a projeção de redução de precipitação feita para parte dessa região durante os meses de verão, DJF, em um cenário de mudança climática. Contudo, também nesta região, as séries são, de modo geral, curtas.

Estes aspectos são mais facilmente visíveis na Figura 2.8 deste capítulo, que mostra as mudanças projetadas para a precipitação a partir de uma média ponderada dos resultados de 19 modelos usados na elaboração do *IPCC-AR4* (Nohara *et al.*, 2006).

Ao se comparar as figuras 2.6 e 2.7 com a 2.8, nota-se que algumas tendências observadas no período de 1950 a 2000 são coerentes com as mudanças projetadas. Tal é o caso para o extremo sudoeste da América do Sul, o norte do Nordeste e parte da Amazônia, áreas sobre as quais se prevê que haverá redução de precipitação; assim como para o Norte da Argentina e o Uruguai, onde a projeção é de aumento.

Porém, a tendência de maior incidência de chuvas indicada para o Centro-Oeste do Brasil, como representado nas figuras 2.6 e 2.7, não é coerente com as mudanças projetadas para esta região na Figura 2.8. Tampouco a diminuição de chuva projetada para o extremo norte da América do Sul encontra correspondência nas figuras 2.6 e 2.7.

Uma indicação de que pelo menos na baixa Bacia Hidrográfica do Rio da Prata e pelo menos no século XX há tendência crescente de precipitação é mostrada pela série de precipitação de verão numa estação nesta região, conforme representado na Figura 2.9a deste capítulo. O padrão de correlação desta série com TSM, exibido à Figura 2.9b, reproduz bem o primeiro modo de tendência de TSM (Parker *et al.*, 2007). Contudo, há tendência decrescente na precipitação desta estação nas últimas décadas do século passado. Portanto, é necessária cautela na suposição de que a tendência crescente se manterá.

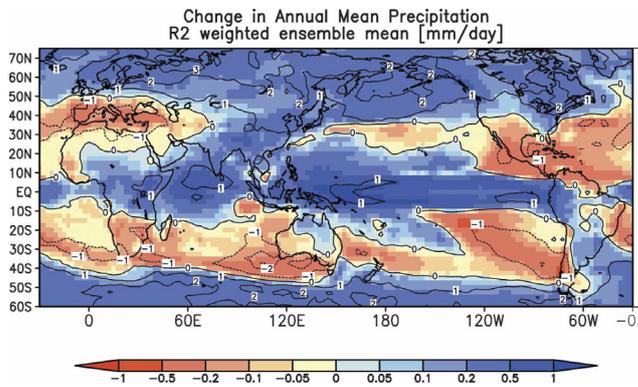


Figura 2.8 Mudança na precipitação média anual (mm dia-1) a partir de uma média ponderada das projeções de 19 modelos usados no IPCC-AR4, para o cenário A1B. A mudança foi calculada entre os períodos 2081-2100 e 1981-2000. **Fonte:** Adaptada de Nohara et al. (2006)

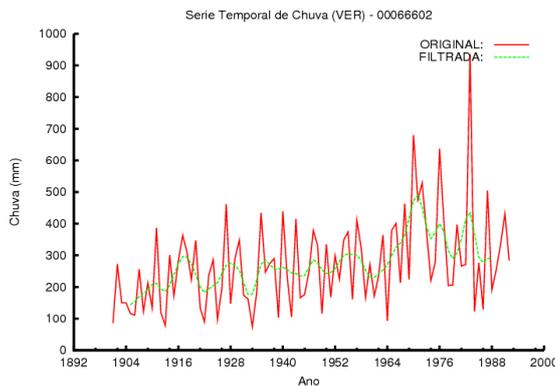
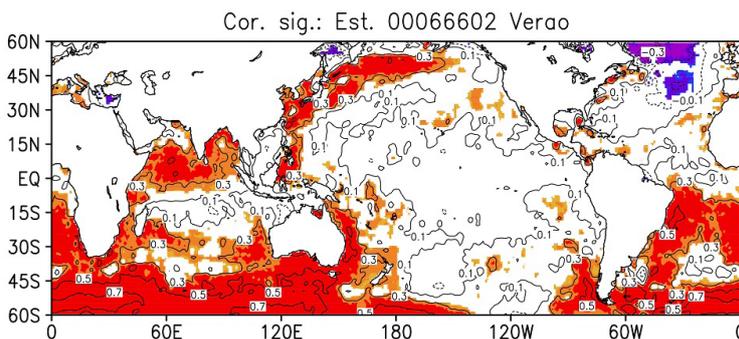


Figura 2.9 (a) Série de precipitação de verão no século XX em estação localizada na baixa Bacia Hidrográfica dos rios Paraná e da Prata (33,01S; 58,30W); (b) correlação desta série com TSM.



2.3. OBSERVAÇÕES SOBRE MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA AMÉRICA DO SUL

As análises de variabilidade interdecenal e/ou mudanças climáticas no Brasil tem usado, em geral, séries curtas de observações e com descontinuidades provocadas por vários motivos (vide seção 2.3.5). O problema principal destas análises reside no fato de que as tendências, qualquer que seja a metodologia utilizada, são muito sensíveis ao período utilizado, dando lugar a resultados geralmente não conclusivos e com pouca confiabilidade de representar mudanças climáticas. Não é possível separar com confiança as variações naturais das antrópicas na maioria dos resultados apresentados. Apesar das limitações, os estudos apresentados nas próximas seções são úteis no sentido de apresentar variações observadas em padrões de precipitação, temperatura e outras variáveis.

2.3.1. HIDROLOGIA: PRECIPITAÇÃO E VAZÕES

Nesta seção serão revistos vários estudos de mudanças climáticas realizados para o Brasil. Como a variabilidade climática natural de chuvas e vazões associada à variabilidade climática natural em escala global ou em certos oceanos é muito forte na América do Sul (e.g., Grimm, 2011; Grimm e Saboia, 2015), tais estudos podem revelar tendências que são devidas a fatias temporais desta variabilidade natural, pois estes estudos são geralmente baseados em séries relativamente curtas.

Há alguns estudos identificando tendências climáticas na chuva e vazões da Amazônia (e.g., Chu *et al.*, 1994; Dias de Paiva e Clarke, 1995; Marengo, 2004; Chen *et al.*, 2003). Chu *et al.* (1994) mostraram um aumento sistemático da convecção sobre o norte da Amazônia desde 1975 até o início dos anos 1990, que poderia indicar um aumento de chuva na região. Por outro lado, Dias de Paiva e Clarke (1995), usando dados de 48 estações, das quais aproximadamente 1/3 começa no início da década de 1960 (e bem poucas antes disto) e 2/3 no início da década de 1970 (ou final da de 1960), mostram tendência de aumento na parte central/leste da Amazônia e de diminuição na parte oeste/noroeste. Marengo (2004), usando dados que têm mais confiabilidade no período 1950-1999, aponta tendências negativas em toda a bacia e, a nível regional, tendência negativa no norte da Amazônia e positiva no sul. O trabalho de Obregón e Nobre (2003) mostra que entre as décadas de 1950 a 1990 houve uma diminuição significativa de precipitação no extremo noroeste da Amazônia, com a presença de variabilidade interdecenal muito conspícua. Análises de tendências climáticas para o período de 1965 a 2006, efetuadas pelo *Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú* (SENAMHI, 2010), mostram que as precipitações anuais na região da selva (Amazônia) apresentam diminuição estatisticamente significativa, coerente com o mostrado no oeste da Amazônia. Já na região montanhosa, há predomínio de tendência positiva, mas são escassos os valores estatisticamente significativos e as regiões sul, centro e norte apresentam características regionais próprias. Com base em 18 longas séries de estações situadas ao longo do Amazonas (1925–2007, com falhas), Satyamurty *et al.* (2009) concluíram que, na média destas estações, não há tendência significativa e que, portanto, não se pode afirmar que a chuva na Amazônia esteja sofrendo mudança significativa. Algumas estações mostram tendência positiva, outras mostram tendência negativa, sendo a tendência na maioria delas não significativa e de forma alternada no espaço. É interessante notar que a maioria destas estações está ao sul do Rio Amazonas e próxima do rio, portanto, numa região de fracos componentes do primeiro modo interdecenal de chuva anual (Figura 2.6, Grimm e Saboia, 2015). Contudo, entre as estações no oeste da bacia, a maioria apresenta tendência negativa, e uma das séries mostradas como exemplo de tendência negativa (Benjamin Constant) mostra variação interdecenal muito semelhante à deste primeiro modo (Figura 2.6), indicando que a tendência revelada na realidade se deve à mudança de fase deste modo.

Embora haja algumas discrepâncias no conjunto de resultados acima descritos, devido a diferentes períodos e diferentes conjuntos de dados analisados, a maioria deles concorda com as variações do primeiro modo de variabilidade interdecenal apresentado na Figura 2.6. Este modo mostra que há variações opostas de precipitação em regiões diferentes da Bacia Amazônica. Este modo, como já citado anteriormente, é muito ligado com os modos AMO e PDO que, entre 1950 e 1990 apresentaram mudanças de fase que produziram a maioria das tendências acima detectadas:

positiva no sul da Amazônia e negativa no norte/noroeste e oeste da bacia. Contudo, é necessário ressaltar que em épocas recentes, principalmente na última década, estes modos assumiram variação em sentido oposto àquele da década de 1970 (não mostrada após 2000) e, portanto, a precipitação nestas regiões pode sofrer tendências em sentido contrário na década mais recente. Isto já é visível, por exemplo, nas estações Benjamin Constant e lauretê, no oeste do Amazonas (Satyamurty *et al.*, 2009). As fortes recentes secas em 2005 (e.g., Marengo *et al.*, 2008) e 2010 (Marengo *et al.*, 2011) no sul da Amazônia podem ser indicações desta nova fase.

Algumas aparentes discrepâncias nas tendências são também visíveis no estudo de outros parâmetros relacionados, como o transporte de umidade na Bacia Amazônica. Por exemplo, para Costa e Foley (1999) houve redução no transporte de umidade no período 1979-96, enquanto para Curtis e Hastenrath (1999) houve tendência positiva no período 1950-99.

O aumento de chuva no sul da Amazônia, concentrado principalmente entre 1970 e 1990, estende-se ao Centro-Oeste, Sudeste e Norte da Argentina, conforme apresentado na Figura 2.6 e documentado em alguns outros estudos de tendências, citados a seguir. Contudo, estas tendências podem ser muito diferentes, dependendo dos períodos estudados, das épocas do ano em que são analisadas e dos dados utilizados. Por exemplo, enquanto a Figura 2.6 mostra que nesse período a chuva total anual aumenta no sul da Amazônia, Brasil Central e Norte da Argentina, sem grande componente no Sul do Brasil, Liebmann *et al.* (2004) encontraram uma grande tendência positiva no Sul do Brasil entre 1976 e 1999 para a precipitação de verão, com sinal contrário no sul da Amazônia e Centro-Leste do Brasil, coerente com o 3º modo interdecenal de verão (não mostrado aqui). Neste período, encontraram também tendência negativa no Norte da Argentina para o verão quando na realidade em período maior e para totais anuais tal tendência é reconhecidamente positiva (e.g., Piovano *et al.*, 2002). A tendência de aumento da precipitação entre 1950-2000 no Sul do Brasil e outras partes da baixa Bacia do Paraná/Prata, também notada por Haylock *et al.* (2006), principalmente entre os períodos anterior e posterior à década de 1970, aparece em alguns outros modos interdecenais, especialmente no modo 4 da chuva total anual (não mostrado). Nas estações meteorológicas do Rio Grande do Sul foi registrado aumento na precipitação no período de 1913 a 2006. A década mais seca foi a de 1940 e a mais chuvosa nos anos 1980 (Sansigolo e Kayano, 2010). Na Bacia do Rio Paraná-Prata foi observada tendência positiva de precipitação desde os anos 1960, com um aumento maior nos meses de novembro a maio (Boulangier *et al.*, 2005).

Em outros países da América do Sul, há tendência positiva na precipitação do período 1960-2000 no Equador e Noroeste do Peru, Paraguai, Uruguai e Nordeste da Argentina, e negativa no Sul do Peru, Chile e Sudoeste da Argentina, de acordo com Haylock *et al.* (2006).

Na Região Sul do Brasil, o aumento das chuvas no período 1950-2000 pode também ser observado nos registros hidrológicos, como a vazão do Rio Iguazu e do alto Paraná (Liebmann *et al.*, 2004). Tendências positivas neste período também foram observadas nas vazões dos Rios Paraguai, Uruguai e Paraná, no seu trecho inferior, e no Rio Paraná, em Corrientes (Robertson e Mechoso, 1998). Foram observados incrementos da chuva em partes da bacia do Paraná/Prata, de cerca de 6% para o período de 1971 a 1990 em relação a 1930-1970 (Obregon e Nobre, 2003; Tucci e Braga, 2003). Milly *et al.* (2005) também observaram aumento de vazão na Bacia do Paraná/Prata entre os períodos 1900-1970 e 1971-1998 (Figura 2.10). Essas variações de vazão são consistentes com o modo 1 de variabilidade interdecenal de totais anuais (Figura 2.6) e com o modo 4 (não mostrado). É interessante notar que os aumentos nas vazões geralmente são maiores que os aumentos na precipitação das bacias, o que tem sido explicado pela mudança no uso do solo (Tucci e Clarke, 1998; Collischonn, 2001; Liebmann *et al.*, 2004). No Norte da Argentina, o aumento das chuvas produziu o aumento do nível da Laguna Mar Chiquita (Piovano *et al.*, 2002) e a extensão da fronteira agrícola.

Em algumas bacias do Sudeste e Nordeste do Brasil, os registros do Rio Paraíba do Sul em Resende, Guaratinguetá e Campos, e do Rio Parnaíba em Boa Esperança (Região Sudeste); e do São Francisco em Juazeiro (Região Nordeste), apresentam tendências hidrológicas nas vazões e cotas que não são

consistentes com redução ou aumento na chuva nas bacias, indicando que é pouco provável que o clima esteja mudando significativamente nestas regiões (Marengo *et al.*, 1998; Marengo e Alves, 2005). Isto é coerente com o modo 1 da Figura 2.6, no qual não há fortes componentes nesta região, e com o campo de correlações na Figura 2.7. No caso do Rio Paraíba do Sul (Marengo e Alves, 2005), as vazões e cotas apresentam uma tendência negativa sistemática desde 1920 e a chuva durante a estação chuvosa (DJF) no vale do Paraíba do Sul, não apresenta tendência negativa que poderia explicar as reduções nas vazões. Assim, é possível que as variações observadas sejam provocadas pelo gerenciamento regional da água e causas relacionadas à atividade humana.

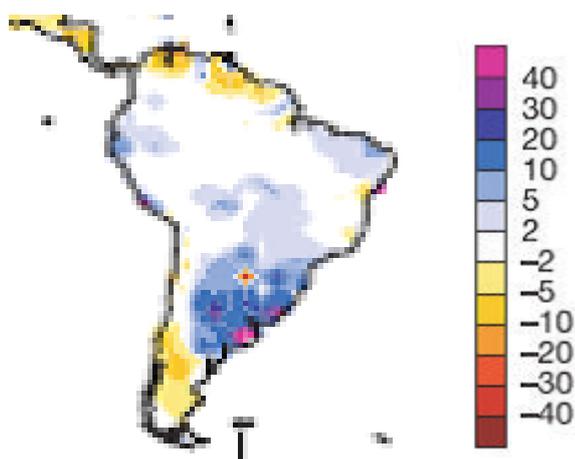


Figura 2.10 Variação percentual de vazões entre os períodos de 1900 a 1970 e de 1971 a 1998.
Fonte: Milly *et al.* (2005).

O primeiro modo interdecadal de totais anuais de precipitação (Figura 2.6) não mostra fortes componentes no Nordeste do Brasil. Contudo, o segundo modo (não mostrado) revela que naquela região há forte variabilidade decenal, com períodos em torno de 12 anos e maiores, associada principalmente com a variabilidade do Atlântico (Grimm e Saboia, 2015), mas sem clara tendência no período 1950-2000, podendo esta assumir diferentes sinais de acordo com o período analisado. Um exemplo desta dependência das tendências em relação ao período analisado pode ser achado na comparação de diferentes estudos: enquanto Santos e Brito (2007) detectaram tendência positiva no Rio Grande do Norte e Paraíba no período 1935-2000, Lacerda *et al.* (2009) identificaram tendência negativa em Pernambuco no período 1965-2004. A inspeção do modo de variabilidade interdecadal com mais fortes componentes no Nordeste do Brasil no período 1900-1993 (figura não mostrada, ver Grimm e Saboia, 2013) revela que realmente as tendências da chuva no Nordeste nestes dois períodos são opostas e que no longo prazo pode não haver tendência.

Os principais aspectos descritos acima estão consistentes com as tendências calculadas para o período 1951-2000 por Obregon e Marengo (2007) e apresentadas na Figura 2.11: tendências negativas no norte e oeste da Amazônia, positivas no sul da Amazônia, positivas no Centro-Oeste e Sul do Brasil, ausência de tendência no Nordeste. Contudo, conforme já alertado, tais tendências podem dever-se à mudança de fase de modo de variabilidade interdecadal no período analisado. As Figuras 2.12a-d mostram as tendências da precipitação total sazonal. As estações de verão (DJF) e outono (MAM) apresentam padrões similares ao da tendência anual, com valores que variam de acordo com a estação chuvosa de cada região. Nas outras estações, a distribuição é relativamente diferente e a intensidade das tendências é menor. Ressalta-se que no extremo noroeste da Amazônia e na Região Sul as tendências seguem padrões similares que ao do total anual. Já no Centro-Leste do Brasil (MG, BA, ES) as tendências na primavera e verão são opostas na maioria das estações, o que é consistente com a relação entre os primeiros modos interdecenais de primavera e verão, descrita na Seção 2.2.3 e mostrada em Grimm e Saboia (2015).

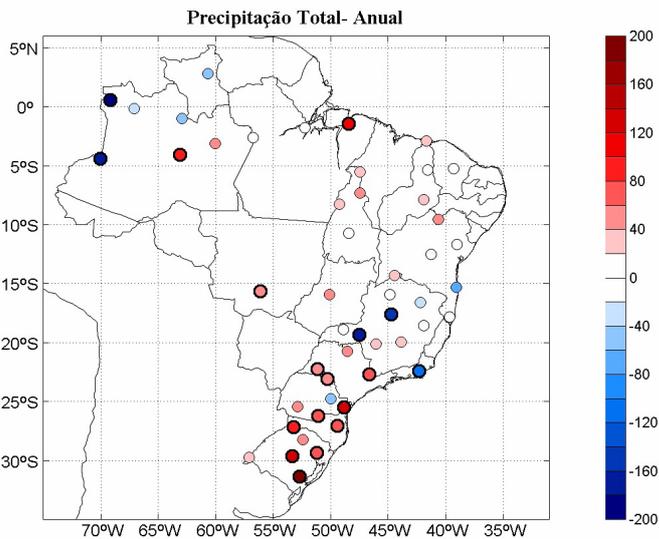


Figura 2.11 Tendência da precipitação total anual no período 1951-2000 (mm/ década). Círculos com contornos grossos indicam significância estatística do Teste Mann-Kendal ao nível de significância de 0.05.
Fonte: Obregón e Marengo, 2007.

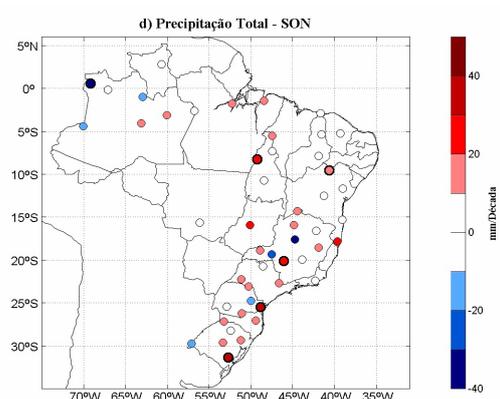
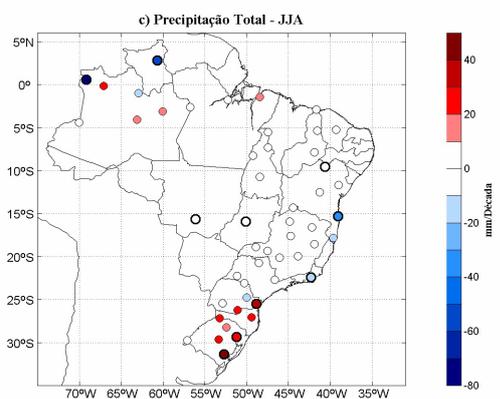
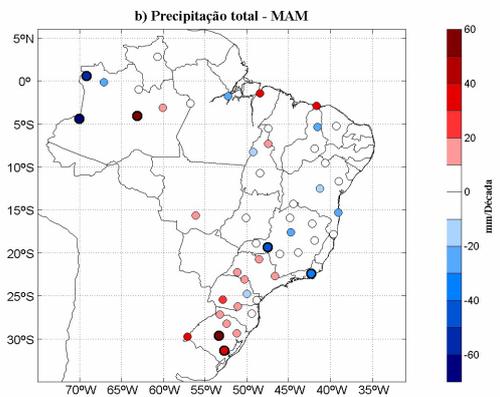
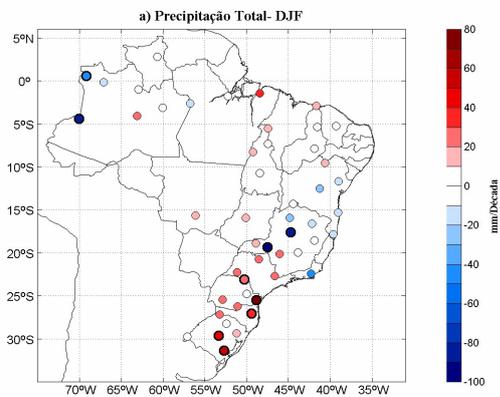


Figura 2.12 Tendência da precipitação total sazonal (de 1951 a 2000) em mm década-1.
Fonte: Obregón e Marengo (2007).

2.3.2 TEMPERATURA

A América do Sul possui a maior parte do seu território localizado em áreas tropicais e subtropicais. Mudanças sazonais em padrões de temperatura em regiões tropicais são primariamente controladas por alterações da massa de ar dominante que induz variações em nebulosidade e consequentes mudanças nos balanços de energia (e.g., McGregor e Nieuwolt, 1998), enquanto nas regiões subtropicais estas mudanças são devidas principalmente à passagem de ciclones extratropicais (frentes frias), que não apenas provocam mudança de nebulosidade, mas também a alteração da massa de ar dominante (de tropical para polar). Mudanças na cobertura do solo também contribuem para variações regionais de temperatura. Por exemplo, alterações das vegetações nativas por agricultura ou pastagem alteram a evapotranspiração e o albedo, influenciando diretamente o clima (Sampaio *et al.*, 2007). Mudanças no uso da terra frequentemente alteram a emissão de gases de efeito estufa que levam a mudanças climáticas e indiretamente influenciam a temperatura local (Bonan, 2008; Macedo *et al.*, 2008; Searchinger *et al.*, 2008; Giorgescu *et al.*, 2009, 2011; Loarie *et al.*, 2011). A queima de biomassa vegetal e consequente emissão de aerossóis podem ter um efeito significativo na temperatura da superfície devido à absorção e reflexão da radiação solar pelos aerossóis e pela aumentada cobertura de nuvens induzida por eles, conforme foi demonstrado por Davidi *et al.* (2009) para a estação seca na Amazônia.

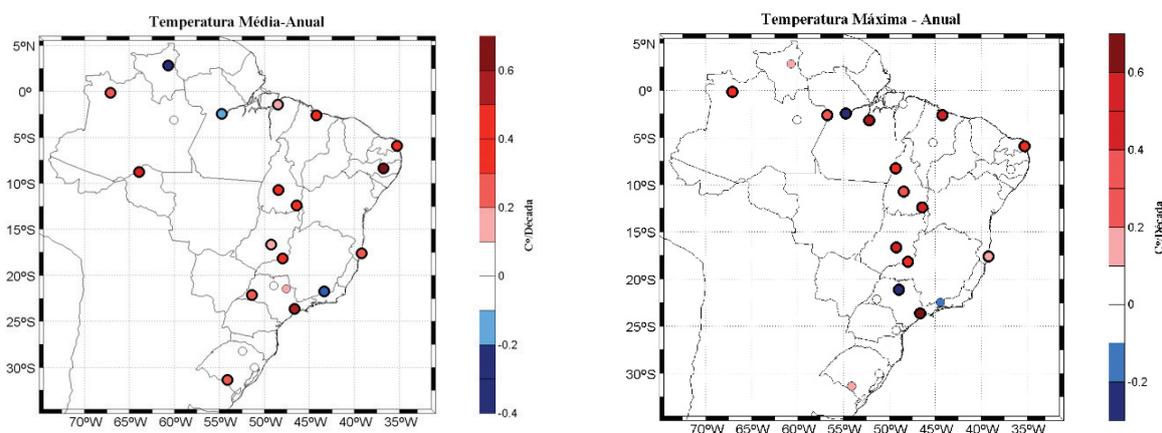
A avaliação acurada de tendências de temperatura na América do Sul em escala decenal a multi-decenal está bastante limitada pela disponibilidade de dados e sua distribuição espacial não homogênea. Além disso, o controle de qualidade de dados e os métodos de medidas aumentam as incertezas nas avaliações de tendências. Estas limitações são ainda mais críticas em regiões tropicais como a Amazônia e o Pantanal Matogrossense, onde a escassez de dados é um problema que persiste até hoje (e.g., Vincent *et al.*, 2005). Devido a estas limitações, existem relativamente poucas publicações com dados históricos sobre mudanças de temperatura, incluindo extremos, na América do Sul.

Tendências nas temperaturas médias, desvios-padrão, e extremos foram avaliadas para o verão (dezembro-fevereiro) e inverno (junho-agosto) entre 1959-98 sobre a Argentina (Rusticucci e Barrucand, 2004). Os autores mostraram uma tendência negativa no número de noites frias e dias quentes, enquanto que o número de noites quentes e dias frios aumentou em várias localidades, sobretudo durante o verão. Quintana-Gomez (1999) analisou tendências de temperatura na Venezuela e na Colômbia entre 1918-1990 e mostrou evidência de que houve um aumento sistemático das temperaturas mínimas e decréscimo na amplitude do ciclo diurno com uma taxa acelerada, particularmente nos últimos 25 anos da análise.

Sobre o Brasil, vários estudos foram feitos para diferentes regiões. Para a Amazônia, Marengo (2003) encontrou uma tendência de aquecimento de 0,85 °C (em 100 anos) estimada até 2002. Marengo e Camargo (2008) investigaram tendências na temperatura mínima e máxima e na amplitude térmica diurna e derivaram índices para temperaturas extremas entre 1960-2000 nos estados do Sul do Brasil (Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul). Verificaram que a maior parte das estações meteorológicas mostra um acentuado aumento nas temperaturas noturnas (inferidas pelas temperaturas mínimas) comparativamente a um ligeiro aumento das temperaturas diurnas (inferidas pelas temperaturas máximas) durante todo o ano. Como consequência, tem havido um decréscimo na amplitude térmica diurna no período analisado. As tendências de aquecimento foram mais fortes no inverno comparativamente com o verão. Marengo e Camargo (2008) também chamam atenção ao fato de que a frequência maior de eventos *El Niño* durante os últimos 20 anos da análise (i.e., 1982-2002) comparativamente ao período anterior (1960-1980) poderia ter exercido um papel não desprezível na ocorrência de temperaturas mais altas e na tendência de extremos no Sul do Brasil. Foram usados índices de temperaturas extremas usando limites pré-determinados de temperaturas máximas e mínimas, com a finalidade de detectar dias frios e quentes. O estudo mostrou que a frequência de dias considerados quentes, segundo estes índices, aumentou durante o verão e inverno, especialmente durante as duas últimas décadas da análise. As tendências positivas observadas nas temperaturas mínimas e nos dias mais quentes durante o inverno ocorreram mesmo durante anos em que se observaram eventos extremos frios (ou friagens), como 1975, 1994, 2000.

Em um estudo mais abrangente, Vincent *et al.* (2005) examinaram tendências em diversos índices de temperatura entre 1960-2000. Nesse estudo, foram utilizados dados disponíveis de temperatura obtidos de estações sobre a América do Sul, após serem submetidos a um forte controle de qualidade, tendo sido utilizados dados de temperatura diária de 68 estações. Esses resultados indicaram que não existem mudanças consistentes nos índices que estão baseados em temperaturas máximas diárias, enquanto tendências significativas foram encontradas nos índices baseados em temperaturas mínimas diárias. Concluíram ainda que há tendência significativa de aumento na porcentagem das noites quentes e tendência de diminuição na porcentagem das noites frias em grande parte das estações, sobretudo no verão (DJF) e outono (MAM). O aumento de temperatura noturna resulta em uma diminuição da amplitude diurna da temperatura. Uma observação relevante é que as estações com tendências significativas estão localizadas, na sua maioria, próximas às costas oeste e leste da América do Sul, o que sugere a importância de compreender relações entre esses aumentos e mudanças na temperatura da superfície do mar (TSM). Fenômenos como *El Niño*/Oscilação Sul (ENOS) têm um papel crítico para o controle de nebulosidade e temperatura, com sinal significativo no Sul do Brasil e Argentina (Barros *et al.*, 2002; Rusticucci *et al.*, 2003). Estudos numéricos têm mostrado a importância do Atlântico no controle da precipitação e circulação da América do Sul (e.g, Robertson *et al.*, 2003). Porém, estudos observacionais necessitam ser ampliados para compreender as implicações das anomalias globais de TSM na temperatura da superfície sobre o continente. É importante destacar que Vincent *et al.* (2005) não analisaram estações sobre os países do norte da América do Sul (Venezuela, Colômbia, Guiana Francesa, Guiana e Suriname). Além disso, há uma grande escassez de estações em uma grande extensão da área tropical brasileira, a qual inclui a Amazônia, o Centro-Oeste e Nordeste do Brasil.

Mais recentemente, Obregon e Marengo (2007) apresentaram uma análise observacional das tendências da temperatura em 25 localidades Brasileiras durante o período 1961-2000 (Figura 2.13), apontando para uma predominância de aumento das temperaturas médias, máximas e mínimas, tanto para valores anuais como sazonais, com alguns casos de tendências negativas. A máxima tendência observada das temperaturas médias anuais foi de 0,6 °C/década, numa localidade do Nordeste. Para as temperaturas máximas anuais, a máxima tendência observada foi de 0,6 °C/década, enquanto para as temperaturas mínimas anuais foi de 1,4 °C/década. Por outro lado, Salati *et al.* (2007) fizeram uma análise de diferenças de temperaturas médias, máximas e mínimas anuais, entre 1991-2004 e 1961-1990 para diferentes regiões do Brasil. As diferenças foram positivas, variando de 1,5°C, para a temperatura mínima na Região Norte, a 0,3°C, para a temperatura máxima da Região Sul.



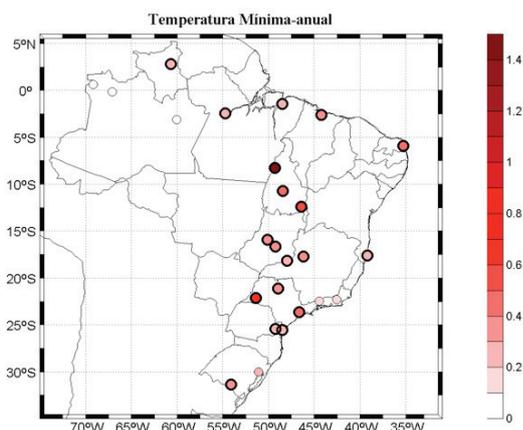


Figura 2.13 Tendência para o período de 1961 a 2000 da temperatura do ar média anual (painel superior), máxima média anual (painel central) e mínima média anual (painel inferior), em °C por década. Círculos com contornos grossos indicam significância estatística na análise não paramétrica do Teste Mann-Kendal no nível de significância de 0,05. **Fonte:** Obregón e Marengo (2007).

De acordo com o estudo de Obregon e Marengo (2007), a distribuição das tendências da temperatura média anual mostra valores negativos em duas estações sobre a parte norte da Amazônia e em uma no extremo leste de Minas Gerais, com valores significativos de até $-0,4$ °C/década. Em outras estações (oeste da Amazônia, Nordeste e Centro do Brasil), os valores são positivos e significativos, entre $+0,3$ °C/década e $+0,4$ °C/década ($\sim 1,2$ a $1,6$ °C em 40 anos), na maioria dos casos. O valor extremo positivo é observado em Pesqueira (Nordeste) com valor aproximado de $+0,6$ °C/década (Figura 2.13, painel superior). Sobre a maior parte das estações observa-se um incremento da temperatura máxima média anual (Figura 2.13, centro), com valores até de $0,6$ °C/década ($\sim 2,5$ °C/40 anos), que são significativos estatisticamente, com exceção da Região Sul. Também se observam pontos isolados sobre a Amazônia e sobre o Sudeste com valores negativos significativos em torno de $-0,2$ °C/década a $-0,3$ °C/década (entre $-0,8$ a $-1,2$ °C/40 anos). Valores positivos de tendências da temperatura mínima média anual (Figura 2.13, painel inferior) são observados sobre todas as estações analisadas. Os valores máximos são observados sobre o estado de Tocantins com valor de $+1,4$ °C/década. Valores não significativos são observados somente sobre parte do extremo noroeste da Amazônia, Rio de Janeiro e leste do Rio Grande do Sul.

A Amazônia, o Centro-Oeste e o Sudeste do Brasil estão sob influência do sistema de monções da América do Sul (SMAS) (e.g, Marengo *et al.*, 2010b). Variações na nebulosidade e precipitação associadas com variações e mudanças no SMAS podem ter um papel na temperatura que é desconhecido. Além disso, durante a estação seca, o aumento de aerossóis de queimadas pode resultar em um resfriamento próximo à superfície (1000 hPa) devido a efeitos radiativos mas um aquecimento em 850 hPa (no topo da camada limite) devido ao efeito de absorção (Davidi *et al.*, 2009). Mudanças de uso da terra podem resultar em alterações importantes na temperatura. Por exemplo, Loarie *et al.* (2011) desenvolveram um estudo observacional para diagnosticar o efeito da plantação de cana-de-açúcar no clima regional. Nesse estudo, foi mostrado que em condições de céu claro e durante o dia, a conversão de vegetação natural de cerrado para uma mistura de agricultura e pasto aquece o cerrado em média $1,55$ °C (variação entre $1,45$ - $1,65$ °C). Uma subsequente conversão para cana-de-açúcar esfria a região em uma média de $0,93$ °C (variação entre $0,78$ - $1,07$ °C), resultando em um aumento líquido de aproximadamente $0,6$ °C. Estes efeitos combinados de modificação do uso da terra e queima de biomassa podem contribuir para a existência de padrões espaço-temporais complexos nas tendências das temperaturas e seus extremos em regiões tropicais.

Os efeitos da mudança de uso da terra sobre a temperatura são especialmente fortes em centros urbanos, que são as paisagens mais alteradas em relação aos ecossistemas e processos naturais. A elevação das temperaturas em grandes cidades é geralmente explicada em termos dos processos básicos de balanço de energia na superfície, como trocas de radiação de onda curta e de onda longa e fluxos de calor sensível e calor latente (Blake *et al.*, 2011). Em relação à radiação de onda curta (ou radiação solar), o albedo (ou refletividade) das cidades é muito menor que as superfícies naturais, devido às diferentes coberturas (por ex., asfalto escuro, coberturas de edifícios, etc.) e aprisionamento de radiação nos “canyons” urbanos. Isto produz eficiente absorção de radiação de onda curta. Os profundos “canyons”

urbanos resultam em reduzida visão do céu ao nível das ruas, dificultando processos radiativos de resfriamento por radiação de onda longa. Além disso, a geometria urbana vertical impacta os ventos, geralmente reduzindo ventilação e resfriamento por calor sensível. A substituição de solo e vegetação natural por superfícies impermeáveis leva à redução da evapotranspiração e do resfriamento por calor latente. As densas superfícies impermeáveis com alta capacidade calorífica criam significativas mudanças no tempo de armazenamento e liberação de calor, se comparado às superfícies de solo e vegetação naturais. A alta densidade populacional e atividade econômica em áreas urbanas produzem intensa liberação de calor antrópico em pequenas escalas espaciais (sistemas de aquecimento e refrigeração, meios de transporte, uso de energia residencial e comercial). A emissão de calor antrópico tem sido bem documentada e pesquisada em países desenvolvidos como um fator importante causando o fenômeno de ilha de calor urbana (Ohashi *et al.*, 2007). Blake *et al.* (2011) analisaram dados climáticos de longo período para 12 grandes cidades sobre o globo. Destas, 10 apresentaram tendências de aquecimento, sendo que em 7 delas esta tendência é significativa. No século passado, entre todas elas, a maior tendência de aquecimento ocorreu em São Paulo (+0,27 °C/década). O aquecimento de São Paulo foi maior no inverno do que no verão. Além da tendência positiva de temperatura devida à “ilha de calor urbana”, a temperatura de São Paulo também mostra os efeitos da variabilidade climática natural interanual e interdecadal (Pereira Filho *et al.*, 2007).

Apesar de alguns estudos indicarem que há discrepâncias entre dados observados e dados de reanálises do *National Centers for Environmental Predictions/National Center for Atmospheric Research* NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996), devido a diversas razões, como mudanças nos sistemas de observações, problemas do modelo em representar bem a topografia real, processos de convecção e precipitação, processos de superfície, etc. (Rusticucci e Kousky, 2002; Kalnay e Cai, 2003; Cai e Kalnay, 2005; Nuñez *et al.*, 2008), o uso de dados de reanálise permite estudos espacialmente mais abrangentes, com dados homoganeamente distribuídos. Por exemplo, Collins *et al.* (2009) investigaram a variação da temperatura do ar a 2 m da superfície na América do Sul, usando dados dessa reanálise, entre 1948 e 2007. No verão austral (DJF), a maior parte do continente tem temperatura entre 21 °C e 24 °C durante 1948-1975, mas para 1976-2007 a temperatura média está acima de 24 °C. No inverno (JJA), a temperatura cresceu na região tropical (20°S-10°N, 80°-35°W) no período mais recente, indicando que o Nordeste e o Centro do Brasil estão mais quentes. Nos últimos 7 anos (2001-2007) houve maior aquecimento na região tropical do continente, especialmente no Nordeste e sobre o Atlântico Norte, em comparação a períodos anteriores, e resfriamento é observado em parte da região subtropical (60°-20°S, 75°-50°W) (Figura 2.14). Os resultados indicam que as variações de temperatura não são predominantemente produzidas por ENOS, mas por outra variabilidade natural (como a oscilação interdecadal PDO/IPO) e/ou pode ser antrópica.

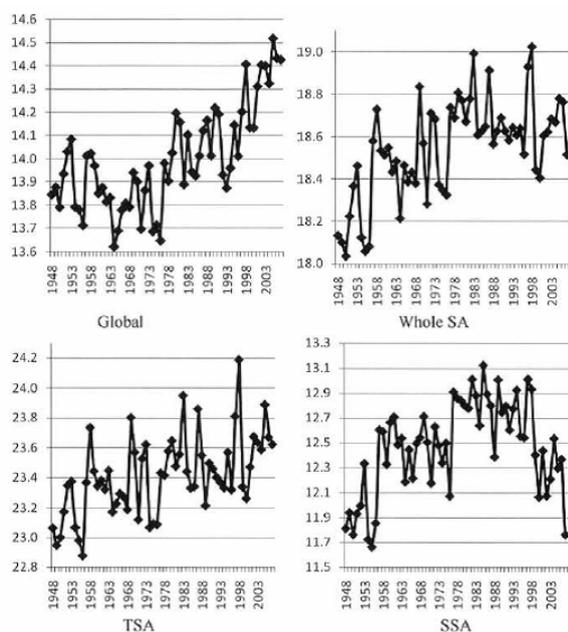


Figura 2.14 Evolução da temperatura média anual dois metros acima da superfície no período de 1948 a 2007, em todo o globo terrestre e no continente sul-americano (painéis superiores) e nas partes tropical (TSA: 20°S-10°N; 80°-35°W) e subtropical (SSA: 60°-20°S; 75°-50°W) da América do Sul (painéis inferiores).
Fonte: Collins *et al.* (2009).

Em estudo recente, Carvalho *et al.* (2012) também utilizaram dados da reanálise NCEP/NCAR para investigar mudanças no sistema de monções da América do Sul e examinaram o aquecimento de baixos níveis (850 hPa). Foram utilizados dados médios em 5 dias no período que se estende entre 1948-2009 e com resolução espacial de 2,5° latitude por 2,5° longitude. O nível de 850 hPa foi escolhido por se tratar de um nível próximo à superfície (em torno de 1460 m de altitude), mas que se encontra acima da topografia média sobre áreas tropicais da América do Sul (com exceção dos Andes). Esse estudo examinou a variação interanual das áreas com $T \geq 18 \text{ }^\circ\text{C}$ e $T \leq 15 \text{ }^\circ\text{C}$. Temperaturas maiores ou iguais a 18 °C em 850 hPa são observadas sobre áreas continentais durante todo o ano. Portanto, o monitoramento de áreas com $T \geq 18 \text{ }^\circ\text{C}$ pode ser utilizado como uma aproximação para inferir o aquecimento em baixos níveis sobre áreas de terra, em contraste com áreas oceânicas. Por outro lado, temperaturas inferiores a 15 °C em 850 hPa são observadas em latitudes subtropicais e sobre os oceanos. Portanto, o monitoramento da evolução de áreas com este limiar representa o efeito de aquecimento ou resfriamento sobre os oceanos. A Figura 2.15 mostra a evolução dos limiares $T=18 \text{ }^\circ\text{C}$ e $T=15 \text{ }^\circ\text{C}$ a cada 5 anos, iniciando em 1948 para os meses de outubro (Figura 2.15a,b), novembro (Figura 2.15c,d), dezembro (Figura 2.15e,f) e janeiro (Figura 2.15g,h). Em meses de inverno (maio-julho) áreas com $T \geq 18 \text{ }^\circ\text{C}$ migram para a América do Norte acompanhando o ciclo sazonal solar, retornando para a América do Sul em agosto. Os resultados destes estudos evidenciam que o aquecimento em baixos níveis da atmosfera durante o verão tem se expandido muito mais em direção ao equador e Leste do Brasil nos últimos 60 anos do que em direção aos subtrópicos e extratropicais. Esta expansão está, em grande parte, relacionada com a maior extensão geográfica da América do Sul em latitudes tropicais. A diminuição das áreas com $T=18 \text{ }^\circ\text{C}$ sobre o continente em DJF comparativamente a outubro e novembro (Figura 2.16) deve-se ao papel do aumento de nebulosidade e diminuição da radiação solar direta no pico da monção de verão sobre a temperatura em baixos níveis. Carvalho *et al.* (2012) mostraram que o aumento de temperatura não é uniforme sobre as áreas tropicais. Existem evidências que o aquecimento está sendo mais pronunciado sobre Goiás e Tocantins na última década (i.e, entre 2000-2009), comparativamente com períodos anteriores. A migração da isoterma $T=15 \text{ }^\circ\text{C}$ em direção às mais altas latitudes sobre o Atlântico Tropical (Figura 2.15b,d,f) está provavelmente associada com a tendência de aumento de TSM nesta região do Atlântico em décadas recentes (e.g, Seager *et al.*, 2010). Estas mudanças na temperatura dos baixos níveis têm papel importante para os contrastes-oceano atmosfera e para o desenvolvimento e manutenção do sistema de monções.

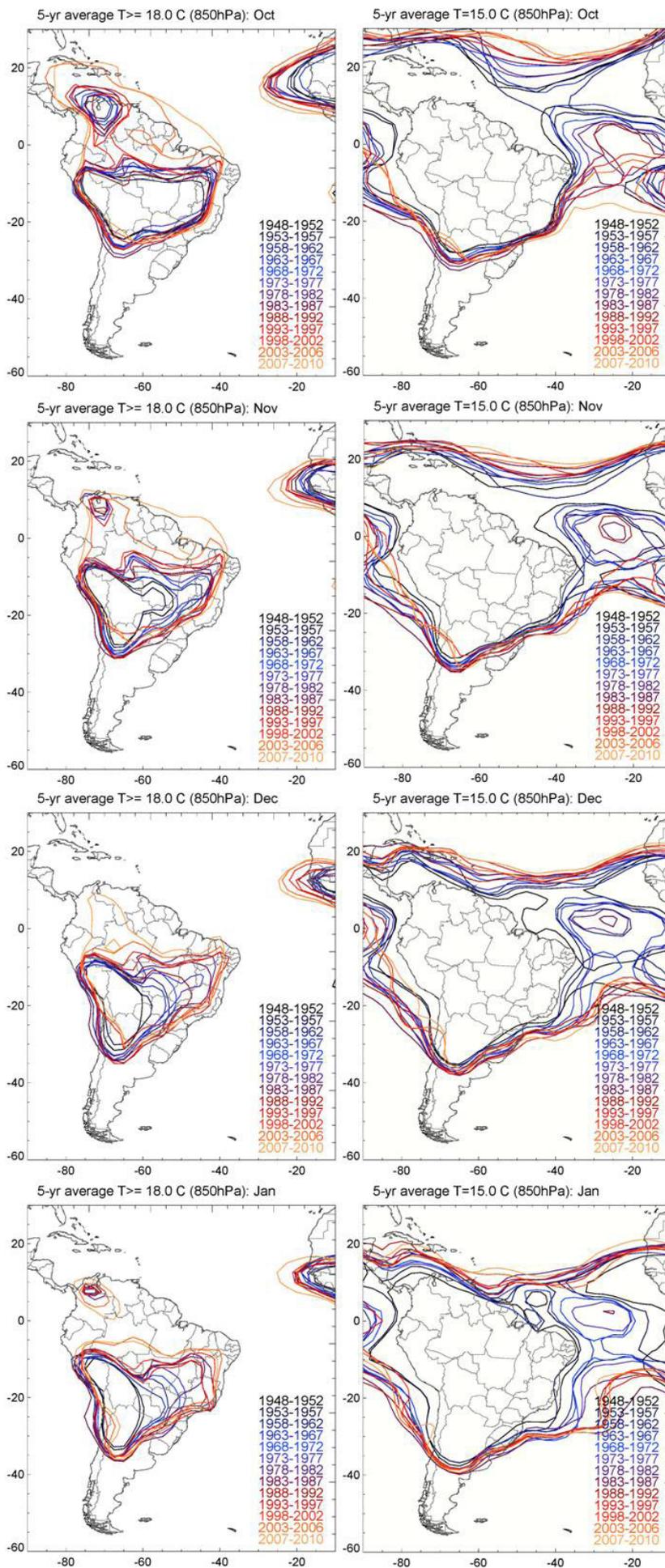


Figura 2.15 Evolução média da isoterma $T = 18^\circ\text{C}$ (coluna da esquerda) e $T = 15^\circ\text{C}$ (coluna da direita) em 850hPa para outubro (a,b), novembro (c,d), dezembro (e,f), janeiro (g,h). As cores representam períodos distintos. Os intervalos a cada 5 anos estão indicados na própria figura.
Fonte: Adaptada de Carvalho *et al.* (2012).

A Figura 2.16 mostra a evolução temporal das áreas com temperaturas maiores que 18 °C que interceptam a América do Sul em setembro, outubro e novembro (adaptado de Carvalho *et al.*, 2012) com respectivas tendências lineares (todas significativas ao nível de 5%). Mudanças de regime da média (shifts) foram testadas para as séries temporais mostradas na Figura 2.16, de acordo com o método descrito em Rodionov (2004). Este método está baseado em um processamento sequencial de dados pelo qual são testadas diferenças na média entre dois segmentos de dados de comprimento L. Diferentes valores de L foram utilizados. Mostra-se que para $8 \leq L \leq 10$ existe uma mudança de regime para as áreas com $T \geq 18$ °C em novembro entre 1976 e 1977. Para o mês de setembro, a mudança de regime ocorre em 1997 e em outubro existe uma mudança de regime em 2001. Um grande número de estudos tem discutido a ocorrência de mudança rápida (shift) no clima global em meados e fim dos anos 70 (Zhang *et al.*, 1998; Deser *et al.*, 2004; Deser e Phillips, 2006; Kayano *et al.*, 2009). Existem fortes evidências de que a transição do clima nos anos 70 esteve associada com mudanças na TSM dos oceanos Pacífico e Índico, e existe evidência substancial de que estes oceanos têm sofrido aquecimento desde 1977 com impactos globais. Mais estudos precisam ser feitos para compreender as mudanças de regime observadas nas áreas com $T \geq 18$ °C no final dos anos 90 e início dos anos 2000, assim como a influência da variabilidade climática interdecadal sobre a temperatura na América do Sul.

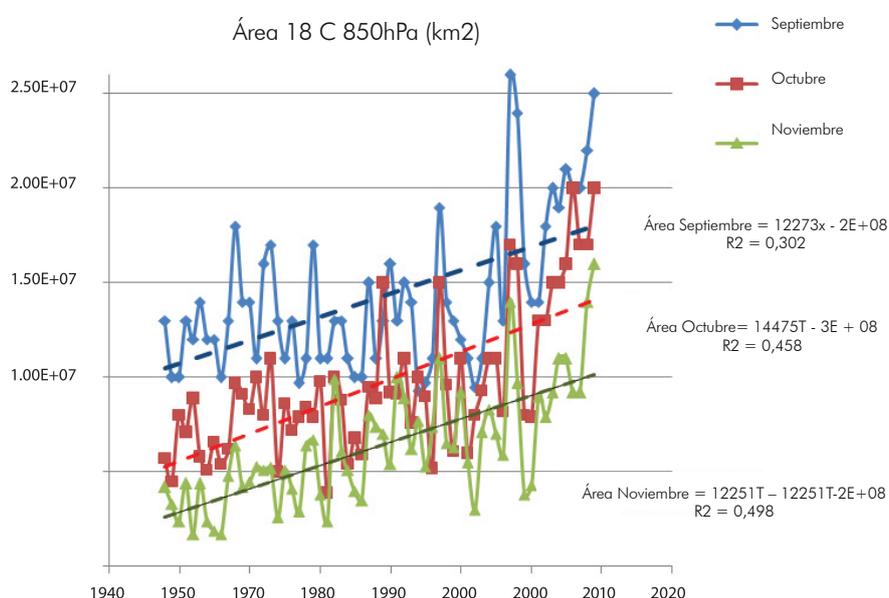


Figura 2.16. Evolução temporal da área com temperaturas ≥ 18 °C em 850 hPa na América do Sul de 1948 a 2009. Tendências lineares estão indicadas na figura.

Fonte: Adaptada de Carvalho *et al.*, (2012).

2.3.3. EVENTOS EXTREMOS

Eventos extremos de precipitação são relacionados com inundações, enchentes, deslizamento de morros, que causam destruição em cidades e lavouras, perdas de vidas, afetando vários setores da sociedade. Em uma escala de tempo maior (mensal ou sazonal), as secas ou excesso de precipitação também afetam a sociedade e a economia do país, pelas perdas agrícolas ou pela redução de recursos hídricos que influi na geração de energia. Casos de intensas incursões de ar frio, que causam geadas e afetam a agricultura, assim como ondas de calor que são prejudiciais à saúde, são eventos extremos relacionados com temperatura. Casos de enchentes, deslizamentos e secas tem ocorrido com maior frequência em várias regiões do Brasil (Marengo *et al.*, 2010a). A frequência e a intensidade de eventos extremos são afetadas pela variabilidade natural climática (e.g., Grimm e Tedeschi, 2009; Tedeschi *et al.*, 2014), mas poderia também ser afetada por mudanças climáticas em um sistema terrestre global modificado pela ação de gases antrópicos (Trenberth *et al.*, 2003).

2.3.3.1 EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO

As Regiões Sul e Sudeste do Brasil são altamente vulneráveis com relação a eventos extremos de precipitação, devido à alta concentração demográfica e por estarem sujeitas à ação de sistemas meteorológicos que podem causar intensa precipitação. A ocorrência de secas nessas regiões também é um fator

importante, considerando que a maior usina hidrelétrica do país, Itaipu, se encontra na Região Sul. Secas recorrentes no Nordeste do Brasil afetam constantemente a subsistência nessa região; por outro lado, casos de precipitações excessivas em alguns anos provocam alagamentos e destruição. A Região Amazônica tem experimentado situações de secas prolongadas na primeira década do século XXI (Marengo *et al.*, 2008), as quais têm um impacto grande na vazão dos rios, prejudicando o sistema de transporte fluvial, altamente necessário na região.

Os casos de precipitação intensa no Sudeste do Brasil tem sido relacionados com a ação de sistemas sinóticos, como sistemas frontais (Lima *et al.*, 2009; Vasconcellos e Cavalcanti, 2010a) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Carvalho *et al.*, 2002; Lima *et al.*, 2009). No Estado de São Paulo, onde tem ocorrido muitos casos de enchentes, alagamentos e deslizamentos de encostas, a maioria dos casos extremos de precipitação é registrada de outubro a março (Liebmann *et al.*, 2001). É nessa época que há ocorrência da ZCAS, a qual pode permanecer por vários dias sobre o Sudeste do Brasil. A maioria dos eventos extremos diários nesse estado foi associada com intensa ZCAS em Carvalho *et al.* (2002). Na Região Sudeste do Brasil, 53% dos eventos extremos no período de novembro a março ocorreu na presença de frentes frias e 47% foi associado à ZCAS (Lima *et al.*, 2009).

A influência do *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS) na precipitação do Brasil é bem conhecida, com excesso de precipitação na Região Sul e secas na Região Nordeste em *El Niño* e oposto em anos *La Niña* (Kousky *et al.*, 1984; Grimm, 2003, 2004). A influência do ENOS também é notada com relação aos eventos extremos de precipitação, como mostrado em Grimm e Tedeschi (2009) para cada mês dentro do ciclo ENOS. Em novembro do ano em que o *El Niño* se inicia, há registro de mais casos extremos de precipitação no Sul do Brasil e menos casos na Região Centro-Leste (que inclui a maior parte do Sudeste). Em janeiro esse padrão se inverte, propiciando mais casos na Região Centro-Leste. O mesmo ocorre nos casos de *La Niña*, mas com sinais opostos. Alta correlação de casos extremos de precipitação no estado de São Paulo com a TSM do Oceano Pacífico Central e Leste foi encontrada também por Liebmann *et al.* (2001) durante o período de outubro a março.

Outros casos de precipitação extrema ocorrem em anos neutros com relação ao ENOS, e podem ser associados a outras forçantes, como variabilidade intrasazonal, teleconexões, intensificação de sistemas sinóticos, situações de bloqueio, ou sistemas de mesoescala. Alguns exemplos: a seca nas regiões Central e Sudeste do Brasil, em 2000/2001 (Cavalcanti e Kousky, 2004), a qual provocou uma crise energética no Brasil; a intensa precipitação na Bacia do Prata em 2001/2002 e 2002/2003 (Silva e Berbery, 2006), e a seca prolongada na Amazônia em 2005 (Marengo *et al.*, 2008). Outro caso recente de seca na Amazônia foi registrado em 2010 (Marengo *et al.*, 2011). O evento Catarina, considerado um sistema híbrido tropical-extratropical, estudado por Pezza e Simmonds (2005), embora não tenha causado intensa precipitação, foi acompanhado por ventos intensos que causaram sérios prejuízos na região afetada.

Fatores locais, como a topografia e a proximidade da costa, intensificam a precipitação nas áreas costeiras, o que influi nos extremos dessas regiões, principalmente sob a ação de sistemas sinóticos. Casos extremos na Serra do Mar no verão de 1983 e no outono de 2005, associados a sistemas convectivos embebidos em sistemas frontais, tiveram contribuição da topografia e da brisa marítima (Vasconcellos e Cavalcanti, 2010a). Teleconexões e modos de variabilidade no Hemisfério Sul têm influência na precipitação sobre o Brasil. O modo anular do Hemisfério Sul ou Oscilação Antártica e o padrão *Pacific-South America* (PSA) foram identificados como padrões dominantes em casos extremos de verões chuvosos e secos no sudeste do Brasil, quando também ocorreu o dipolo de precipitação entre o Sudeste do Brasil e Argentina (Vasconcellos e Cavalcanti, 2010b). Alterações produzidas na superfície em grandes centros urbanos podem também alterar padrões de precipitação, embora o impacto de centros urbanos sobre a precipitação não seja tão bem estabelecido como o impacto sobre a temperatura (Blake *et al.*, 2011). Em São Paulo, a ocorrência de eventos extremos de precipitação mostra tendência positiva entre 1933-2010 (Silva Dias *et al.*, 2012). Durante a estação seca, índices climáticos de grande escala e as anomalias de TSM regionais explicam grande parte da tendência e variabilidade observadas, mas, na estação chuvosa, tal percentual cai. Os autores sugerem que outro possível mecanismo influenciando na ocorrência crescente de eventos extremos de precipitação na estação chuvosa é a presença da área urbana com seus efeitos

de “ilha de calor” e de poluição. Pereira Filho *et al.* (2007) concluem que de 1936 a 2005 a precipitação média diária mensal aumentou significativamente em São Paulo, principalmente no período chuvoso.

Alguns índices têm sido usados para análises de extremos de precipitação (Haylock *et al.*, 2006), como R95t (fração da precipitação total anual devida a dias com precipitação que excedem o percentil 95), R10 (número de dias com precipitação ≥ 10 mm), CDD (número de dias consecutivos sem chuva), SPI (anomalias de precipitação normalizadas pelo desvio padrão). Observações em estações de superfície de 1960 a 2000 mostram que houve tendência positiva em casos extremos de precipitação no Sul e Sudeste do Brasil, enquanto no Nordeste do Brasil, a tendência foi negativa (Haylock *et al.*, 2006). Tendências positivas no número de casos no Sul e Sudeste do Brasil também foram registradas por Marengo *et al.* (2010a), Penalba e Robledo (2010), Rusticucci *et al.* (2010). Contudo, Lacerda *et al.* (2010) mostram que na década de 2000 ocorreram recordes históricos de totais diários de chuva no estado de Pernambuco, especificamente nas bacias hidrográficas do Una e do Mundaú. Estudos realizados para o período 1965-2005 por Lacerda *et al.* (2009) na microrregião do Pajeú no Sertão de Pernambuco mostraram que há aumento dos dias secos, da duração média dos veranicos e dos máximos veranicos. Os veranicos são definidos como um número de dias consecutivos sem chuva, considerando todos os valores da série menores ou iguais a 5 mm. Santos e Brito (2007) usaram índices de extremos climáticos propostos pelo IPCC-AR4 para diagnosticar o aumento do número de dias com chuva e número de dias muito úmidos e aumento das chuvas superiores a 50 mm nos estados do Rio Grande do Norte e Paraíba, utilizando série histórica com 65 anos de dados observacionais. Essas tendências devem ser alvo de investigação mais profunda e detalhada, pois podem estar associadas a variações das anomalias de TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico tropical, que podem explicar grande parte da variabilidade climática observada na Região Nordeste. Santos e Brito (2007) demonstraram que há forte correlação dos dias consecutivos secos com a dinâmica da vegetação do bioma Caatinga, que é mais influenciada pela ocorrência de extremos de precipitação e de veranicos do que a dinâmica da vegetação típica do setor leste do Nordeste, que é composto, predominantemente, pela Mata Atlântica. Silva e Azevedo (2008) mostraram para o município de Irecê, na Bahia, que houve diminuição no total anual de precipitação e aumento na intensidade das chuvas maiores que 20 mm, no período 1970-2006. Ressalta-se que os estudos citados acima, utilizaram o método proposto por Frich *et al.* (2002), para obtenção dos índices climáticos extremos, e que esta mesma metodologia foi utilizada para elaboração dos índices citados no relatório do IPCC-AR4. O aumento de casos extremos no Sul e Sudeste e diminuição no Nordeste em cada década no período de 1951 a 2003 foi mostrado em Alexander *et al.* (2006). Contudo, Blain e Kayano (2011) não acharam significativas tendências climáticas nas séries mensais do Índice Padronizado de Precipitação de Campinas (SP) no longo período 1890-2007. Períodos de seca, indicados pelo índice CDD (dias consecutivos sem chuva) apresentaram tendência negativa na Região Centro-Oeste e Sul do Brasil (Rusticucci *et al.*, 2010).

Tal como no caso das precipitações totais mensais, sazonais ou anuais, também as tendências de eventos extremos dependem dos períodos analisados.

Eventos extremos de precipitação estão geralmente associados a descargas elétricas atmosféricas. Embora a atividade de descargas atmosféricas seja resultado de processos micro-físicos e termodinâmicos essencialmente não lineares e dependentes de inúmeros parâmetros meteorológicos e ocorram em toda a troposfera, está bem estabelecido pela literatura científica que os raios são sensíveis às variações de temperatura em diversas escalas (Williams, 1992, 1994, 1999, 2005; Price, 1993; Markson e Price, 1999; Reeve e Toumi, 1999; Price e Asfur, 2006b; Sekiguchi *et al.*, 2006; Markson, 2007; Pinto Jr. e Pinto, 2008).

Entretanto, atualmente não existem evidências de aumento na atividade global de raios em resposta ao aquecimento global (Pinto Jr., 2009), embora existam evidências locais em centros urbanos (Pinto Jr. e Pinto, 2008; Pinto Jr. *et al.*, 2013) como indicando altas correlações entre a temperatura superficial do ar e a atividade de raios em intervalos curtos de tempo (Williams, 2005; Price e Asfur, 2006a; Sekiguchi *et al.*, 2006).

2.3.3.2 EVENTOS EXTREMOS DE TEMPERATURA DO AR

Mudanças nos extremos de temperaturas têm uma influência maior no Sul e Sudeste do Brasil, regiões que são frequentemente afetadas por incursões de massas de ar frio. No inverno, muitas vezes há ocorrência de geadas e perdas agrícolas nessas regiões, porém algumas incursões atingem o sul da Amazônia em casos conhecidos como friagens. Ondas de calor também têm um impacto maior nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil, onde as temperaturas são mais amenas do que nas Regiões Centro-Oeste e Norte do país.

Extremos de temperatura na América do Sul têm sido estudados através de índices, os quais podem ser encontrados em Rusticucci e Barrucand (2004), Vincent *et al.* (2005), Marengo e Camargo (2008), Rusticucci *et al.* (2010), Marengo *et al.* (2010a). Tendências positivas na temperatura mínima e número de noites quentes foram observadas em várias áreas do sudeste da América do Sul (Marengo e Camargo, 2008; Rusticucci e Barrucand, 2004; Rusticucci e Renom, 2008). Em particular, para o Sul do Brasil, foi observada uma diminuição no número de noites frias no Paraná e Santa Catarina, enquanto um pequeno aumento ocorreu no Rio Grande do Sul (Marengo e Camargo, 2008). Menor frequência de noites frias no Sul do Brasil ocorreu em invernos de anos *El Niño*, comportamento também observado no Norte da Argentina por Rusticucci e Vargas (2005). O aumento de temperatura em inverno de anos *El Niño* no sudeste da América do Sul também foi reportado por Barros *et al.* (2002), que verificaram também o comportamento oposto durante inverno de anos *La Niña*. Análises com dados de estações no Rio Grande do Sul, para o período de 1913 a 2006, indicaram tendência de aumento das temperaturas mínimas e diminuição das temperaturas máximas (Sansigolo e Kayano, 2010). Em uma escala decenal, as temperaturas mínimas mais baixas no Rio Grande do Sul ocorreram nos anos 1920, e as mais altas nos anos 1990. As temperaturas máximas mais baixas no verão foram registradas nos anos 1970 e as mais altas, na década de 1940 (Sansigolo e Kayano, 2010). A temperatura mínima em Campinas (Figura 2.17) também exibe tendência positiva no período 1890-2010 (Blain e Lulu, 2011). Nesta localidade, o período compreendido entre 2001 e 2010 é o primeiro intervalo de 10 anos (desde 1890) em que nenhum valor de temperatura inferior a 3 °C foi observado. Antes desse período decenal, os maiores intervalos de tempo (anos consecutivos) sem o registro de valores inferior a 3 °C ocorreram entre 1934-1941 e entre 1944-1950 (ambos com oito anos).

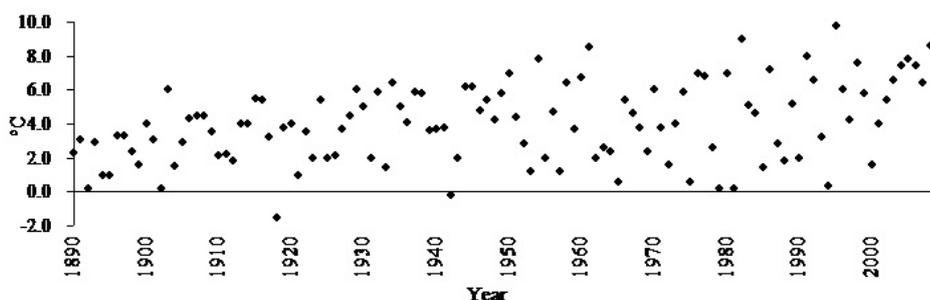


Figura 2.17 Dados anuais de temperatura mínima do ar em Campinas, SP, no período de 1890 a 2010. Fontes: Instituto Agrônomo de Campinas, Agência Paulista de Tecnologia de Agronegócios, Secretaria de Agricultura e Abastecimento do Estado de São Paulo.

O impacto sobre extremos de temperatura parece ser maior do que sobre valores médios, pois a análise de Vincent *et al.* (2005) para várias localidades da América do Sul indicou tendências maiores para o número de noites frias (negativa), noites quentes (positiva) e amplitude diurna (negativa), enquanto dias frios e dias quentes não apresentaram tendências (Vincent *et al.*, 2005). Na média das estações, para o período de 1960 a 2000, houve uma tendência negativa no número de noites frias e tendências positivas no número de noites quentes. O mesmo comportamento foi observado nas análises realizadas por Alexander *et al.* (2006) para o sudeste da América do Sul, no período de 1951 a 2003. Renom *et al.* (2010) encontraram associação significativa entre o número de noites frias no Uruguai e a fase negativa do modo anular do Hemisfério Sul no período de verão de 1949-1975, que não continuou no período de 1976-2005.

No inverno, a correlação entre o número de noites quentes e a TSM no Pacífico Tropical foi alta durante o primeiro período e enfraqueceu no segundo. Ondas de calor na região da Bacia do Rio da Prata foram relacionadas com forte subsidência na região, associadas com a ZCAS intensificada ao norte (Cerne e Vera, 2010).

2.3.4 COMPONENTES DE RADIAÇÃO E BALANÇO DE ENERGIA

Nas últimas décadas houve um enorme avanço no entendimento de como a superfície terrestre interage com a atmosfera através de trocas de energia na forma de radiação e de calor sensível e latente. Estes avanços relacionam-se a desenvolvimentos tanto nas técnicas de modelagem como na crescente disponibilidade de equipamentos sofisticados para estudar *in situ* os processos radiativos e a partição da energia disponível em fluxos de calor sensível e calor latente (evapotranspiração) da superfície terrestre. Atualmente, os modelos computacionais de interação superfície-atmosfera incluem não apenas processos biofísicos, mas também processos de realimentação ("feedbacks") com processos de assimilação e liberação de carbono da biosfera.

Na América do Sul, somente a partir do início da década de 80, experimentos observacionais detalhados das características dos componentes do balanço de radiação e balanço de energia à superfície começaram a ser realizados. Estes projetos focalizaram principalmente a Amazônia. Destacam-se os projetos *Amazon Region Micrometeorological Experiment* (ARME) realizado em Manaus (AM), entre 1983 e 1985 (Shuttleworth, 1988), que realizou o primeiro conjunto de medições micrometeorológicas na Amazônia, o *Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study* (ABRACOS), realizado entre 1990 e 1994 (Shuttleworth *et al.*, 1991; Gash *et al.*, 1996), em que os balanços de radiação e aspectos da partição de energia foram avaliados tanto em áreas de floresta, quanto em áreas desmatadas adjacentes, e o Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), que compreende atualmente o maior programa científico de estudos de uma região específica da superfície terrestre (Keller *et al.*, 2009). Ressalta-se que nas últimas décadas tais experimentos observacionais foram principalmente para estudar a Amazônia.

No projeto ARME, que envolveu uma colaboração entre cientistas brasileiros e britânicos, foram realizadas as pioneiras medições das condições microclimáticas próximas à superfície na floresta Amazônica, durante um período de 25 meses, na Reserva Ducke, próximo a Manaus, AM. Medições adicionais do balanço de energia, incluindo componentes de radiação, calor sensível e calor latente (Shuttleworth *et al.*, 1984a, b; Moore e Fisch, 1986; Shuttleworth, 1988), foram realizadas durante quatro campanhas intensivas (Fisch *et al.*, 2000).

No início dos anos 1990, com o crescimento do interesse científico internacional sobre possíveis efeitos do desmatamento na Amazônia no clima, o projeto ABRACOS foi elaborado, concentrando medições em 3 localidades: Manaus (AM), Ji-Paraná (RO) e próximo a Marabá (PA) (Gash *et al.*, 1996). Em cada localidade, pares de sítios experimentais foram instalados e as condições climáticas e de umidade do solo foram monitoradas por até 4 anos. O valor do albedo da floresta tropical, determinado pioneiramente pelas medições do ARME, foi confirmado pelos dados observados durante o ABRACOS, com uma faixa de 0,11 a 0,13. Porém, as séries de dados mais longas disponíveis mostravam que em todos os sítios de floresta havia variações sazonais no albedo, correlacionadas à umidade do solo (Culf *et al.*, 1995). O albedo nos dois outros sítios de floresta foi ligeiramente maior do que no sítio de Manaus, com uma média para os três sítios de 0,13. Na média, o albedo das áreas de pastagem foi aproximadamente 0,18 (Culf *et al.*, 1995), variando de 0,16 com índices de área foliar baixos, a 0,2 com índices de área foliar altos (Wright *et al.*, 1996). O balanço de radiação também é afetado pela temperatura da superfície, que é bem maior em vegetação de pastagem do que em áreas de floresta, causando maiores valores de emissão de radiação de onda longa. No final dos anos 1990, o estabelecimento do projeto LBA consolidou a tendência de realização de grandes projetos interdisciplinares, coletando dados em períodos de um ano ou prazos mais longos. Von Randow *et al.* (2004) analisaram uma longa série de dados de fluxos coletados em dois sítios de pastagem e floresta em Rondônia, mostrando diferenças marcantes

entre os dois tipos de cobertura vegetal. Os autores destacaram diferenças na radiação de onda curta (radiação solar) refletida, que aumentam aproximadamente 55% com a conversão de floresta para pastagem. O efeito combinado de maior albedo com um aumento de 4,7 % na emissão de radiação de onda longa resulta em uma redução do saldo de radiação na pastagem de até 13%, comparado à floresta primária.

Desmatamento de florestas ou possíveis mudanças da vegetação de floresta densa para vegetação com características de savana causadas por mudanças climáticas podem também causar importantes impactos no clima regional e global (Salazar *et al.*, 2007; Sampaio *et al.*, 2007). Impactos na partição de energia entre os fluxos de calor sensível e calor latente, resultantes de mudanças no uso ou cobertura da terra, podem ser esperados especialmente nas épocas de estação seca. Análises recentes dos resultados da rede de torres do LBA (da Rocha *et al.*, 2009) mostram que as regiões de floresta tropical com altas taxas de precipitação e estação seca curta tem taxas de evaporação tipicamente de 3 a 3,5 mm dia⁻¹ e que a evaporação da estação seca pode ser até 10% maior do que na estação chuvosa. Já em áreas de cerrado, o padrão é inverso e a evapotranspiração na estação seca tende a diminuir em resposta à redução na umidade do solo (da Rocha *et al.*, 2009).

2.3.5 PROBLEMAS DAS OBSERVAÇÕES

Os dados observados são a matéria prima essencial para a análise de variabilidade climática, detecção de tendências, ou qualquer outro estudo relacionado com mudanças climáticas. Na maioria dos estudos de variabilidade climática de longo prazo e de mudanças climáticas existem três problemas concomitantes. O primeiro é a escassez de séries longas e contínuas de variáveis climáticas, o que limita a detecção de mudanças de valores médios mensais, sazonais, anuais e, principalmente, de frequência e intensidade de eventos extremos, ocorridos ao longo de um período razoavelmente longo (um século ou mais), independentemente das oscilações climáticas naturais. O segundo, associado intrinsecamente ao primeiro, é a heterogênea densidade espacial de postos de observação, que são muito dispersos em certas regiões, distribuídos de acordo com algumas características geográficas regionais (por exemplo, na Amazônia os postos localizam-se ao longo dos grandes rios), o que limita a caracterização climática regional e/ou local apropriada (Molion e Dallarosa, 1990; Stott e Thorne, 2010).

O terceiro problema é a presença de dados errados ou espúrios (Grimm e Saboia, 2015). Neste aspecto, um dos maiores problemas nos dados de precipitação do Brasil é a existência de zeros espúrios que, em algum momento, foram inseridos no lugar de dados faltantes. Outros problemas comuns: existência de dados duvidosos, decorrentes de falhas na anotação ou digitação (por exemplo, 2476,7 mm mês⁻¹), duplicação de dados em estações muito distantes entre si (mais de 1000 km), alteração irreal de regime climático em uma estação, por mudança de local ou outro motivo, como cópia de dados de outra estação. É, portanto, essencial uma verificação cuidadosa dos dados, para detecção e correção destes problemas, antes da realização de estudos climáticos.

Adicionalmente, os instrumentos estão sendo modernizados (de mecânicos para eletrônicos), com uma maior taxa de aquisição de dados. Os convencionais mediam, em geral, três vezes ao dia (temperatura) e agora podem coletar observações a cada hora, ou mesmo a cada minuto.

Num continente vasto como a América do Sul e num país grande como o Brasil, afetado por diferentes tipos de clima, é importante o estudo da variabilidade e da mudança climática através de observações meteorológicas confiáveis e bem distribuídas. Em uma publicação de 90 anos atrás (Henry, 1922) foram apresentadas normais climatológicas de 94 estações do Serviço Meteorológico Brasileiro, calculadas para o período 1909-1919 (11 anos). Chamava-se a atenção para a falta de observações em vastas áreas do Brasil, como as regiões Norte e Centro-Oeste, que na época possuíam apenas 11 estações para cobrir aproximadamente 4 milhões de km². Embora tenha havido expansão da rede de estações pluviométricas desde o trabalho de Henry (1922), ainda há áreas com insuficiente cobertura no Norte e Centro-Oeste do Brasil, como mostrado na Figura 2.18.

Além disto, grande parte das estações coleta apenas dados pluviométricos, sem informações de temperatura, vento, umidade, evaporação, etc. Há necessidade de mais investimento na rede de observações para que se possa descrever mais precisamente o clima e suas variações.

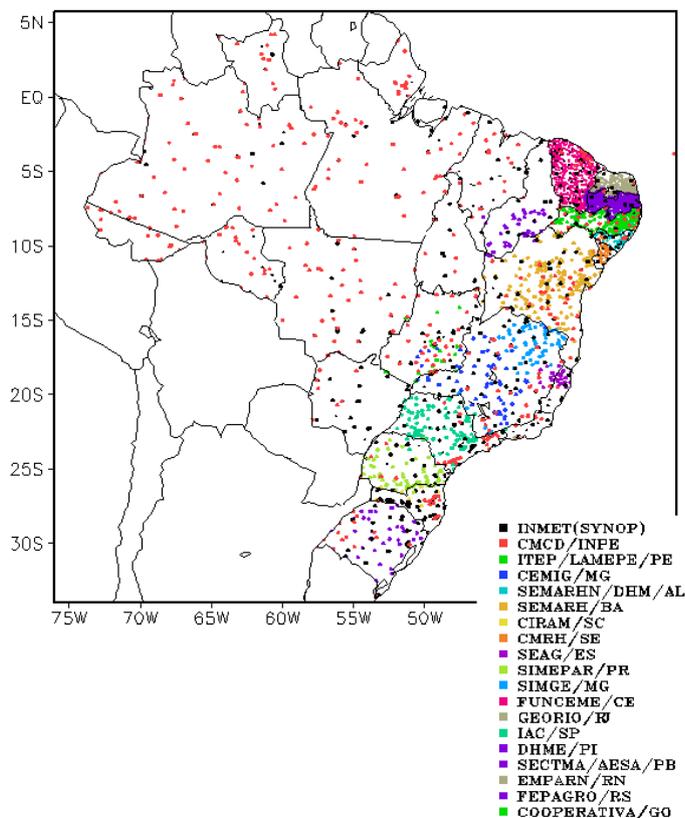


Figura 2.18 Distribuição espacial das estações pluviométricas disponíveis atualmente no Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alexander, L.V. et al., 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, 111 (D05109), doi: 10.1029/2005JD006290.

Barros, V. e G. Silvestri, 2002: The relation between sea surface temperature at the subtropical south-central Pacific and precipitation in southeastern South America. *J. Climate*, 15, 251-267.

Barros, V.R., A.M. Grimm e M.E. Doyle, 2002: Relationship between temperature and circulation in Southeastern South America and its influence from El Niño and La Niña events. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 80, 21-32.

Blain, G.C. e M.T. Kayano, 2011: 118 anos de dados mensais do índice padronizado de precipitação: série meteorológica de Campinas, Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 26, 287-294.

Blain, G.C. e J. Lulu, 2011: Valores anuais absolutos de séries diárias de temperatura máxima e mínima do ar no Estado de São Paulo: tendências, periodicidades e probabilidades associadas. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 26, 29-40.

Blake, R. et al., 2011: Urban climate: Processes, trends, and projections. In: *Climate Change and Cities: First Assessment Report of the Urban Climate Change Research Network* [Rosenzweig, C., W.D. Solecki, S.A. Hammer, e S. Mehrotra (Eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, UK, 309 pp., Chapter 3, pp. 43-81. ISBN: 978-1-107-00420-7.

Bonan, G.B., 2008: Forests and climate change: forcings, feedbacks and the climate benefits of forests. *Science*, 320, 1444-1449

- Boullanger, J.P. et al., 2005: Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Clim. Dyn.*, 24, 393-413.
- Cai, M. e E. Kalnay, 2005: Can reanalysis have anthropogenic climate trends without model forcing? *J. Climate*, 18, 1844-1849.
- Carvalho, L. M. V., C. Jones e B. Liebmann, 2002: Extreme precipitation events in Southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *J. Climate*, 15, 2377-2394.
- Carvalho, L.M.V., et al., 2011: The South American Monsoon System and the 1970s climate transition. *Int. J. Climatol.*, 31, 1248-1256, doi:10.1002/joc.2147.
- Carvalho, L.M.V., et al., 2012: Changes in the South American Monsoon System during 1948-2010. Submetido ao *J. Climate*.
- Cavalcanti, I.F.A., e V.E. Kousky, 2004: Droughts in Brazil during Summer and fall 2001 and associated atmospheric circulation features. *Revista Climanálise*, 2 (1), 1-10.
- Cazes-Boezio, G., A.W. Robertson, e C.R. Mechoso, 2003: Seasonal dependence of ENSO teleconnections over South America and relationships with precipitation in Uruguay. *J. Climate*, 16 (8), 1159-1176.
- Cerne, B. e C.S. Vera, 2010: Influence of the intraseasonal variability on heat waves in subtropical South America. *Clim. Dyn.*, doi: 10.1007/s00382-010-0812-4.
- Chen, T.C. et al., 2003: Impacts on tropical South America rainfall due to changes in global circulation. In: 7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Wellington, New Zealand.
- Chu, P.S., Z.P. Yu e S. Hastenrath, 1994: Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon Basin: Which way has it gone? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 75, 579-583.
- Collins, J.M., R.R. Chaves e V.S. Marques, 2009: Temperature Variability over South America. *J. Climate*, 22, 5854-5869.
- Collischoonn, W., 2001: Simulações hidrológica em Grandes bacias. Tese de doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), 194 pp.
- Costa, M.H. e J.A. Foley, 1999: Trends in the hydrological cycle of the Amazon basin. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 104(14), 189-198.
- Culf, A.D., G. Fisch e M.G. Hodnett, 1995: The albedo of Amazonian forest and Ranchland. *J. Climate*, 8, 1544-1554.
- Curtis, S. e S. Hastenrath, 1999: Trends of upper-air circulation and water vapor over equatorial South America and adjacent oceans. *Int. J. Climatol.*, 19, 863-876.
- Da Rocha, H.R., et al., 2009: Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *J. Geophys. Res.*, 114 (G00B12), doi: 10.1029/2007JG000640.
- Davidi, A., I. Koren, e L. Remer, 2009: Direct measurements of the effect of biomass burning over the Amazon on the atmospheric temperature profile. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 8211-8221.
- Deser, C., A.S. Phillips e J.W. Hurrell, 2004: Pacific interdecadal climate variability: linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. *J. Climate*, 17, 3109-3124.
- Deser, C. e A.S. Phillips, 2006: Simulation of the 1976/77 climate transition over the North Pacific: sensitivity to tropical forcing. *J. Climate*, 19, 6170-6180.
- Dias de Paiva, E.M.V., e R. Clarke, 1995: Time trends in rainfall records in Amazonia. *Bull. Amer. Met. Soc.*,

75, 579-583.

Fisch, G. et al., 2000: On the influence of the El Niño, La Niña and Atlantic Dipole pattern on the Amazonia rainfall during 1960-1998. *Acta Amazônica*, Manaus, 30(2), 305-318.

Frich, P. et al., 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Res.*, 19, 193-212.

Gash, J.H. et al., 1996: Amazonian deforestation and climate. John Wiley & Sons, Chichester, UK, 611 pp.

Georgescu, M., D.B. Lobell e C.B. Field, 2011: Direct climate effects of perennial bioenergy crops in the United States, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 108, 4307-4312.

Georgescu, M., D.B. Lobell, e C.B. Field, 2009: Potential impact of US biofuels on regional climate. *Geophys. Res. Lett.*, 36 (L21806).

Grimm, A.M., 2003: The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. *J. Climate*, 16, 263-280.

Grimm, A.M., 2004: How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? *Clim. Dyn.*, 22, 123-138.

Grimm, A.M., C.S. Vera e C.R. Mechoso, 2005: The South American monsoon system. In: *The global monsoon system: Research and forecast* [Chang, C.P., B. Wang e N.C.G. Lau (Eds.)], WMO/TD 1266 - TMRP 70, 219-238. Disponível em http://www.wmo.int/pages/prog/arep/tmrp/documents/global_monsoon_system_IWM3.pdf.

Grimm, A.M., J. Pal e F. Giorgi, 2007: Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. *J. Climate*, 20, 5929-5945.

Grimm, A.M. e T. Ambrizzi, 2009: Teleconnections into South America from the tropics and extratropics on interannual and intraseasonal timescales. In: *Past climate variability in South America and surrounding regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene*, *Developments in Paleoenvironmental Research*, Vol. 14, [Vimeux, F., F. Sylvestre e M. Khodri (Eds.)], Springer, Netherlands, Chapter 7, 159-193, doi: 10.1007/978-90-481-2672-9.

Grimm, A.M. e R.G. Tedeschi, 2009: ENSO and extreme rainfall events in South America. *J. Climate*, 22, 1589-1609.

Grimm, A.M., e M.T. Zilli, 2009: Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. *J. Climate*, 22, 2257-2275.

Grimm, A.M., 2009a: Clima da Região Sul do Brasil. In: *Tempo e Clima no Brasil* [Cavalcanti, I. F. A., N. J. Ferreira, M. G. Justi da Silva e M. A. F. Silva Dias (Eds.)], Editora Oficina de Textos, São Paulo, Capítulo 17, 259-275.

Grimm, A.M., 2009b: Variabilidade Interanual do Clima no Brasil. In: *Tempo e Clima no Brasil* [Cavalcanti, I. F. A., N. J. Ferreira, M. G. Justi da Silva, e M. A. F. Silva Dias, Eds.], Editora Oficina de Textos, São Paulo, Capítulo 22, 353-374.

Grimm, A.M., 2011: Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.*, 25(4), 537-554, doi: 10.1007/s00477-010-0420-1.

Grimm, A. M. e J. P. J. Saboia, 2015: Interdecadal variability of the South American precipitation in the monsoon season. *J. Climate*, 28, 755-775, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00046.1

- Haylock, M.R. et al., 2006: Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *J. Climate*, 19, 1490–1512.
- Henry, A.J., 1922: The great glaze storm of 21–23 February 1922 in the upper lake region: Discussion of general conditions. *Mon. Wea. Rev.*, 50, 77–82
- IPCC, 2007: *Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. et al. (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, e New York, USA, 996 pp.
- Kalnay, E. et al. 1996: The NCEP-NCAR 40 Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77, 437–471.
- Kalnay, E. e M. Cai, 2003: Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature*, 423, 528-531.
- Kayano, M.T. e R.V. Andreoli, 2007: Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. *Int. J. Climatol.*, 27, 531–540.
- Kayano, M.T., C.P. Oliveira e R.V. Andreoli, 2009: Interannual relations between South America rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. *Int. J. Climatol.*, 29, 1439-1448.
- Keller, M. et al., 2009: Amazonia and Global Change. *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 186, 565 pp., AGU, Washington, D. C., doi: 10.1029/GM186.
- Kousky, V.E., M.T. Kayano e I.F.A. Cavalcanti, 1984: A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, 36A, 490-504.
- Krishnamurthy, V. e V. Misra, 2010: Daily atmospheric variability in the South American Monsoon System. *Clim. Dyn.*, doi: 10.1007/s00382-010-0881-4.
- Lacerda, F.F. et al., 2009: Um Estudo de Detecção de Mudanças Climáticas no Semi-árido de Pernambuco In: III Simpósio Internacional de Climatologia, Canela-RS.
- Lacerda, F.F. et al., 2010: Extremos e Variabilidade Climática no Nordeste Brasileiro e em Pernambuco. In: II Workshop de Mudanças Climáticas e Recursos Hídricos de Pernambuco, 2010, Recife.
- Liebmann, B., C. Jones e L.M.V. Carvalho, 2001: Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of São Paulo, Brazil. *J. Climate*, 14, 208–218.
- Liebmann, B. et al., 2004: An observed trend in Central South American precipitation. *J. Climate*, 17, 4357-4367.
- Lima, K., P. Satyamurti e J.P.R. Fernandez, 2009: Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. *Theor. Appl. Climatol.*, doi: 10.1007/s00704-009-0207-9.
- Loarie, S.R. et al., 2011: Direct impacts on local climate of sugar-cane expansion in Brazil. *Nature Climate Change*, doi: 10/1038/NCLIMATE1067
- Macedo, I.C., J.E.A. Seabra e J. Silva, 2008: Greenhouse gases emissions in the production and use of ethanol from sugarcane in Brazil: The 2005/2006 averages and a prediction for 2020. *Biomass Bioenerg.* 32, 582-595.
- Marengo, J., J. Tomasella e C. Uvo, 1998: Long-term stream flow and rainfall fluctuations in tropical South America: Amazônia, Eastern Brazil and Northwest Peru. *J. Geophys. Res.*, 103, 1775-1783.
- Marengo J.A. et al. 2001: Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *J. Climate* 14: 833–852.
- Marengo, J.A., 2003: Condições climáticas e recursos hídricos no Norte Brasileiro. In: *Clima e Recursos Hídricos*

- dricos no Brasil [C.E. Tucci e B. Braga (Eds.)], Associação Brasileira de Recursos Hídricos, FBMC/ANA, pp. 117-161.
- Marengo, J., 2004: Interdecadal and long term rainfall variability in the Amazon basin. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 79-96.
- Marengo, J. e L.M. Alves, 2005: Tendências hidrológicas da bacia do Rio Paraíba do Sul, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 20, 215-226.
- Marengo, J. e C.C. Camargo, 2008: Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960–2002. *Int. J. Climatol.*, 28(7), 893–904, doi:10.1002/joc.1584.
- Marengo, J. A. et al., 2008: The drought of Amazonia in 2005. *J. Climate*, 21, 495-516.
- Marengo, J. et al., 2010a: An intercomparison of observed and simulated extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century: part 2: historical trends. *Climatic Change*, doi: 10.1007/s10584-009-9743-7.
- Marengo, J.A. et al., 2010b: Recent developments on the South American monsoon system. *Int. J. Climatol.*, doi: 10.1002/joc.2254.
- Marengo, J.A. et al., 2011: The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophys. Res. Lett.*, 38, 1-5.
- Markson, R., e C. Price, 1999: Ionospheric potential as a proxy index for global temperature. *Atmos. Res.*, 51, 309-314.
- Markson, R., 2007: The global circuit intensity, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 224, 233-241.
- Matsuyama, H. et al., 2002: Spatial and temporal variability of rainfall in tropical South America as derived from the Climate Prediction Center merged analysis of precipitation. *Int. J. Climatol.* 22, 175-195.
- McGregor, G.R. e S. Nieuwolt, 1998: *Tropical Climatology*, 2nd Ed., Willey, New York, 352 pp.
- Milly, P.C.D., K.A. Dunne e A.V. Vecchia, 2005: Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, 438, 347-350, doi:10.1038/nature04312.
- Molion, L.C.B. e R.L.G. Dallarosa, 1990: Pluviometria da Amazônia: são os dados confiáveis? *Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, 5 (3), 40-42.
- Moore, C.J. e Fisch, G., 1986: Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. *Agr. Forest Meteorol.*, 38, 147–169.
- Moura, A. D. e J. Shukla, 1981: On the dynamic of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2653–2674.
- Nieto-Ferreira, R. e T.M. Rickenbach, 2010: Regionality of monsoon onset in South America: A three-stage conceptual model. *Int. J. Clim.*, doi:10.1002/joc.2161.
- Nohara, D., A. et al., 2006: Impact of climate change on river runoff. *J. Hydromet.*, 7, 1076–1089.
- Nuñez, M.N. et al., 2008: Impact of land use and precipitation changes on surface temperature trends in Argentina. *J. Geophys. Res.*, 113, D06111, doi: 10.1029/2007JD008638.
- Obregon, G.O. e C.A. Nobre, 2003: Rainfall trend in Brazil. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84, 1008-1009.
- Obregon, G.O. e J.A. Marengo, 2007: Caracterização do clima no século XX no Brasil: tendência de chuvas e temperaturas médias e extremas. Relatório nº 2 – Projeto: Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a

Biodiversidade – sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XX – disponível em: http://mudancasclimaticas.cptec.inpe.br/~rmlima/pdfs/prod_probio/Relatorio_2.pdf.

Ohashi, Y. et al., 2007: Influence of air conditioning waste heat on air temperature in Tokyo during summer: numerical experiments using an urban canopy model coupled with a building energy model. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 46, 66-81.

Paegle, J.N. e K.C. Mo, 2002: Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, 15, 1389–1407.

Parker, D. et al., 2007: Decadal to multidecadal variability and the climate change background. *J. Geophys. Res.*, 112 (D18115), doi: 10.1029/2007JD008411.

Penalba, O.C. e F. Robledo, 2010: Spatial and temporal variability of the frequency of extreme daily rainfall regime in the La Plata Basin during the 20th century. *Clim. Change*, 98(3), 531-550, doi: 10.1007/s10584-009-9743-7).

Pereira Filho, A.J. et al., 2007: Caracterização do Clima e sua Evolução na Região Metropolitana de São Paulo. In: *Evolução do Tempo e Clima na Região Metropolitana de São Paulo* [Pereira Filho, A.J., Marques dos Santos e T.M.B.S. Xavier (Eds.)], 1 ed., Linear B, São Paulo, vol. 1, pp. 99-120.

Pezza, A.B. e I. Simmonds, 2005: The first South Atlantic hurricane: Unprecedented blocking, low shear and climate change. *Geophys. Res. Lett.*, L15712, doi: 10.1029/2005GL023390.

Pinto Jr., O. e I.R.C.A. Pinto, 2008: On the sensitivity of cloud-to-ground lightning activity to surface air temperature changes at different time scales in São Paulo, Brazil. *J. Geophys. Res.*, 113 (D20123), doi: 10.1029/2008JD009841.

Pinto Jr., O., 2009: *Lightning in the tropics*, Ed. Nova Science Publishers, 104 pp.

Pinto Jr., O. et al., 2013: A Study of the long-term variability of thunderstorm days in Southeast Brazil. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, doi: 10.1002/jgrd.50282.

Piovano, E.L., D. Ariztegui e S.D. Moreira, 2002: Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake. *Sedimentology*, 49, 1371-1384.

Price, C., 1993: Global surface temperatures and the atmospheric electric circuit, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1363.

Price, C. e M. Asfur, 2006a: Can lightning observations be used as an indicator of upper-tropospheric water vapor variability? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 291-298.

Price, C. e M. Asfur, 2006b: Long term trends in lightning activity over Africa. *Earth Planets Space*, 58(9), 1197-1201.

Quintana-Gomez, R.A., 1999: Trends in maximum and minimum temperatures in northern South America. *J. Climate*, 12, 2104-2112.

Raia, A. e I.F.A. Cavalcanti, 2008: The life cycle of the South American monsoon system. *J. Climate*, 21, 6227-6246.

Rayner, N.A. et al., 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, 108, NO. D14, 4407, doi: 10.1029/2002JD002670.

Reboita, M.S. et al., 2010: Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25, 185-204.

- Reeve, N. e R. Toumi, 1999: Lightning activity as an indicator of climate change, *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 125, 893-903.
- Renom, M., M. Rusticucci e M. Barreiro, 2010: Multidecadal changes in the relationship between extreme temperature events in Uruguay and the general atmospheric circulation. *Clim. Dyn.*, doi: 10.1007/s00382-010-0986-9.
- Robertson, A.W. e C.R. Mechoso, 1998: Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America. *J. Climate*, 11, 2570-2581.
- Robertson, A.W., J.D. Ferrara e C.R. Mechoso, 2003: Simulations of the atmospheric response to South Atlantic sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, 16, 2540–2551.
- Rocha, H.R. et al., 2009: Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 114 (G00B12), doi: 10.1029/2007JG000640.
- Rodionov, S.N., 2004: A sequential algorithm for testing climate regime shifts. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (L09204), doi: 09210.01029/02004GL-019448.
- Rusticucci, M.M. e V.E. Kousky, 2002: A comparative study of maximum and minimum temperatures over Argentina: NCEP—NCAR reanalysis versus station data. *J. Climate*, 15, 2089-2101.
- Rusticucci, S., A. Venegas e W.M. Vargas, 2003: Warm and cold events in Argentina and their relationship with South Atlantic and South Pacific sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, 108, 3356-3366.
- Rusticucci, M. e M. Barrucand, 2004: Observed trends and changes in temperature extremes in Argentina. *J. Climate*, 17, 4099–4107.
- Rusticucci, M. e W.M. Vargas, 2005: Cold and warm events over Argentina and their relationship with the ENSO phases: risk evaluation analysis. *Int. J. Climatol.*, 22, 467–483.
- Rusticucci, M. e M. Renom, 2008; Variability and trends in indices of quality-controlled daily temperature extremes in Uruguay. *Int. J. Climatol.*, 28, 1083-1095.
- Rusticucci, M. et al., 2010; An intercomparison of model-simulated in extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century. Part 1: mean values and variability. *Clim. Change*, 98(3-4), 493-508, doi: 10.1007/s10584-009-9742-8.
- Salati, E., T. Campanhol e N. Villa Nova, 2007: Tendências das Variações Climáticas para o Brasil no Século XX e Balanços Hídricos para Cenários Climáticos para o Século XXI. Relatório nº 4 – Projeto: Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade – subprojeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XX – disponível em: http://mudancasclimaticas.cptec.inpe.br/~rmclima/pdfs/prod_probio/Relatorio_4.pdf
- Salazar, L.F., C.A. Nobre e M.D. Oyama, 2007: Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. *Geophys. Res. Lett.*, 34(L09708). doi: 10.1029/2007GL029395.
- Sampaio, G. et al., 2007: Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (L17709). doi: 10.1029/2007GL03012.
- Sansigolo, C.A. e M.T. Kayano, 2010: Trends of seasonal maximum and minimum temperatures and precipitation in southern Brazil for the 1913–2006 period. *Theor. Appl. Climatol.*, 101, 209–216, doi: 10.1007/s00704-010-0270-2.
- Santos, C.A. e J.I.B. Brito, 2007: Análise dos índices de extremos para o semi-árido do Brasil e suas relações com TSM e IVDN. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 22(3), 303-312.

- Satyamurty, P. et al., 2009: Rainfall trends in the Brazilian Amazon Basin in the past eight decades. *Theor. Appl. Climatol.*, doi: 10.1007/s00704-009-0133-x.
- Seager, R. et al., 2010: Tropical oceanic causes of the interannual to multidecadal precipitation variability in Southeast South America over the past century. *J. Climate*, 15, 5517-5539.
- Searchinger, T. et al., 2008: Use of US croplands for biofuels increases greenhouse gases through emissions from land-use change. *Science*, 319, 1238-1240.
- Sekiguchi, M. et al., 2006: Evidence on a link between the intensity of Schumann resonance and global surface temperature. *Ann. Geophys.*, 24, 1809-1817.
- SENAMHI, Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú, 2010: Escenários Climáticos en el Perú para el año 2030. Segunda Comunicación Nacional de Cambio Climático, 20 p.
- Shuttleworth, W.J. et al., 1984a: Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 110, 1143-1162.
- Shuttleworth, W.J. et al., 1984b: Observations of radiation exchange above and below Amazonian forest. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 110, 1163-1169.
- Shuttleworth, W.J., 1988: Evaporation from Amazonian rainforests. *Philos. T. Roy. Soc. B*, 233, 321-346.
- Shuttleworth, W.J. et al., 1991: Post-deforestation amazonian climate: Anglo-Brazilian research to improve predictions. *J. Hydrol.*, 129, (1-4), 71-85.
- Silva, G.B. e P.V. Azevedo, 2008: Índices de tendências de mudanças climáticas no estado da Bahia. *Engenharia Ambiental - Espirito Santo do Pinhal*, 5, 141-151.
- Silva, V. e E.H. Berbery, 2006: Intense rainfall events affecting the La Plata Basin. *J. Hydrometeorology*, 7, 769-787.
- Silva Dias, M.A.F. et al., 2012: Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil. *Clim. Change*, doi: 10.1007/s10584-012-0504-7.
- Stott, P.A. e P.W. Thorne, 2010: How best to log local temperatures? *Nature*, 465, 158-159.
- Tedeschi, R.G., A.M. Grimm e I.F.A. Cavalcanti, 2014: Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. *Int. J. Climatol.*, doi: 10.1002/joc.4106
- Trenberth, K.E. et al., 2003: The changing character of precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84, 1205-1217.
- Tucci, C.E.M. e R.T. Clarke, 1998: Environmental issues in the La Plata Basin. *Int. J. Water Resour. Dev.*, 14(2), 157-173.
- Tucci, C.E.M. e B.P.F. Braga, 2003: *Clima e Recursos Hídricos no Brasil*. Coleção ABRH, vol. 9, Porto Alegre, RS, 348 pp.
- Vasconcellos, F.C. e I.F.A. Cavalcanti, 2010a: Uma avaliação das previsões do modelo regional Eta em alta resolução para dois casos de chuva intensa ocorridos na região da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25(4), 287-294.
- Vasconcellos, F.C. e I.F.A. Cavalcanti, 2010b: Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. *Atmos. Sci. Lett.*, 11(1), 21-26.

- Vera, C.S. et al., 2006: Toward a unified view of the American monsoon system. *J. Climate*, 19, 4977–5000.
- Vincent, L. et al., 2005: Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America, 1960–2002. *J. Climate*, 18, 5011–5023.
- Von Randow, C. et al., 2004: Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 5–26. doi: 10.1007/s00704-004-0041-z.
- Williams, E., 1994: Global circuit response to seasonal variations in global surface air temperature, *Mon. Wea. Rev.*, 1917-1929.
- Williams, E., 1999: Global circuit response to temperature on distinct time scales: a status report. In: Atmospheric and ionospheric electromagnetic phenomena associated with earthquakes [Hayakawa, M. (Ed.)] TERRAPUB, Tokyo, pp. 939-949.
- Williams, E., 2005: Lightning and climate: a review, *Atmos. Res.*, 76, 272-287.
- Williams, E., 1992: The Schumann resonance: a global tropical thermometer, *Science*, 256, 1184-1187.
- Wright, I.R. et al., 1996: Towards a GCM surface parameterization for Amazonia. In: Amazonian deforestation and climate [Gash, J.H.C. et al. (Eds)]. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 473–504.
- Zeng, N. et al., 2008: Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *Environ. Res. Lett.* 3, doi:10.1088/1748-9326/3/1/014002.
- Zhang, R.H., L.M. Rothstein e A.J. Busalacchi, 1998: Origin of upper-ocean warming and El Niño change on decadal scales in the tropical Pacific Ocean. *Nature*, 391, 879–883.
- Zhou J. e K.M. Lau, 2001: Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America, *Int. J. Climatol.*, 21, 1623-1644.