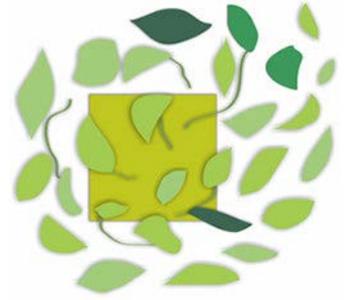




Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geografia



TESE DE DOUTORADO

**RELAÇÕES ESPAÇO-TEMPORAIS ENTRE DADOS PALEOCLIMÁTICOS DO
NEVADO ILLIMANI (BOLÍVIA) E A PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL**

ÉDER LEANDRO BAYER MAIER

ORIENTADOR: PROF. DR. JEFFERSON CARDIA SIMÕES

PORTO ALEGRE, MARÇO DE 2014



**RELAÇÕES ESPAÇO-TEMPORAIS ENTRE DADOS PALEOCLIMÁTICOS DO
NEVADO ILLIMANI (BOLÍVIA) E A PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL**

ÉDER LEANDRO BAYER MAIER

Tese de doutorado apresentada
como requisito parcial para a
obtenção do título de Doutor em
Geografia.

ORIENTADOR: PROF. DR. JEFFERSON CARDIA SIMÕES

BANCA EXAMINADORA:

Dr^a. Sandra Cristina Barreira (Armada Argentina)
Dr^a. Rita de Cássia Marques Alves (PPGSR – UFRGS)
Dr. Francisco Eliseu Aquino (PosGea – UFRGS)
Dr. Ulisses Franz Bremer (PosGea – UFRGS)

DATA

14 de março de 2014 às 9h

PORTO ALEGRE, MARÇO DE 2014

CATALOGAÇÃO

CIP - Catalogação na Publicação

Maier, Éder Leandro Bayer
RELACIONES ESPAZO-TEMPORAIS ENTRE DADOS
PALEOCLIMÁTICOS DO NEVADO ILLIMANI (BOLÍVIA) E A
PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL / Éder Leandro Bayer
Maier. -- 2014.
126 f.

Orientador: Jefferson Cardia Simões.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, BR-RS, 2014.

1. Precipitação . 2. Análise das Componentes
Principais . 3. Paleoclimatologia . I. Simões,
Jefferson Cardia, orient. II. Título.

DEDICATÓRIA

A todos que valorizam o trabalho e a educação.

AGRADECIMENTOS

Ao professor Dr. Jefferson Cardia Simões, meu orientador, que abriu as portas durante o processo seletivo e forneceu subsídios para a construção deste trabalho. Além disso, merece destaque a sua racionalidade sobre a atuação acadêmica, porque é proativo, explorador, dedicado e honesto. O trabalho do prof. Simões possibilita a titulação acadêmica, com isso, a transformação da vida das pessoas, porque o ensino não se restringe às salas de aulas e à titulação acadêmica, mas abrange a forma que percebemos a natureza e conduzimos nossa vida na sociedade.

À professora Dra. Sandra Barreira, minha orientadora estrangeira, que me recebeu com sua simpatia durante 10 dias na missão de curta duração e durante 7 meses em meu estágio de doutoramento no exterior (doutorado sanduíche). Nos dias atuais é muito raro uma pessoa dedicar-se vários dias para o trabalho de uma pessoa desconhecida (como éramos no passado).

À professora Dra. Nisía Krusche, minha orientadora na graduação, que não mediu esforços para ensinar conteúdos sobre a estrutura e processos da atmosfera e técnica de processamento de dados no Matlab.

Aos amigos do Centro Polar e Climático que influenciaram nas tomadas de decisão e forneceram materiais e informações úteis para formação acadêmica. Especialmente, o Gerson Galli porque me ajudou a construir o banco de dados de precipitação, a Juliana Costi por disponibilizar roteiros do Matlab, o Vagner Duarte e o Cláudio Mendes pelas valiosas dicas.

À Rosali Köms Maier, minha esposa, pelo apoio nas horas de estresse e incentivos para a sequência da formação acadêmica. Ela sempre contribuiu para o planejamento familiar, mesmo nos casos em que saímos da “zona de conforto” como, por exemplo, no período do estágio no exterior, quando foi necessário a sua demissão do emprego para me acompanhar.

Às demais pessoas, meus parentes, servidores públicos, professores e amigos que participaram do processo de formação acadêmica.

RESUMO

Este trabalho investiga a possibilidade de reconstruir a variabilidade da precipitação pretérita na América do Sul a partir de uma série temporal de razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em um testemunho de gelo obtido na Bolívia, para isso é analisado as relações espaço-temporais entre a precipitação sobre a América do Sul e a série do $\delta^{18}\text{O}$. Utilizou-se dados do $\delta^{18}\text{O}$ dos primeiros 50 metros do testemunho de gelo do Nevado Illimani (6.350 m, 16°37'S, 67°46'W) e totais mensais da precipitação coletada em 890 estações meteorológicas sobre o continente sul-americano no período 1979–2008. As amostras da precipitação foram dispostas em uma grade equiespaçada com resolução de $\sim 2^\circ$ de latitude e longitude. A variabilidade espacial e temporal da precipitação foram analisadas pela Análise das Componentes Principais no Modo T e S, respectivamente, com a identificação dos principais Padrões Espaciais Anômalos (PEA) e das zonas espaciais em que a variação temporal das anomalias da precipitação é correlacionada. No núcleo de cada zona foi selecionada uma série temporal anômala da precipitação para comparar com a série do $\delta^{18}\text{O}$. Constatou-se que há 12 PEA da precipitação e que são originários, predominantemente, da variação na temperatura superficial dos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical Norte e 8 zonas espaciais em que a variação da precipitação é parcialmente homogênea. Analisando características dos PEA da precipitação com a variação do $\delta^{18}\text{O}$ constata-se que os registros de máximo (mínimo) fracionamento isotópico no verão estão relacionados à seca (chuvas acima da média) na Amazônia ou no nordeste brasileiro. Já no inverno, os registros de máximo (mínimo) fracionamento isotópico estão relacionados a secas (chuvas acima da média no litoral) na região tropical e chuvas acima da média (secas) na região extratropical. O índice de correlação entre todas séries de precipitação com a série do $\delta^{18}\text{O}$ mostrou que a variação sincronizada das variáveis altera-se sazonalmente em função da migração espacial dos mecanismos de transporte e convergência da umidade. A comparação das séries de precipitação das 8 zonas com o $\delta^{18}\text{O}$ possibilitou identificar possíveis áreas para a reconstrução paleoclimática. Nas regiões equatorial e subtropical foi testado a reconstrução. Nessas áreas, os fatores que controlam as duas variáveis são os mesmos, predominando os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Norte nas alterações das séries temporais com frequência entre 24 e 60 meses. Para reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita a partir da variação do $\delta^{18}\text{O}$ foram testada duas técnicas, uma utilizando a análise de dependência por regressão e outra pela adoção de PEA para casos específicos da variação do $\delta^{18}\text{O}$. A primeira técnica não gerou resultados satisfatórios, por isso não foi usada. Com a segunda técnica foi possível identificar com 80% de chance de acerto as secas na Amazônia, no nordeste brasileiro e na região subtropical e com 68% de chance de acerto as chuvas acima da média na região subtropical, quando a avaliação não considera a magnitude das anomalias da precipitação. Por outro lado, a técnica é limitada, porque os PEAs adotados como referência não representam a grande variabilidade da precipitação nessas regiões.

Palavras chaves: precipitação, análise das componentes principais e paleoclimatologia

ABSTRACT

This thesis investigates the possibility of reconstructing the South American past precipitation variability based on an oxygen isotope ratio ($\delta^{18}\text{O}$) time series from a Bolivian ice core, for this we analysed the spatial-temporal relations between these two variables. We used $\delta^{18}\text{O}$ data from the upper 50 meters of Nevado Illimani ice core (6,350 m, 16°37'S, 67°46'W) and monthly total precipitation collected at 890 weather stations in South America in the period 1979–2008. Precipitation samples were arranged in an equally spaced grid with a $\sim 2^\circ$ latitude and longitude. The precipitation temporal and spatial variability were analysed by Principal Component Analysis on Mode S and T, respectively, with the identification of the main Anomalous Spatial Patterns (ASP) and spatial zones in which temporal rainfall anomalies variations are correlated. At each zone core, we selected one anomalous precipitation time series to compare with the $\delta^{18}\text{O}$ series. There are 12 precipitations ASP that originate predominantly from surface temperature variations in the equatorial Pacific and tropical North Atlantic oceans, and 8 spatial zones in which the precipitation variation is partially homogeneous. Analysing the precipitation ASP characteristics with the $\delta^{18}\text{O}$ variation, it is observed that records of maximum (minimum) isotopic fractionation in summer are related to droughts (above average precipitations) in the Amazon and northeastern Brazil. In the winter, records of maximum (minimum) isotopic fractionation are related to droughts (above average rainfall in the coastal area) in the tropical region and above average rainfall (droughts) in the extratropical region. The correlation index among all series of precipitation with $\delta^{18}\text{O}$ series showed that these variables synchronized variation alters seasonally depending on the transport mechanisms spatial migration and on the moisture convergence. The comparison of the 8 precipitation zones with the $\delta^{18}\text{O}$ series enabled us to identify possible areas for paleoclimatic reconstruction, which are the equatorial and subtropical regions. In these areas, the factors controlling the two variables are the same, prevailing the equatorial Pacific and the North Atlantic changes in time series with frequency from 24 to 60 months. To reconstruct the precipitation variability from the past $\delta^{18}\text{O}$ variation we tested two techniques, one using dependency analysis for regression and other adopting ASP for specific cases of $\delta^{18}\text{O}$ variations. The first technique yielded no satisfactory results, so it was disregarded. Using the second technique, it was possible to identify droughts in Amazonia, the Brazilian northeast and in the subtropical region with 80% changes of success. Above the average rainfalls in the subtropical region are identify with 68% changes of success, if this assessment does not consider the magnitude of the precipitation anomalies. On the other hand, the technique has limitations because the ASPs adopted as reference do not represent the wide precipitation variability in these regions.

Key Works: precipitation, principal component analysis and paleoclimatology

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Modelo do processo de fracionamento isotópico na Amazônia.	22
Figura 2: Nevado Illimani, localização, fotografia da montanha e seção testemunho de gelo	23
Figura 3: Variação da razão isotópica do oxigênio dezoito ($\delta^{18}\text{O}$) no testemunho de gelo do Nevado Illimani	24
Figura 4: Isolinhas marcam o número processos de reciclagem da água continental sobre a Amazônia	26
Figura 5: Trajetórias da umidade precipitada no Vale Zongo entre janeiro e dezembro.....	26
Figura 6: Regimes da precipitação sobre a América do Sul	27
Figura 7: Sistemas atmosféricos de convergência e transporte da umidade e o total anual da precipitação sobre a América do Sul	29
Figura 8: Sazonalidade da Zona de Convergência Intertropical e a atuação dos jatos de baixos níveis, no verão e no inverno e suas interações com o processo de Evapotranspiração na Amazônia e o Complexo Convectivo de Mesoescala	33
Figura 9: Médias mensais da precipitação na América do Sul	34
Figura 10: Transporte médio do vapor d'água no verão, outono, inverno e primavera	38
Figura 11: Evapotranspiração na América do Sul no verão, outono, inverno e primavera	39
Figura 12: Reciclagem da água precipitada na América do Sul no verão, outono, inverno e primavera	39
Figura 13: Modelo Dall'Olio e os modelos de empobrecimento isotópico da água precipitada ao longo do curso principal do rio Amazonas	41
Figura 14: Distribuição espacial das estações meteorológicas argentinas, bolivianas, brasileiras, paraguaias e uruguaias usadas nesta	

tese e a distribuição espacial dos dados estimados utilizados para complementar as séries temporais observadas	48
Figura 15: Grade equiespaçada que contém séries temporais com trinta anos oriunda das observações e de estimativas	49
Figura 16: Padrões espaciais anômalos da precipitação sobre a América do Sul, identificados pela análise das componentes principais	61
Figura 17: Campos anômalos da pressão atmosférica e do vento, temperatura do ar e cobertura de nuvens para os meses em que a distribuição da precipitação apresenta configuração da primeira componente	62
Figura 18: Campos anômalos da pressão atmosférica e do vento, temperatura do ar e cobertura de nuvens para os meses em que a distribuição da precipitação apresenta configuração da segunda componente	63
Figura 19: Campos anômalos da pressão atmosférica e do vento, temperatura do ar e cobertura de nuvens para os meses em que a distribuição da precipitação apresenta configuração da terceira componente	64
Figura 20: Campos anômalos da pressão atmosférica e do vento, temperatura do ar e cobertura de nuvens para os meses em que a distribuição da precipitação apresenta configuração da quarta componente	65
Figura 21: Campos anômalos da pressão atmosférica e do vento, temperatura do ar e cobertura de nuvens para os meses em que a distribuição da precipitação apresenta configuração da quinta componente	67
Figura 22: Campos anômalos da pressão atmosférica e do vento, temperatura do ar e cobertura de nuvens para os meses em que a distribuição da precipitação apresenta configuração da sexta componente	68

Figura 23: Oito zonas identificadas pela ACP onde a variabilidade temporal da precipitação é correlacionada	70
Figura 24: Séries temporais da anomalia da precipitação nas oito zonas e a análise espectral das respectivas séries	71
Figura 25: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 1 e a pressão atmosférica, temperatura do ar e cobertura de nuvens	77
Figura 26: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 2 e a pressão atmosférica, temperatura do ar e cobertura de nuvens	77
Figura 27: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 3 e a pressão atmosférica, temperatura do ar e cobertura de nuvens	78
Figura 28: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 4 e a pressão atmosférica, temperatura do ar e cobertura de nuvens	78
Figura 29: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 5 e a pressão atmosférica, temperatura do ar e cobertura de nuvens	79
Figura 30: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 6 e a pressão atmosférica, temperatura do ar e cobertura de nuvens	79
Figura 31: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 7 e a pressão atmosférica, temperatura do ar e cobertura de nuvens	80
Figura 32: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 7 e a pressão atmosférica, temperatura do ar e cobertura de nuvens	80

Figura 33: Ocorrência temporal dos padrões espaciais anômalos que representam as secas na Amazônia, no nordeste brasileiro e em áreas de latitudes médias e que representam chuvas acima da média climática e índices do ¹⁸ , Oceânicos Niño e Atlântico Tropical Norte	82
Figura 34: Índice de correlação temporal (1979-1998) entre a razão do $\delta^{18}\text{O}$ e as anomalias da precipitação sobre a América do Sul	88
Figura 35: Zoneamento das séries anômalas da precipitação sobre a América do Sul, séries temporais que representam o comportamento médio das anomalias de cada zona e a razão do $\delta^{18}\text{O}$ centrada em zero.	92
Figura 36: Diagrama de dispersão da precipitação nordeste brasileiro (Zona 1) no verão, outono, inverno e primavera versus a razão isotópica do oxigênio dezoito do Nevado Illimani	97
Figura 37: Diagrama de dispersão da precipitação na Amazônia (Zona 2) no verão, outono, inverno e primavera versus a razão isotópica do oxigênio dezoito do Nevado Illimani	97
Figura 38: Diagrama de dispersão da precipitação na região subtropical sobre o planalto (Zona 6) no verão, outono, inverno e primavera versus a razão isotópica do oxigênio dezoito do Nevado Illimani.	98
Figura 39: Diagrama de dispersão da precipitação na região subtropical sobre o pradarias (Zona 7) no verão, outono, inverno e primavera versus a razão isotópica do oxigênio dezoito do Nevado Illimani	98
Figura 40: Estimativa da ocorrência pretérita de secas na Amazônia, no nordeste brasileiro e na região subtropical a partir de dados paleoclimáticos ($\delta^{18}\text{O}$) e a identificação dos erros em relação aos dados de precipitação compilados segundo a metodologia de Matsuura e Willmott (2009).....	103
Figura 41: Estimativa da ocorrência pretérita de chuvas acima da média na Amazônia, no nordeste brasileiro e na região subtropical a partir de dados paleoclimáticos ($\delta^{18}\text{O}$) e a identificação dos erros em relação aos dados de precipitação compilados segundo a metodologia de Matsuura e Willmott (2009).....	104

Figura 42: Estimativa das magnitudes das anomalias da precipitação a partir da seleção de um padrão espacial anômalo identificado pela análise das componentes principais no modo T como referência e exemplos de campos que são (não são) semelhantes na Amazônia e região subtropical 105

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Regimes da precipitação na América do Sul, com indicação da localização, volume anual precipitado e sazonalidade dos máximos e mínimos pluviométricos.	28
Tabela 2: Padrões espaciais anômalos da precipitação adotados para cada caso específico do $\delta^{18}\text{O}$	58
Tabela 3: Identificação da estação sazonal de ocorrência de cada padrão espacial anômalo, da área afetada pelas anomalias positivas e negativas da precipitação e magnitude da influencia do fenômeno ENOS e da variabilidade do Atlântico Tropical Norte.	60
Tabela 4: Principais características das séries anômalas da precipitação nas oito zonas do Modo S, frequências (em meses) com alta potência espectral e indicação dos fatores controladores da variabilidade das séries temporais. (ENOS – El Niño Oscilação Sul e ATN – Atlântico Tropical Norte).	74
Tabela 5: Equações lineares para estimativa da precipitação pretérita a partir da razão do $\delta^{18}\text{O}$, intervalos de confiança, soma do erro e raiz quadrada do erro.	102

LISTA DE ABREVIATURAS DE SIGLAS

Sigla

ACP	Análise das Componentes Principais
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul
ATN	Atlântico Tropical Norte
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
Cm	Centímetro
CMAP	<i>Climate Prediction Center - Merged Analysis of Precipitation</i>
Cos	Cosseno
CP	Componente Principal
ENOS	El Niño–Oscilação Sul
Eq	Equador
ET	Evapotranspiração
FC	Fator de Carga
FFT	Transformada Rápida de Fourier (<i>Fast Fourier transform</i> – em inglês)
ION	Índice Oceânico Niño
JBN	Jato de Baixos Níveis
Lat	Latitude
Lon	Longitude
N	Número de elementos de uma série
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i> – em inglês
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i> – em inglês
modo S	Modo Espacial (<i>Spatial</i> – em inglês)
modo T	Modo Temporal
$\delta^{18}\text{O}$	Razão isotópica do oxigênio dezoito
ODP	Oscilação Decenal do Pacífico

P	Probabilidade
PEA	Padrão Espacial Anômalos
SF	Sistema Frontal
SMOW	<i>Standard Mean Ocean Water</i> – em inglês
R	Regime
r	Índice de correlação
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
U	Componente zonal do vento
V	Componente meridional do vento
Z	Zona
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

Sumário

1. Introdução.....	17
1.1 Contextualização e justificativa	17
1.2 Objetivos.....	19
1.3 Metas.....	19
2. Revisão Bibliográfica.....	21
2.1. Composição isotópica da água	21
2.2. Testemunho de gelo do Nevado Illimani.....	23
2.2.1 Controles da variação do $\delta^{18}\text{O}$ no Nevado Illimani.....	25
2.3. Precipitação na América do Sul	27
2.4. Recarga e reciclagem da água precipitada na América do Sul.....	35
2.5. Variabilidade intrasazonal, interanual e interdecenal da precipitação na América do Sul	42
3. Metodologia	46
3.1 Dados	46
3.1.1 Razão Isotópica do Oxigênio Dezoito ($\delta^{18}\text{O}$)	46
3.1.2 Precipitação.....	47
3.1.3 Variáveis secundárias	50
3.1.3.1 Variáveis atmosférica	50
3.1.3.2 Índices climáticos	51
3.2 Técnicas estatísticas	51
3.2.1 Análise das Componentes Principais.....	51
3.2.2 Transformada rápida de Fourier.....	55
3.2.3 Análise de dependência por regressão.....	55
3.3. Estimativa da variabilidade da precipitação pretérita.....	56
4. Resultados.....	59
4.1 Análise da variabilidade espacial da precipitação.....	59
4.2 Análise da variabilidade temporal da precipitação.....	69
4.3 Análises das relações espaço-temporal entre a precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$	81
4.3.1 Relações entre a distribuição espacial da precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$	81
4.3.2 Relações entre a distribuição temporal da precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$	86
4.4 Estimativa da precipitação pretérita a partir da razão do $\delta^{18}\text{O}$	95
5. Conclusões.....	106
5.1. Relações do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani com a precipitação na América do Sul	106
5.2. Reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita sobre a América do Sul	110
Trabalhos futuros	112
Referências	113
Anexo I	121

1. Introdução

1.1 Contextualização e justificativa

A variabilidade climática em distintas escalas temporais é uma preocupação constante de nossa sociedade pois somos vulneráveis às alterações dos ciclos físicos e químicos que constituem o balanço térmico e hídrico do clima de uma área. Essas alterações podem modificar a abundância e a distribuição geográfica dos alimentos, bem como gerar desastres naturais por intensas chuvas ou secas severas.

Entre os principais ciclos do balanço térmico e hídrico de um regime climático, é o ciclo hidrológico um dos mais importantes para a produtividade dos ecossistemas pelo papel da água na manutenção da cadeia alimentar. O volume de precipitação é a maior porcentagem da recarga de água de um ecossistema, tornando uma variável reguladora da produtividade primária e secundária.

Frente à importância da água, desde as primeiras civilizações se realiza o monitoramento do ciclo hidrológico como, por exemplo, a observação do nível dos rios e do volume de água precipitada, para subsidiar investigações que melhorarem a compreensão da dinâmica ambiental e minimizem as vulnerabilidades sociais. A partir do século XVIII, essas técnicas de investigações ganharam maior rigor metodológico, e assim, tornou-se possível ampliar espacialmente e temporalmente as pesquisas científicas.

Neste contexto, dados paleoclimáticos mensurados em testemunhos de gelo são importantes fontes de informações do clima pretérito e de relações com variáveis atmosféricas ou hidrológicas, provendo dados com alta resolução temporal, quando comparados a outras fontes. Por exemplo, as razões de isótopos estáveis (H^2/H^1 ou O^{16}/O^{18}) quando mensuradas em testemunhos de gelo polares podem ser usadas para estimar indiretamente a temperatura atmosférica e em testemunhos de gelo tropical o $\delta^{18}O$ pode ser usado para inferências sobre o ciclo hidrológico (Bales e Wolff, 1995).

Na América do Sul, especialmente sobre a cordilheira dos Andes, houve diversas campanhas para coletar dados paleoclimáticos, porém as amostras dessa área podem representar dois regimes climáticos parcialmente isolados, um que atua sobre o Oceano Pacífico e outro sobre o planalto sul-americano

(Thompson *et al.*, 1998). A extração do testemunho de gelo no Nevado Illimani – Bolívia (6350 m, 16°37'S, 67°46'W) visou obter informações pretéritas da dinâmica atmosférica atuante sobre o planalto sul-americano. Essa massa de gelo, apesar de apresentar alta dinâmica, preserva informações desde o Último Máximo Glacial (Ramirez *et al.*, 2003).

A série temporal da razão do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani guarda informações pretéritas do ciclo hidrológico, porque a água que precipita nessa geleira evapora no Oceano Atlântico e recicla sobre o continente sul-americano (Vimeux *et al.*, 2005). O empobrecimento do O^{18} em relação ao O^{16} (fracionamento isotópico) em latitudes tropicais ocorre pelo processo de condensação da água na atmosfera, ou seja, a repetição desse processo ao longo da reciclagem da água sobre o continente diminui a porcentagem relativa do O^{18} (Dansgaard, 1964).

Nessa tese são propostos parâmetros que serviram como elos de ligação entre as condições do fracionamento isotópico e o ciclo hidrológico, principalmente da reciclagem e recarga da água precipitada na América do Sul, porque as chuvas são formadas pela evaporação da água local (reciclagem) e a entrada de umidade evaporada nos oceanos (recarga), sendo que a primeira é mais importante no interior do continente e a outra no litoral (Brubaker *et al.*, 1993).

Na América do Sul, a sazonalidade dos ventos influencia nas proporções da reciclagem e recarga de água, pois a circulação atmosférica monçônica é um mecanismo eficiente de transporte da umidade evaporada no oceano Atlântico durante o verão e perde eficiência durante o inverno (Nóbrega *et al.*, 2005).

Existem oito regimes espaço-temporais da precipitação sobre a América do Sul, que distinguem-se pelo volume e distribuição temporal (Reboita *et al.*, 2010). Tal configuração, reflete a disposição bi-hemisférica do continente e sua configuração orográfica, onde o somatório dos fatores que controlam o regime térmico-hídrico gera uma diversidade climática que varia da extrema aridez até climas super úmidos.

A variabilidade temporal e espacial da precipitação sobre a América do Sul decorre de controles locais ou remotos nos mecanismos atmosféricos de transporte e convergência de umidade. Os fatores locais são predominantes no controle da precipitação durante o verão, porque a interação atmosfera-solo influencia no balanço térmico-hídrico da dinâmica monçônica (Grimm, 2009). Já

os fatores remotos controlam a distribuição espacial da precipitação durante a primavera, porque o início das chuvas de monções é dependente ao balanço térmico da interação atmosfera-oceanos, principalmente sobre o Oceano Pacífico Equatorial (Grimm, 2003).

1.2 Objetivos

Esta tese tem dois objetivos: (1) analisar as relações espaço-temporal entre as variações no conteúdo de isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) na neve e gelo do Nevado Illimani e a precipitação observada na América do Sul durante o período 1979–1998; (2) investigar se é possível reconstruir a variabilidade da precipitação pretérita (1929–1978) desse continente a partir das variações do $\delta^{18}\text{O}$.

1.3 Metas

Para atingir os dois objetivos desta tese foi seguido em ordem as seguintes metas:

- 1) Identificação dos principais padrões espaciais da variabilidade da precipitação sobre a América do Sul;
- 2) Identificação dos padrões espaciais da temperatura do ar, pressão atmosférica e cobertura de nuvens para cada padrão espacial da variabilidade da precipitação;
- 3) Identificação das zonas espaciais em que a variação temporal da precipitação sobre a América do Sul é correlacionada;
- 4) Determinação dos índices de correlação temporal entre a temperatura do ar, pressão atmosférica e cobertura de nuvens com a precipitação de cada zona espacial;
- 5) Identificação dos fatores que controlam a variabilidade espaço-temporal da precipitação sobre a América do Sul;

6) Análise das relações entre os padrões espaciais anômalos de precipitação na América do Sul com a variação temporal do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani;

7) Análise das relações temporais entre a precipitação na América do Sul e a série do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani;

8) Análise da dependência entre a precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$ utilizando equações matemáticas de regressão;

9) Identificação dos padrões espaciais da precipitação que podem ser utilizados como referência para casos específicos da variação do $\delta^{18}\text{O}$ para reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita (1929–1978) e

10) Verificação da fidedignidade da reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita (1929–1978).

2. Revisão Bibliográfica

A seguir são apresentados temas importantes para compreensão das discussões realizadas sobre a variação temporal do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani e a variabilidade espaço-temporal da precipitação na América do Sul.

Nas primeiras seções são descritas características isotópicas da água e como ocorre a diminuição da proporção de isótopos mais pesados (O^{18}), especialmente nas amostras obtidas pela recuperação do testemunho no Nevado Illimani.

Nas seções seguintes são apresentados padrões espaço-temporais da precipitação, os processos de recarga e reciclagem da água precipitada e a variabilidade espaço-temporal da precipitação em três escalas temporais, intrasazonal, interanual e interdecenal.

2.1. Composição isotópica da água

O hidrogênio e o oxigênio que compõem a água podem possuir diferentes massas atômicas, por exemplo, o primeiro pode ter massa atômica de 1 ou 2 dalton e o segundo de 16 ou 18 dalton, sendo mais abundante os elementos mais leves ($^1\text{H} = 99,985\%$ e $^{16}\text{O} = 99,762\%$) e raro os mais pesados ($^2\text{H} = 0,015\%$ e $^{18}\text{O} = 0,2\%$). A porcentagem desses isótopos estáveis que compõem a água meteórica apresenta variação porque ocorre o empobrecimento de isótopos pesados com a diminuição da temperatura do ar (nas regiões polares) ou com a reciclagem da água sobre os continentes (na região tropical) (Dansgaard, 1954).

A redução da proporção de isótopos mais pesados (O^{18}) que compõem a água em latitudes tropicais ocorre na condensação da água, processo no qual as diferentes pressões de vapor, que refere-se a volatilidade dos elementos químicos, geram o fracionamento isotópico. Assim, em cada condensação da água, as moléculas mais pesadas de oxigênio tendem a precipitar mais rapidamente do que aquelas de menor massa atômica (O^{16}), reduzindo o $\delta^{18}\text{O}$ em aproximadamente 0,3% (Dansgaard, 1964).

A variação das razões entre oxigênio 18 e 16 é pequena, por isso a mensuração dessa variável é representada em partes por mil (‰), conforme a seguinte equação:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{1000[(\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O})]_{\text{amostra}}}{(\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \quad \text{Eq. 1}$$

onde SMOW (*Standard Mean Ocean Water* – em inglês) é uma amostra arbitrária que contém porcentagem de isótopos estáveis semelhante a composição média do oceano (Craig, 1961b).

Essa razão resulta em valores negativos, porque as amostras empobrecidas de ^{18}O são relativizadas com uma amostra de referência (SMOW). Para as amostras coletadas em latitudes tropicais, valores do $\delta^{18}\text{O}$ próximos de zero indicam que a água evaporou recentemente dos oceanos e valores mais negativos evidenciam que a água que passou por processos de reciclagem sobre o continente (Dansgaard, 1954).

Um conjunto de moléculas d'água que evapora no oceano, passa pelo primeiro fracionamento isotópico na condensação do vapor na atmosfera, onde também ocorre o equilíbrio isotópico. Assim, a composição da água que compõem a primeira precipitação possui um $\delta^{18}\text{O}$ médio de -3‰ (Figura 1), e com os sucessivos processos de evaporação-precipitação há um empobrecimento do $\delta^{18}\text{O}$ em até 60‰ , nos casos de precipitações em regiões polares (Craig, 1961a e Dansgaard, 1964).

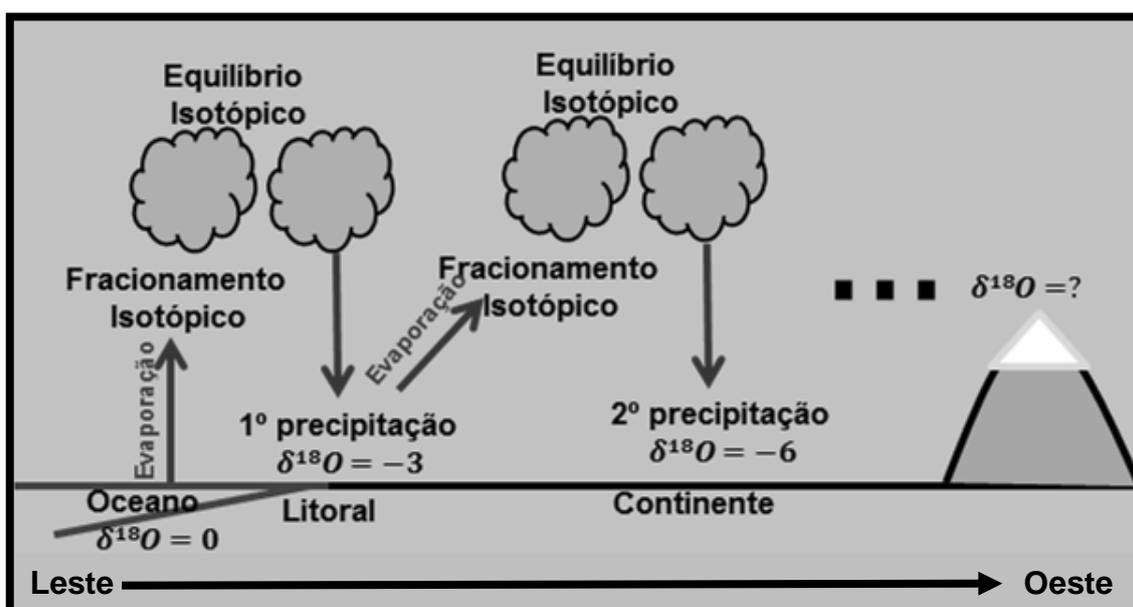


Figura 1: Modelo do processo de fracionamento isotópico na Amazônia.

2.2. Testemunho de gelo do Nevado Illimani

Sobre a cordilheira dos Andes diversas campanhas coletaram dados paleoclimáticos, porém as amostras extraídas na margem ocidental dessas montanhas refletem o regime climático que atua sobre o Oceano Pacífico e as amostras da margem oriental são representativas da dinâmica climática atuante sobre o Oceano Atlântico e o planalto sul-americano (Thompson *et al.*, 1998). Assim, a extração do testemunho de gelo no Nevado Illimani – Bolívia ($16^{\circ}37'S$, $67^{\circ}46'W$, 6350 m) visou obter informações pretéritas da dinâmica atmosférica atuante sobre este planalto.

O Nevado Illimani é um cone vulcânico situado na face oriental da região central da cordilheira dos Andes (Figura 2), em território boliviano, a cerca de 40 quilômetros de La Paz. Em sua cumeada, em torno de 6350 m de altitude, há cobertura de gelo formada pelo acúmulo de neve que origina-se à 3 mil quilômetros de distância, no Oceano Atlântico. A parte mais profunda contém gelo composto por precipitações de neve do final do Último Máximo Glacial, cerca de 18 mil anos atrás e os primeiro 50 m foram formados por precipitações ocorridas no último século (Ramirez *et al.*, 2003).



Figura 2: Nevado Illimani: (A) localização (B) fotografia da montanha e (C) seção de testemunho de gelo. Fontes: Google Earth, www.bolivian.com/lapaz/illimani-4 e www.icedrill.ch (acessado em 11/4/2013 às 14h)

Esse testemunho de gelo possui 136 m, dos quais, os primeiros 36 m são constituído por firn (estágio intermediário entre a neve e o gelo) e o resto é gelo de geleira. Para amostragem os primeiros 50m do testemunho foram fragmentados em porções de 7 cm, ou seja, uma amostra para cada 1,15 mês (em média). Essas porções foram derretidas e uma porcentagem da água líquida foi analisada em um espectrômetro de massa de razões isotópicas, dando origem a série temporal (Figura 3) do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani (Ramirez *et al.*, 2003).

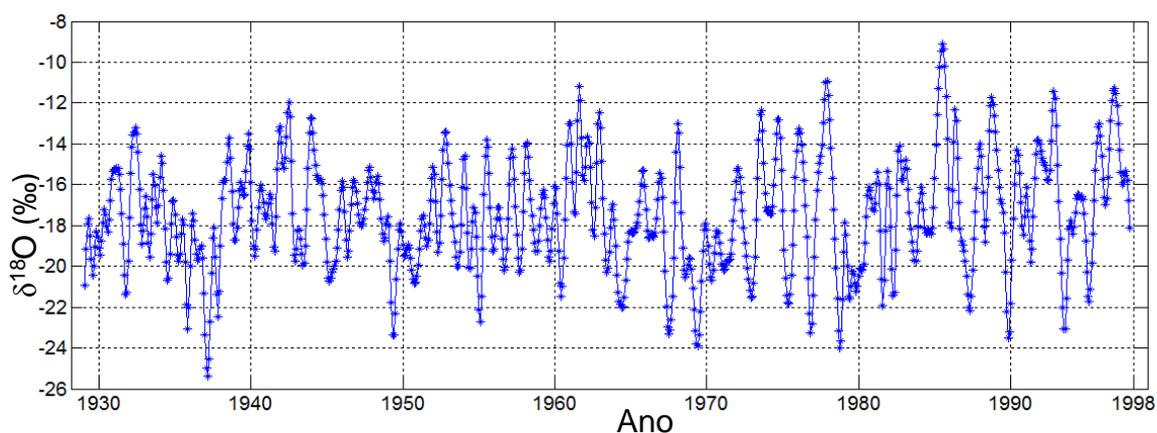


Figura 3: Variação da razão isotópica do oxigênio dezoito ($\delta^{18}\text{O}$) no testemunho do Nevado Illimani.

A datação de cada secções de 7 cm do testemunho foi realizada por análise de múltiplas variáveis (*multi-proxy analysis* – em inglês). Essa análise compara parâmetros mensurados no testemunho (condutividade elétrica, micropartícula, pH, trítio e ^{210}Pb) com a identificação visual das camadas sazonais e horizontes de referência como eventos vulcânicos e termonucleares (Knüsel *et al.*, 2002).

A variabilidade do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani é controlada pelo somatório de fatores, destacando-se: 1) Continentalidade – a distância de 3 mil quilômetros entre o nevado e o oceano Atlântico é o principal fator que condiciona a média da razão isotópica em torno de -15‰ (Eltahir e Bras, 1994); 2) Altitude – a diminuição da temperatura e da disponibilidade de água na atmosfera aumentam o fracionamento isotópico do O^{18} em relação ao O^{16} (Vimeux *et al.*, 2005); 3) Sazonalidade – no verão a entrada de água evaporada do oceano Atlântico é pela atuação dos ventos monçônicos, assim, a elevação da temperatura

atmosférica no interior continental favorece o transporte de isótopos de maior massa atômica para essa área. Já no inverno, a interrupção dos ventos monçônicos e a diminuição da temperatura favorecem a redução do $\delta^{18}\text{O}$ no interior continental por causa da maior reciclagem da água (Salati *et al.*, 1979); 4) Evapotranspiração – cerca de 50% da água precipitada sobre a floresta Amazônica origina-se da evaporação da umidade continental, onde a vegetação equatorial desempenha importante função na regulação hídrica entre a litosfera e a atmosfera (Salati *et al.*, 1979); e 5) Variação da temperatura superficial dos oceanos tropicais – os impactos no ciclo hidrológico causados por alterações na temperatura superficial dos oceanos Pacífico e Atlântico são predominantes na escala interanual e interdecenal, sendo que o fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENOS) é o principal fator (Ramirez *et al.*, 2003 e Vuille *et al.*, 2003). A variabilidade do Atlântico Norte exerce controle na recarga hídrica no leste da região equatorial, conseqüentemente, influencia no fracionamento isotópico preservado no Nevado Illimani (Maier *et al.*, 2013b).

2.2.1 Controles da variação do $\delta^{18}\text{O}$ no Nevado Illimani

A continentalidade aumenta a proporção da reciclagem da água continental na precipitação sobre a Amazônica (Figura 4), conseqüentemente, há um empobrecimento do $\delta^{18}\text{O}$ ao longo dessa bacia de leste para oeste (Dall'Olio *et al.*, 1979), por causa do aumento dos eventos de evapotranspiração e precipitação (Eltahir e Bras, 1994).

A sazonalidade afeta os padrões globais da circulação atmosférica, o que altera o transporte da umidade evaporada no oceano Atlântico para o interior do continente sul-americano (Figura 5). Nos meses mais quentes (primavera, verão e outono do hemisfério sul), a umidade evaporada no oceano Atlântico Tropical entra no continente pelo hemisfério norte, nas proximidades do Amapá, ou pela região equatorial, nas proximidades da foz do rio Amazonas. Já no inverno austral, o transporte da umidade evaporada no oceano Atlântico é restrita às médias latitudes, passando sobre as regiões sul e sudeste do Brasil (Vimeux *et al.*, 2005). Mais informações sobre a continentalidade e a sazonalidade do transporte de umidade para o interior do continente serão apresentadas no Seção 2.3.

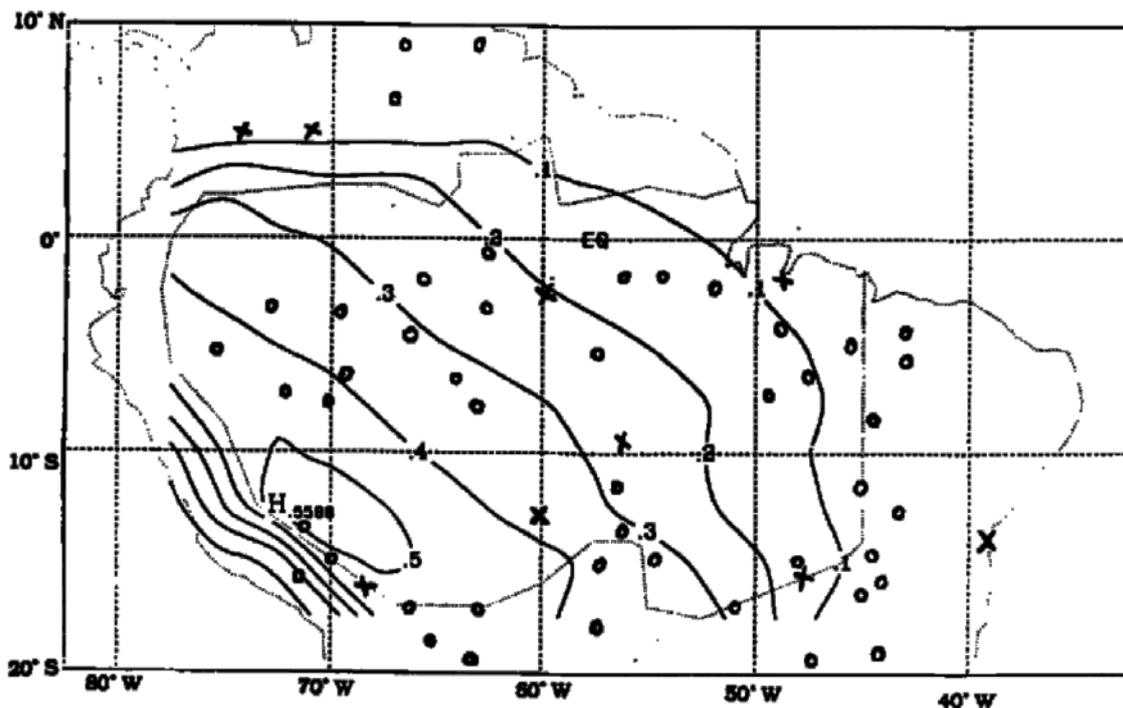


Figura 4: Isolinhas marcam o número de processos de reciclagem da água continental sobre a Amazônia e os indicadores (x e o) os pontos de amostragem. Fonte: Eltahir e Bras (1994).

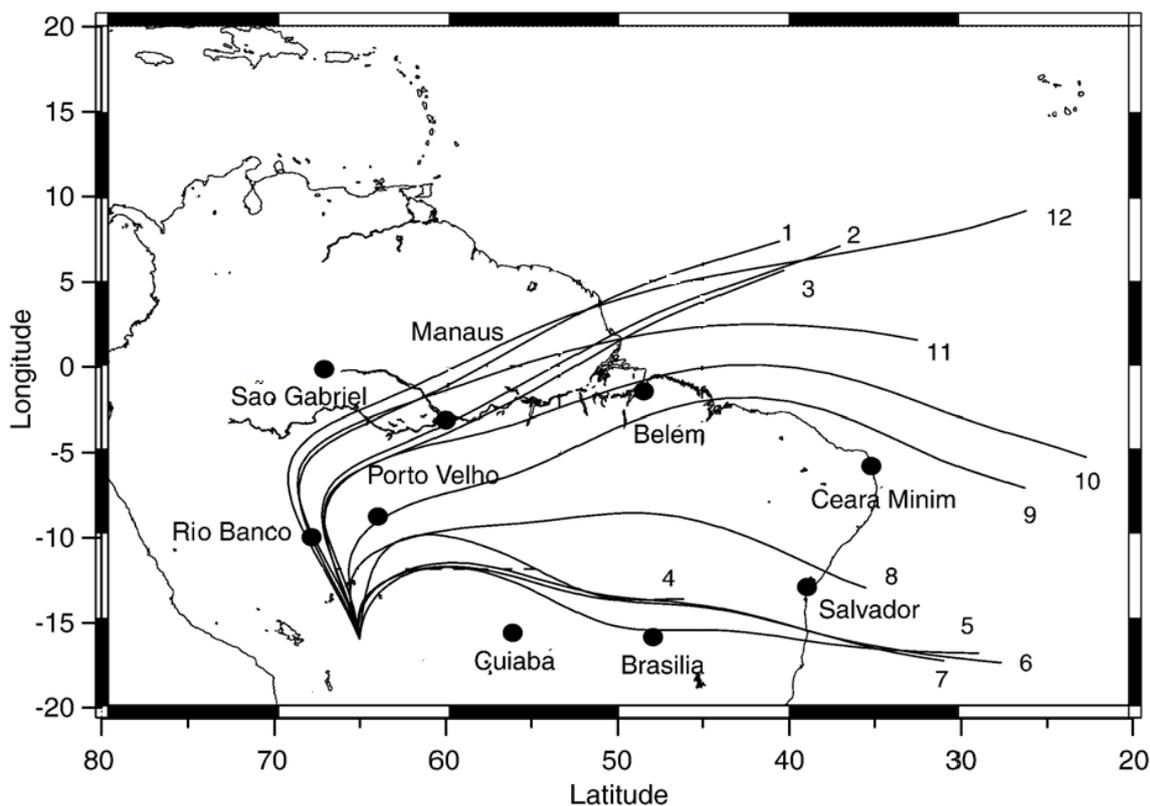


Figura 5: Trajetórias da umidade precipitada no vale Zongo (sudeste do Nevado Illimani) entre janeiro (1) e dezembro (12) Fonte: Vimeux *et al.* (2005).

O aquecimento (resfriamento) das águas oceânicas do Pacífico Equatorial e do Atlântico Norte diminui (aumenta) o volume das precipitações tropicais porque ocorre a diminuição (aumento) do transporte de umidade pelos ventos zonais nessas latitudes. Conseqüentemente, o aumento (diminuição) da reciclagem da água continental favorece o maior (menor) fracionamento isotópico do O^{18} em relação ao O^{16} (Ramirez *et al.*, 2003 e Vuille *et al.*, 2003).

Mais informações sobre o fenômeno El Niño-Oscilação Sul e da variabilidade da temperatura superficial do oceano Atlântico Tropical serão apresentados na seção 2.5.

2.3. Precipitação na América do Sul

Segundo Reboita *et al.* (2010) existem oito regimes da precipitação sobre a América do Sul (Figura 6), os quais se distinguem pelo volume e distribuição temporal das precipitações, conforme exposto na Tabela 1.

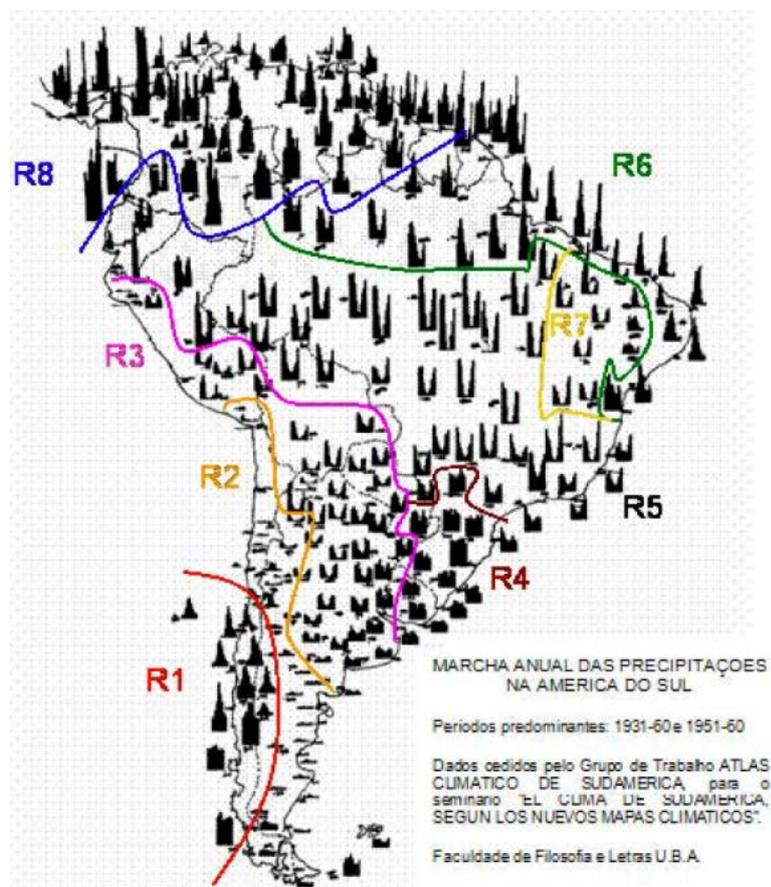


Figura 6: Regimes da precipitação sobre a América do Sul. Fonte: Reboita *et al.* (2010).

Tabela 1: Regimes da precipitação na América do Sul, com indicação da localização, volume anual precipitado e sazonalidade dos máximos e mínimos pluviométricos. Fonte: Reboita *et. al.*, (2010).

R	Localização dos regimes	Precipitação		
		Anual (mm)	Máximo	Mínimo
1	Sudoeste da América do Sul	1000–1700	Inverno	Verão
2	Norte do Chile, noroeste e centro-sul da Argentina	350	Inverno	Verão
3	Oeste do Peru, oeste e sul da Bolívia, norte e centro-leste da Argentina e centro-norte do Paraguai	Norte: 350–700 Sul: 700–1400	Verão	Inverno
4	Sul do Brasil, sul do Paraguai e Uruguai	1050–1750	Homogêneo	
5	Noroeste a sudeste do Brasil incluindo o Equador e norte do Peru	Sul: 1500 Norte: 2450–3000	Verão	Inverno
6	Norte da região norte do Brasil e litoral do nordeste do Brasil	1500–2000	Verão outono	Inverno primavera
7	Sertão nordestino do Brasil	200–500	Verão outono	Inverno
8	Norte da América do Sul	Superior 1500	Inverno austral	Verão austral

O volume e sazonalidade da precipitação em cada regime são intrínsecos a atuação dos mecanismos atmosféricos que transportam e ascendem a umidade (Figura 7A). Sendo que a intensidade, frequência e localização desses mecanismos alteram-se em resposta as mudanças sazonais do balanço térmico terrestre como, por exemplo, a migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o hemisfério norte e sul durante o inverno e verão austral (Reboita *et al.*, 2010).

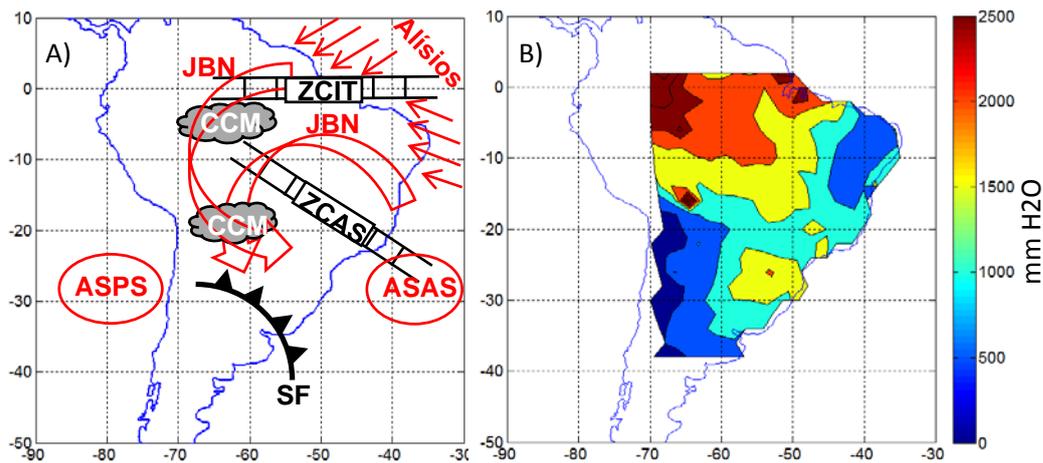


Figura 7: Sistemas atmosféricos de transporte e convergência da umidade (A) (Reboita *et al.*, 2010) e o total anual da precipitação sobre a América do Sul (B). ASAS – Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul; ASPs – Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul; CCM – Complexo Convectivo de Mesoescala, JBN – Jato de Baixos Níveis; SF – Sistema Frontal; ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul e ZCIT – Zona de Convergência Intertropical.

A combinação dos mecanismos semifixos de transporte e convergência da umidade na região tropical é o que causa os maiores volumes pluviométricos na América do Sul (Reboita *et al.*, 2010). Além disso, mecanismos dinâmicos como, por exemplo, os jatos de baixos níveis são importantes na distribuição espacial da precipitação, porque a saída deles está associada aos processos de formação das nuvens, desde a Amazônia até a foz do Rio da Prata. Conseqüentemente, a variação dos jatos de baixos níveis (localização, frequência e intensidade) está integrada a variabilidade da precipitação, principalmente, a que está relacionada com as chuvas monçônicas (Marengo *et al.*, 2004).

Para melhor compreensão da formação das chuvas sobre a América do Sul será apresentado, por região, os principais mecanismos que configuram a distribuição espacial e temporal da precipitação.

Segundo Rao e Hadak (1990), na região equatorial, as altas temperaturas e os ventos alísios apresentam grande eficiência na evaporação e transporte da umidade que converge na ZCIT e nos CCM, conseqüentemente, essa combinação de mecanismos origina grandes volumes pluviométricos, as quais podem ultrapassar 2500 mm em um ano (Figura 7B). Em outras palavras, o

oceano Atlântico e a floresta Amazônica disponibilizam vapor d'água para atmosfera, os ventos alísios criam um corredor de ar que transporta a umidade para o interior continental e os mecanismos de convergência acendem a umidade para formar nuvens espessas.

Os totais anuais da precipitação podem exceder 2500 mm ou ser inferiores a 500 mm na região tropical. No primeiro caso, o regime pluviométrico origina um complexo ciclo hidrológico sobre o continente, já na segunda situação, há uma natural escassez de água porque as altas temperaturas e os ventos causam rápida evaporação da água precipitada. As áreas que recebem chuvas abundantes estão sob domínio monçônico, onde os jatos de baixos níveis realizam o transporte da umidade que converge nos CCMs ou na ZCAS (Zhou e Lau, 1998). Adicionalmente, a barreira orográfica da cordilheira dos Andes gera chuvas orográficas em sua margem leste, acumulando um total anual superior a 2500 mm (Garreaud e Wallace, 1997). As áreas com baixos índices pluviométricos estão sob efeito da altitude, a qual diminui exponencialmente a capacidade da atmosfera transportar umidade ou sob efeito da estabilidade atmosférica, originada pela descendência do ar na porção leste da célula de circulação zonal (Garreaud, 2000).

Na região subtropical existem dois mecanismos atmosféricos predominantes no controle da distribuição espacial da precipitação (Reboita *et al.*, 2010). No primeiro mecanismo são os jatos de baixos níveis que transportam a água pelo interior continental, ao longo da cordilheira dos Andes (desde a floresta Amazônica até as latitudes médias). Os jatos são formados por complexas interações entre a recarga hídrica (equatorial), reciclagem da água sobre o continente sul-americano e as convergências na região subtropical, por isso a intensidade e frequência desses jatos determinam a quantidade de umidade que é retirada da região tropical e transportada para a região subtropical. Por exemplo, no verão e no outono as altas temperaturas continentais, em relação aos oceanos, favorecem a formação dos fortes jatos desde a região equatorial até a foz do rio da Prata, com isso, a água Amazônica é transportada até os CCMs que atuam sobre a Argentina, sul do Brasil, Bolívia e Paraguai. No inverno, o resfriamento continental restringe os jatos de baixos níveis ao sul de 10°S e nesta configuração eles estão associados as convergências frontais e compõem o principal mecanismo de transporte da

umidade evaporada no oceano Atlântico Sul e precipitada no leste da região subtropical da América do Sul (Marengo *et al.*, 2004).

O segundo mecanismo que controla a distribuição espacial da precipitação na região subtropical está associado a célula atmosférica de circulação meridional, a qual origina os centros de alta pressão nas proximidades dos 30°S. O centro de alta pressão que situa-se sobre o oceano Atlântico Sul força a divergência do ar nessa área, este deslocamento (vento) realiza grande parte do transporte zonal da umidade evaporada no referido oceano e precipitada na região subtropical, principalmente no inverno e na primavera quando o anticiclone subtropical do Atlântico Sul possui maior intensidade (Sinclair, 1996).

Em resumo, existem duas áreas de origem da umidade que precipita na região subtropical, a Amazônia e o oceano Atlântico Sul, em função dos dois mecanismos de transporte da água. A primeira área é mais importante no verão, quando a circulação monçônica conecta o banco hídrico da regiões subtropical com a tropical, já a segunda área é mais importante no inverno, quando as monções estão inibidas e o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul está intensificado.

Visto a origem da umidade e os mecanismos de transporte da água que compõem as precipitações na América do Sul, será apresentado os principais mecanismos de convergência. Entre os quais destacam-se os sistemas frontais, CCM, a ZCIT e a ZCAS.

As convergências frontais ocorrem pelo encontro de duas massa de ar, uma polar que é fria, seca e densa, que avança para o norte e outra tropical que é quente, úmida e menos densa, que avança para o sul (Oliveira e Nobre, 1986). Essas convergências abrangem uma larga faixa do continente sul-americano, desde as baixas latitudes até as médias, mas situam-se predominantemente na região subtropical.

Os sistemas frontais geram mecanismos de ascensão da umidade com a instabilidade atmosférica. Por exemplo, o ar frio e denso força o quente e úmido subir sobre a frente fria, com isso formam-se intensas convergências que resultam fortes precipitações, além disso, existem instabilidades pré-frontais causadas por correntes de ar que tentam compensar o balanço térmico (Rodrigues *et al.*, 2004). No extremo sul do Brasil, ocorre, em média, 1 passagem

de frente fria a cada 7 dias, sendo mais (menos) frequente no inverno (verão) (Britto e Krusche, 1996).

Os CCMs são gerados pela aglomeração de convecções (ascensão de ar e umidade) em resposta as altas temperaturas continentais durante o verão e outono austral (Guedes, 1985). A ascensão do ar, além de formar nuvens espessas gera uma carência de ar na parte inferior da atmosfera. Ocorre, então, o prolongamento dos jatos de baixos níveis até a área de atuação dos CCM, o que acelera o processo de formação de nuvens e pressões atmosféricas ainda mais baixas, em um sistema de retroalimentação (Salio *et al.*, 2007). Esse sistema é comum sobre o Paraguai, centro-oeste do Brasil e norte da Argentina (Guedes, 1985).

Se tratando das convergências tropicais, cabe destacar algumas distinções entre ZCIT e a ZCAS. A primeira origina-se pela confluência dos ventos alísios e as altas temperaturas da superfície do mar na região equatorial. Essa zona migra para o hemisfério norte durante junho, julho e agosto e para o hemisfério sul entre dezembro e fevereiro (Uvo, 1989). Já a ZCAS é formada por perturbações de um sistema frontal, o qual, ao chegar próximo do trópico de capricórnio restringe os jatos de baixos níveis na região tropical e desenvolve uma faixa de transporte e convergência de umidade evaporada no oceano Atlântico e na floresta Amazônica. Assim, se desenvolve uma banda de convecção que abrange uma área entre a borda sul da Amazônia até o centro do Oceano Atlântico Sul, com uma orientação de noroeste/sudeste (Kousky, 1984). Tal configuração resulta no acúmulo de elevados volumes pluviométricos sobre o sudeste brasileiro, durante os meses de primavera, verão e outono (Casarin e Kousky, 1986).

A variabilidade sazonal da precipitação é controlada predominantemente pelo ciclo monçônico das chuvas (Zhou e Lau, 1998). No interior continental, as precipitações são concentradas no verão austral e inibidas no inverno porque o efeito da continentalidade rege a direção dos ventos e também o transporte de umidade para esta área em latitudes tropicais. Além disso, a cordilheira dos Andes forma uma barreira para os ventos zonais, redirecionando-os para sul e intensificando o deslocamento meridional de água evaporada na região equatorial em direção as médias latitudes (Marengo *et al.*, 2004).

Na sequência é apresentado, por estação sazonal, a configuração espacial dos mecanismos de transporte e convergência de umidade que integram o sistema de monções da América do Sul e demais mecanismos que influenciam na distribuição temporal da precipitação.

No verão, a ZCIT está atuando no hemisfério sul (Figura 8A), os jatos de baixos níveis originam-se na região equatorial e terminam na ZCAS ou nas convergências subtropicais (Figura 8B), os CCMs podem ocorrer deste a Amazônia até os subtrópicos, com isso, todas as áreas da América do Sul recebem abundantes precipitações (Zhou e Lau, 1998 e Reboita *et al.*, 2010).

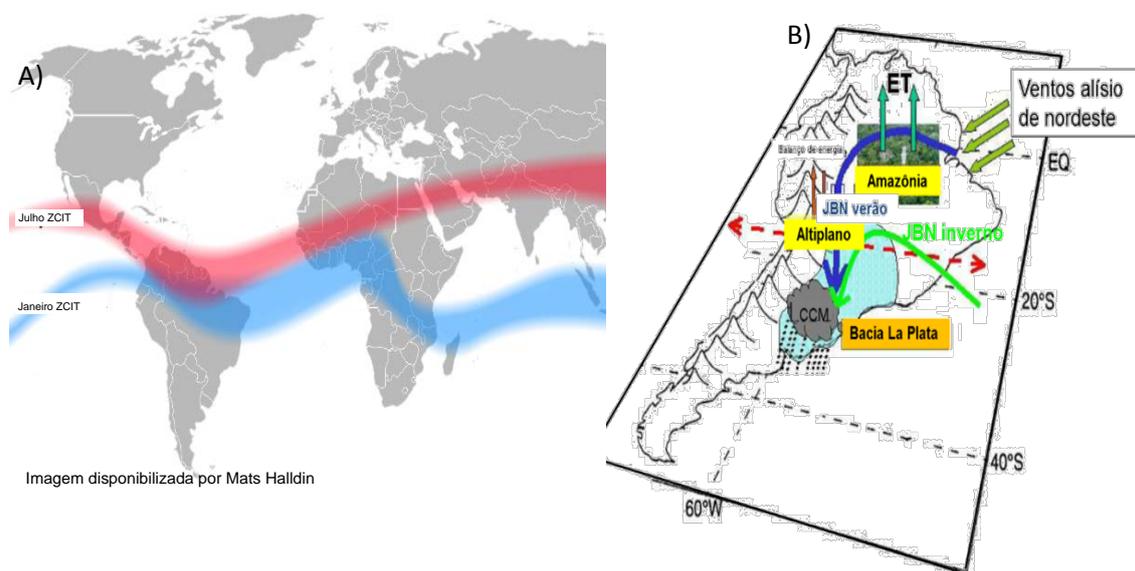


Figura 8: Sazonalidade da Zona de Convergência Intertropical (A) e a atuação dos jatos de baixos níveis (B), no verão (linha azul) e no inverno (linha verde) e suas interações com o processo de Evapotranspiração (ET) na Amazônia, os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) e os Jatos de Baixos Níveis (JBN). Fonte: Marengo *et al.* (2004).

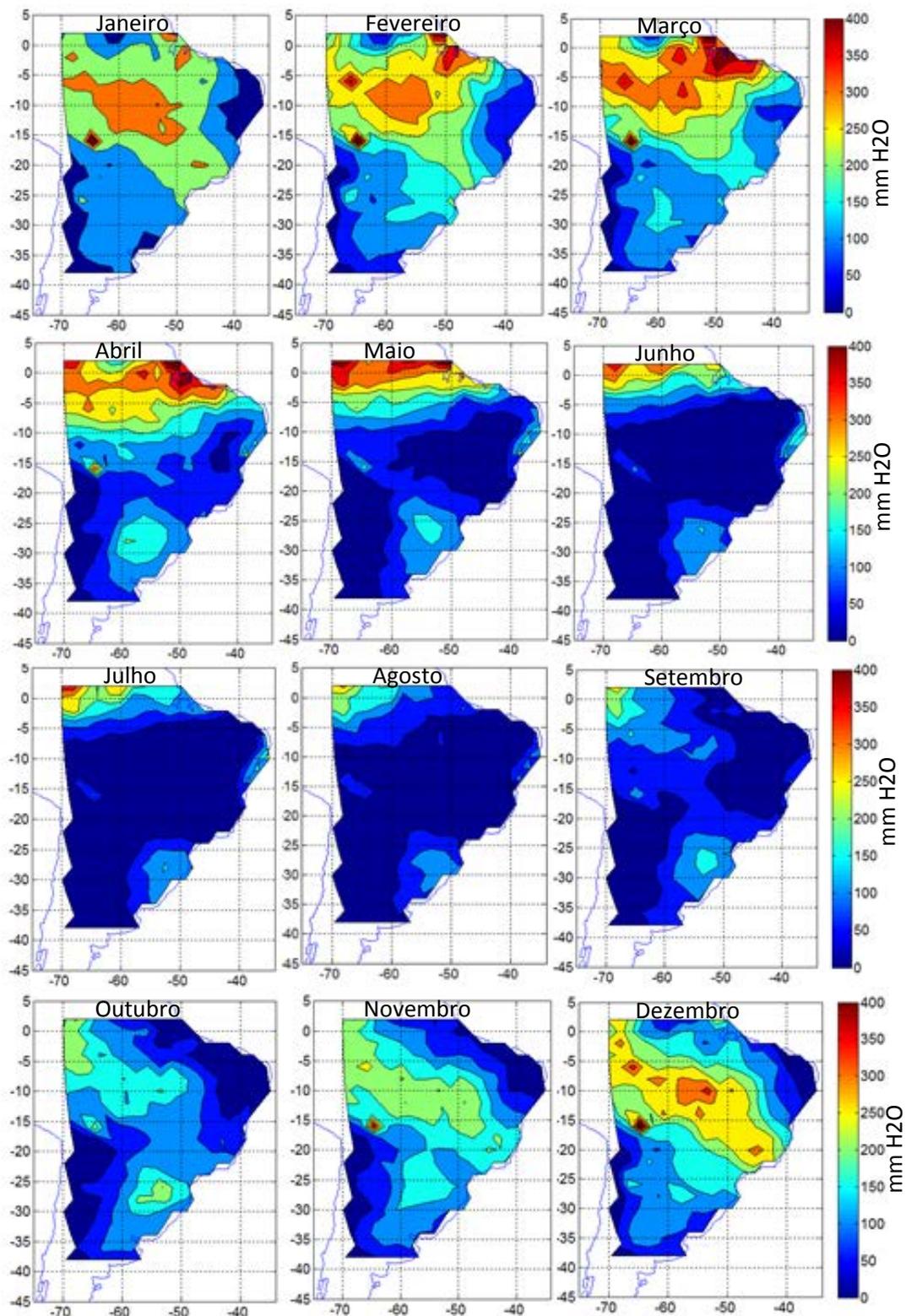


Figura 9: Médias mensais da precipitação na América do Sul (1979 – 2008).

No outono, os mecanismos de transporte e convergência da umidade possuem localização geográfica semelhante ao verão, mas o aquecimento

progressivo do hemisfério sul intensifica a evaporação e o transporte da umidade na região tropical, conseqüentemente, as precipitações na margem leste da Amazônia e do nordeste brasileiro aumentam (Reboita *et al.*, 2010).

No inverno, a ZCIT está no hemisfério norte (Figura 8A), os jatos de baixos níveis estão restritos as latitudes médias (Figura 8B) e a ZCAS e os CCM estão inibidos ou desintensificados pelo resfriamento continental. Por causa desta configuração, a precipitação na região tropical diminui e aumenta na região equatorial do hemisfério norte (Reboita *et al.*, 2010). Na região subtropical os totais mensais da precipitação não diminuem, porque o aumento da frequência e intensidade dos sistemas frontais compensam a interrupção do transporte da umidade amazônica para essas latitudes (Britto e Krusche, 1996 e Rodrigues *et al.*, 2004).

Na primavera inicia a estação chuvosa na região tropical em resposta as primeiras intrusões de umidade pelos ventos alísios e jatos de baixos níveis. No início da estação, as convergências tropicais não possuem magnitude para gerar altos volumes pluviométricos na região equatorial do hemisfério sul e no sudeste brasileiro porque as temperaturas continentais ainda permanecem baixas. O aquecimento progressivo, durante a primavera, aumenta a frequência e intensidade de todos mecanismos atmosféricos (citados “no verão”) que transportam e convergem a umidade (Reboita *et al.*, 2010).

2.4. Recarga e reciclagem da água precipitada na América do Sul

A água precipitada em uma determina área é derivada de duas fontes: 1) recarga de umidade transportada pelos ventos e 2) evaporação da água local (Brubaker *et al.*, 1993). Por exemplo, segundo Dall’Olio *et al.* (1979) a água precipitada sobre a floresta Amazônica é originada pela evaporação do oceano Atlântico (50%) e da evapotranspiração da floresta (50%), mas essas proporções possuem variabilidade espaço-temporal. Para detalhar essa complexa relação serão apresentadas algumas características do processo integrador das duas fontes de umidade que formam as precipitações sobre a América do Sul.

A recarga de umidade na América do Sul ocorre pela evaporação das águas oceânicas do Atlântico e Pacífico (Satyamurty *et al.*, 1998). Porém, a cordilheira dos Andes isola parcialmente os ventos atuantes sobre os referidos

oceanos, conseqüentemente, a água precipitada na margem oriental (ocidental) da cordilheira é originária na evaporação do oceano Atlântico (Pacífico).

Segundo Uvo (1989), na região equatorial, os ventos alísios e a ZCIT são os principais mecanismos de transporte e convergência da água evaporada no Atlântico que formam as chuvas sobre a planície Amazônica. Essa água, após precipitar pela primeira vez sobre a Amazônia, evapora e é transportada pelos ventos equatoriais e pelos jatos de baixos níveis para o interior do continente, podendo atingir os Andes Centrais e/ou a região subtropical (Marengo *et al.*, 2004).

Na região tropical, a circulação atmosférica de monção é o principal sistema de transporte de umidade. A monção é composta por mecanismos atmosféricos integrados, onde os ventos alísios de nordeste e os jatos de baixos níveis são os responsáveis pela distribuição da umidade evaporada no oceano Atlântico no interior do continente sul-americano, formando assim, uma conexão do ciclo hidrológico entre o oceano Atlântico Tropical, Amazônica, Andes Centrais, região tropical e subtropical da América do Sul (Zhou e Lau, 1998)

No verão e outono, os ventos alísios de nordeste atuam no hemisfério norte, sobre o oceano Atlântico Norte, nas proximidades da linha do equador. Nesta configuração espacial, os ventos intensos aumentam a evaporação do oceano e transportam a umidade para o interior do continente, passando sobre a foz do rio Amazonas ou do estado do Amapá (Virji, 1981). Além disso, a combinação entre as altas temperaturas da superfície terrestre e os ventos intensos e constantes disponibiliza grande volume de vapor d'água para a atmosfera, o que pode atingir 350 kg/m.s durante o outono (Nóbrega *et al.*, 2005).

Os jato de baixos níveis são ventos intensos, superiores a 10 ms^{-1} , que deslocam-se nas camadas mais próximas da superfície (até 2 km). As velocidades máximas tendem a ocorrer entorno de 850 hPa para compensar o gradiente térmico causado por fluxos turbulentos na camada limite planetária (Bonner, 1968). Porque na América do Sul a continentalidade gera grande diferença entre as temperaturas do interior do continente e as do litoral. Além disso, a configuração orográfica da cordilheira dos Andes isola parcialmente os sistemas atmosféricos oriental e ocidental, sendo que no oriente, a barreira orográfica ordena a direção e o prolongamento do jato até as latitudes médias (Stensrud, 1996).

Segundo Marengo *et al.* (2004), os jatos de baixos níveis ao leste dos Andes podem ocorrer durante todo ano, porém em dois padrões espaciais, um no verão (mais frequente), saindo da região equatorial, passando pela margem leste da cordilheira dos Andes até a região subtropical. O outro no inverno, saindo da periferia do anticiclone semifixo do Atlântico Sul (jato restrito ao sul de 15°S) em direção ao interior continental (Figura 8B).

A extensão dos jatos de baixos níveis, no verão, podem variar em três configurações, desde a região equatorial até: 1) a região sudeste brasileiro, quando o jato integra a formação da ZCAS (Kodama, 1992); 2) a região sul do Brasil, quando existem sistemas frontais atuando na referida área (Arraut, 2007) e 3) no interior continental da região subtropical, quando os jatos abastecem os CCMs com umidade (Velasco e Fritsch, 1987). A saída dos jatos no inverno está associado as convergências frontais na região extratropical (Arraut, 2007).

Na região subtropical, a recarga de umidade para o interior do continente também é realizada pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul e que forma-se na porção descendente da célula de circulação meridional (célula de Walker). A subsidência do ar em torno de 30°S gera um centro de divergência, porque o ar ao se chocar com a superfície oceânica desloca-se horizontalmente e, assim, aumenta a evaporação do oceano e o transporte da umidade para a periferia do núcleo de alta pressão atmosférica (Sinclair, 1995). Esse anticiclone atua durante todo ano e numa posição geográfica semifixa, com máxima intensidade no inverno austral e em posição mais próxima do continente sul-americano. Os ventos originados pelo centro de alta pressão podem atingir o oeste da Amazônica nesta configuração (Shi *et al.*, 2000).

No litoral de todas as regiões da América do Sul, além dos mecanismos de mesoescala, também existem sistemas de circulação atmosférica locais como, por exemplo, as brisas terrestre e oceânicas. Esses sistemas atmosféricos locais podem influenciar na formação das precipitações que ocorrem até 200 quilômetros distantes do mar (Braga e Krusche, 2000).

O volume de água que compõem a recarga de umidade na América do Sul pode ser visualizado na Figura 10. Os maiores volumes de recarga ocorrem durante o outono (meses mais quentes) na região equatorial pela atuação dos ventos alísios e durante o inverno na região subtropical pela intensificação do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (Nóbrega *et al.*, 2005).

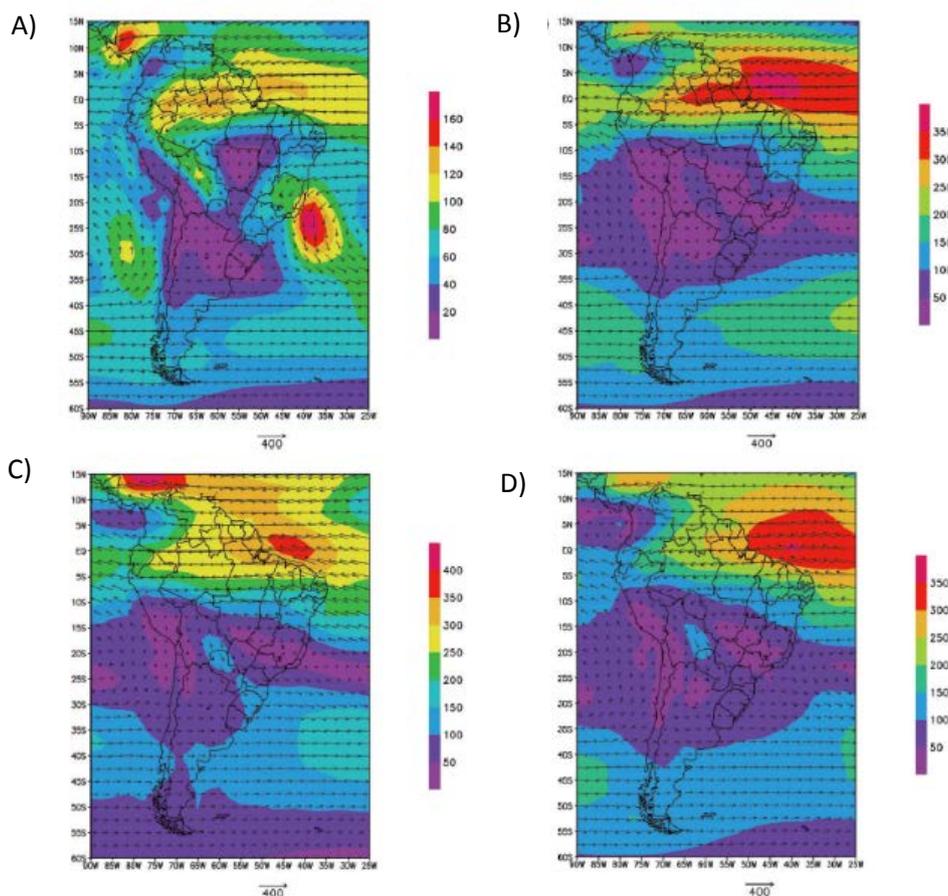


Figura 10: Transporte médio do vapor d'água (kg/m.s) no verão (A), outono (B), inverno (C) e primavera (D). Fonte: Nóbrega *et al.* (2005).

A reciclagem da água, por definição, é a porcentagem da água precipitada que origina-se da evaporação ou evapotranspiração local (Figura 11). Em outras palavras, é o sistema de retroalimentação entre a superfície continental e a atmosfera que disponibiliza umidade local para precipitar novamente dentro de uma mesma área (Brubaker *et al.*, 1993).

A reciclagem da água depende de duas condições: disponibilidade de água no solo e radiação solar (Schär *et al.*, 1999). Por isso, é no verão e outono que há mais reciclagem da água continental na formação das precipitações, pois nessas estações sazonais há radiação solar intensa e chuvas monçônicas abundantes. A diminuição progressiva da radiação solar com a aproximação do inverno austral determina a diminuição da temperatura, evaporação e precipitação e, conseqüentemente, ocorre a desintensificação da reciclagem da água continental (Nóbrega *et al.* 2005). Veja na Figura 12 as magnitudes (%) da reciclagem da umidade sobre a América do Sul.

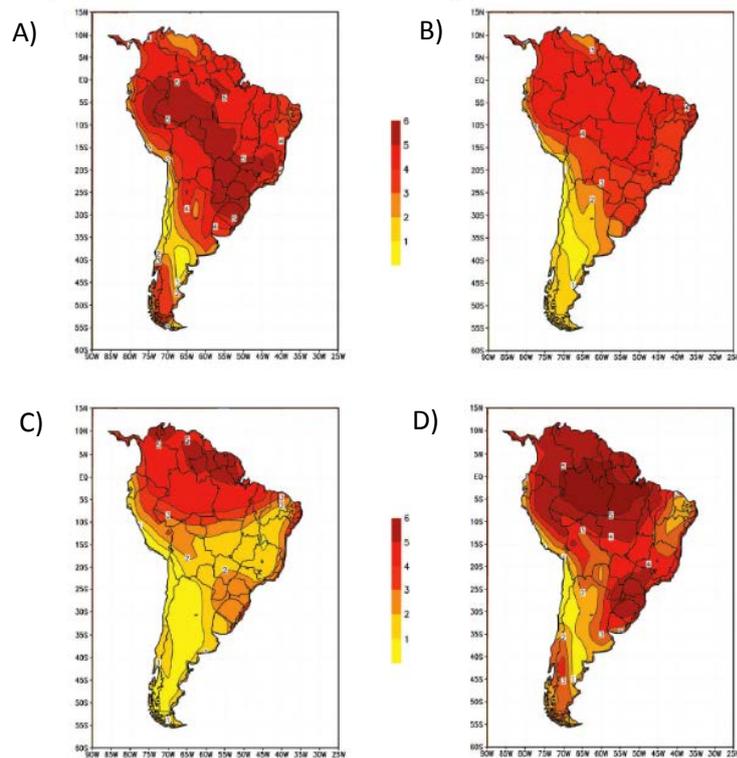


Figura 11: Evapotranspiração na América do Sul (mm/dia) no verão (A), outono (B), inverno (C) e primavera (D). Fonte: Nóbrega *et al.* (2005).

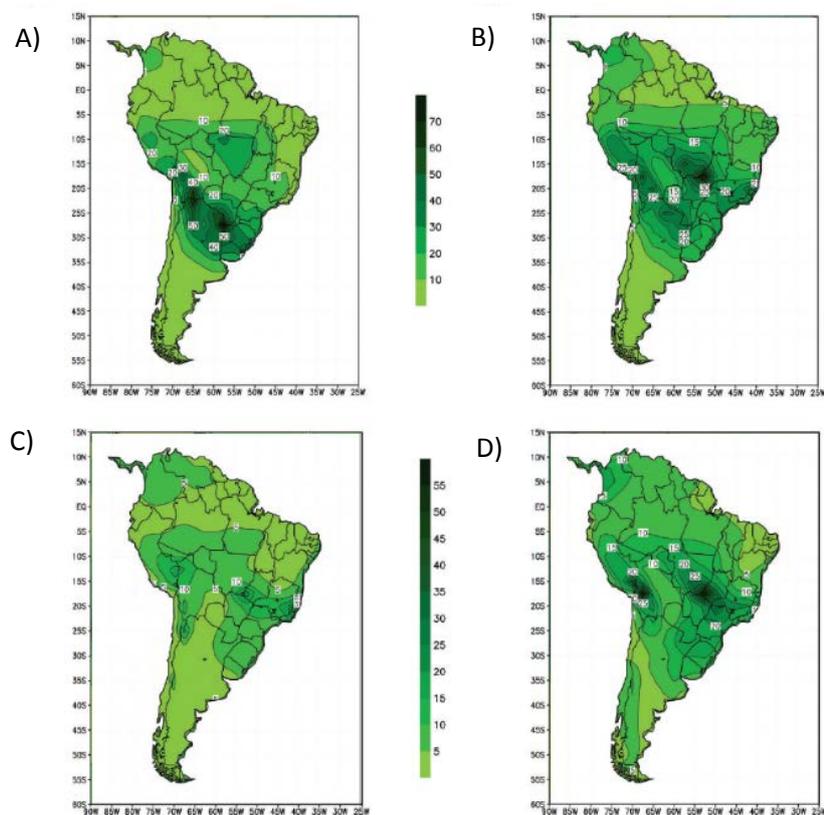


Figura 12: Reciclagem da água precipitada na América do Sul (%) no verão (A), outono (B), inverno (C) e primavera (D). Fonte: Nóbrega *et al.* (2005).

Diversos trabalhos publicados abordam a reciclagem da água sobre a América do Sul, por exemplo, Dall'Olio *et al.* (1979), Marques *et al.* (1979), Salati *et al.* (1979), Salati *et al.* (1983), Brubaker *et al.* (1993), Eltahir e Bras, (1994) e Trenberth (1999). O objetivo comum desses trabalhos é a investigação da importância (% ou mm) da reciclagem da água continental na formação das precipitações e sua variação espaço-temporal.

Os trabalhos acima listados utilizam duas técnicas para explorar a importância da reciclagem da água continental. A primeira utiliza dados da razão isotópica de oxigênio dezoito para estimar o número de processos de evaporação-condensação da água e a segunda estima a importância da reciclagem por equações matemáticas, estas derivam a magnitude da reciclagem a partir de variáveis atmosféricas e hidrológicas.

O modelo proposto por Dall'Olio *et al.* (1979) e Salati *et al.* (1979) foi pioneiro na caracterização da reciclagem da água sobre a floresta Amazônica e do consequente fracionamento isotópico do O^{18} em relação ao O^{16} . Dall' Olio a partir de dados do $\delta^{18}O$ da água precipitada ao longo do leito principal do rio Amazonas identificou oito zonas de empobrecimento isotópico d'águas das chuvas equatoriais (Figura 13A). Salati em seu trabalho propôs modelos matemáticos do empobrecimento isotópico do O^{18} em relação ao O^{16} ao longo do percurso da água nas oito zonas definidas por Dall'Olio (Figura 13B). Em sumula, os autores identificaram um aumento progressivo da reciclagem da água no sentido leste – oeste e o consequente empobrecimento isotópico do O^{18} em relação ao O^{16} . Por exemplo, na borda leste (Belém – Pa e Boa Vista – Rr) da bacia Amazônica a média do $\delta^{18}O$ é -3‰ e na borda oeste (Cruzeiro do Sul –Ac) é -6‰.

Os autores Brubaker *et al.* (1993), Eltahir e Bras (1994), Trenberth (1999) e Nóbrega *et al.* (2005) utilizaram modelos matemáticos para integrar variáveis atmosféricas e estimar em porcentagem ou volume a precipitação que é oriunda da reciclagem da umidade continental. Segundo Brubaker, em média, 30% da precipitação na região equatorial e tropical da América do Sul é formada pela evaporação da água continental. Eltahir e Bras identificaram cinco processos de evaporação – precipitação da água na região tropical, sendo que a primeira evaporação ocorre no litoral e a quinta na tríplice fronteira entre Brasil, Peru e Bolívia. Trenberth identificou que a reciclagem da água é mais intensa no verão

e no outono e é a área entre 10°S e 30°S que apresenta maior dependência ao processo de reciclagem da umidade sobre o continental sul-americano. Resultados semelhantes foram publicados por Nóbrega, os quais são apresentados na sequência e podem ser visualizados na Figura 12.

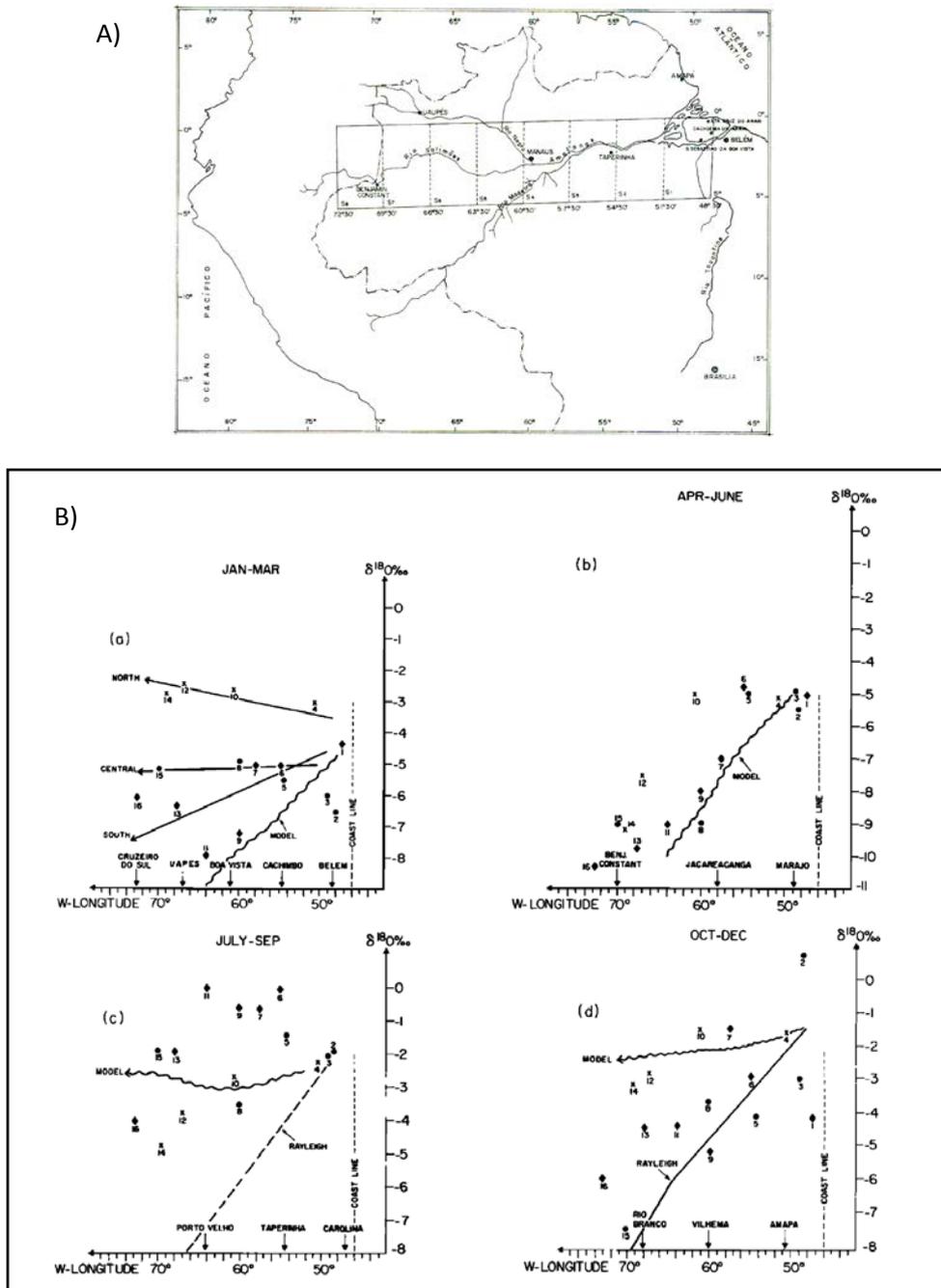


Figura 13: Modelo Dall'Olio (A) e os modelos de empobrecimento isotópico da água precipitada ao longo do curso principal do rio Amazonas (B). Fonte: Dall'Olio *et al.* (1979) e Salati *et al.* (1979).

Na América do Sul, durante o verão, o transporte de umidade pelos ventos alísios e monçônicos reduz a importância da reciclagem da água na formação das chuvas sobre a região equatorial e tropical. Essa umidade tropical, durante o percurso até a região subtropical ao longo da cordilheira dos Andes, é progressivamente integrada aos processos de formação de nuvens e conseqüentemente, ocorre um aumento da proporção da reciclagem da água em direção as latitudes médias, podendo compor 50% das precipitações (Nóbrega *et al.*, 2005).

O aquecimento progressivo da superfície continental durante o verão e o início do outono aumenta a eficiência do transporte da circulação monçônica, assim, a recarga de umidade é superior a reciclagem (na proporção de 90% de recarga e 10% de reciclagem na região equatorial e de 80% para 20% na região tropical, Nóbrega *et al.*, 2005).

A redução da temperatura, a interrupção das chuvas monçônicas, a inibição das convergências de mesoescala, a intensificação do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul e o deslocamento da ZCIT para o hemisfério norte reduzem a porcentagem da reciclagem da umidade continental nas precipitações (Nóbrega *et al.*, 2005).

Já na primavera, o aquecimento progressivo do interior continental possibilita as primeiras intrusões dos ventos monçônicos na região tropical. Neste cenário, a combinação de temperaturas mais elevadas com o início da estação chuvosa gera condições para a reciclagem da água integrar as precipitações, principalmente na área de atuação da ZCAS (Nóbrega *et al.*, 2005).

2.5. Variabilidade intrasazonal, interanual e interdecenal da precipitação na América do Sul

O volume precipitado acima ou abaixo da média climática pode gerar grande estresse hídrico no ecossistema terrestre, pois pode alterar drasticamente o regime hídrico em escalas temporais heterogêneas. A maior parte das alterações da precipitação na América do Sul decorrem de controles locais ou remotos nos mecanismos atmosféricos de transporte e convergência de umidade (Grimm, 2009).

Os fatores locais são predominantes no controle da precipitação no verão porque a interação atmosfera–solo controla o balanço térmico–hídrico da dinâmica monçônica. Na primavera são os fatores remotos que controlam a distribuição espaço-temporal da precipitação porque o início das chuvas de monções é dependente ao balanço térmico da interação atmosfera–oceanos, principalmente sobre o Oceano Pacífico Equatorial (Grimm, 2003). Porém, em nenhuma estação sazonal os fatores locais ou remotos são inibidos, ocorre apenas o predomínio de um ou de outro fator (Grimm, 2009).

Na escala intrasazonal predomina a oscilação de Madden–Julian no controle das alterações recorrentes com um período entre 40 e 50 dias. Essa oscilação é originada pela propagação de uma célula de circulação zonal de oeste para leste em latitudes equatoriais e que pode causar alterações de alta frequência temporal nos totais mensais da precipitação causadas pela organização das convergências na região tropical com a passagem de centros ascendentes e descendentes da célula de circulação zonal (Madden e Julian, 1994).

O fenômeno ENOS e a variabilidade do oceano Atlântico Tropical são os principais controles das anomalias interanuais da precipitação (Grimm, 2009). No caso da ocorrência do El Niño (La Niña) no inverno, observa-se chuvas abaixo (acima) da média climática na região equatorial. Na primavera, esses eventos causam anomalias positivas (negativas) da precipitação na região extratropical e anomalias negativas (positivas) na Amazônia e região centro-leste do Brasil. O controle do ENOS na precipitação do centro-leste diminuem no verão e outono, porém permanecem no sul onde causa chuvas acima (abaixo) da média climática e no nordeste onde causa secas (anomalias positivas) com o El Niño (La Niña) (Grimm, 2003 e 2004).

O ENOS causa deslocamento das células tropicais de circulação atmosférica zonal e meridional, denominadas de célula de Walker e Hadley. O aquecimento (resfriamento) do oceano Pacífico Equatorial desloca para leste (oeste) a célula de Walker e para norte (sul) a célula de Hadley (Grimm, 2003 e 2004). Por isso, na ocorrência do El Niño forma-se anormalmente uma célula divergente sobre a Amazônia e a migração da ZCIT para norte, o que diminui o transporte e a convergência de umidade na região equatorial (Grimm, 2003). Além disso, também se observa a intensificação dos jatos de baixos níveis que

aumentam o transporte de umidade Amazônica em direção a região subtropical, onde registra-se anomalias positivas da precipitação (Silva *et al.*, 2009). Com a ocorrência da La Niña observa-se o aumento da convergência sobre o noroeste da bacia hidrográfica Amazônica, deslocamento da ZCIT para sul e o encurtamento dos jatos de baixos níveis. Isso tudo, concentra as precipitações acima da média na região tropical, predominantemente na primavera (Grimm, 2004).

O deslocamento da célula de circulação meridional (célula de Hadley) também afeta a intensidade e frequência dos sistemas frontais e a ciclogênese na região subtropical (Grimm *et al.*, 1998). Por exemplo, a ocorrência do El Niño aumenta a atuação dos sistemas frontais (Fedorova e Carvalho, 2000), aumenta a frequência dos ciclones no sul da Argentina e reduz nas demais áreas e a ocorrência da La Niña aumenta a atividade de ciclones no Atlântico Sul Subtropical (Pezza e Ambrizzi, 2003) e diminui a atuação dos sistemas frontais (Fedorova e Carvalho, 2000).

Por outro lado, os impactos do fenômeno ENOS apresentam grande variação temporal e espacial porque este fenômeno apresenta diferentes magnitudes e interage com mecanismos atmosféricos móveis, semi-estacionários, sazonais e perenes (Coelho *et al.*, 1999). Adicionalmente, existem áreas de transição dos impactos do fenômeno ENOS como, por exemplo, o sudeste brasileiro, onde pode ser registrado seca (chuva acima da média) ou atraso (adiantamento) do início da estação chuvosa com a ocorrência de um evento El Niño (La Niña) (Grimm e Ferraz, 1998a e 1998b).

Segundo Enfield (1996) existe dependência entre a variação da temperatura superficial do Oceano Pacífico e do Atlântico Tropical, o que origina correlações temporais positivas entre as bacias oceanográficas do mesmo hemisfério. Porém, o processo de aquecimento ou resfriamento do Atlântico é mais lento, apresentando uma defasagem de 4 ou 5 meses quando comparado ao Pacífico (Enfield e Mayer, 1997). Assim, quando os dois oceanos apresentam anomalias com o mesmo (oposto) sinal observa-se intensificação (desintensificação) dos impactos do fenômeno ENOS na América do Sul (Grimm, 2009).

No Oceano Atlântico Tropical, a variabilidade temporal da temperatura superficial possui um modelo espacial bipolar entre os dois hemisfério. A

variação temporal da temperatura superficial do oceano Atlântico Tropical possuem dois ciclos, um com frequência de recorrência de 8 a 9 anos, que gera anomalias na temperatura superficial do oceano durante o inverno e primavera boreal. Outro com maior frequência, entre 2 e 3 anos, que causa anomalias no verão boreal (Enfield *et al.*, 1999).

A variação da temperatura superficial do Atlântico Tropical na precipitação da América do Sul ocorrem na escala interanual ou interdecenal (Hastenrath, 1984). A área mais afetada pela variabilidade do Atlântico Tropical é a margem leste da região equatorial, que abrange o nordeste brasileiro e a porção leste da Amazônia (Nobre e Shukla, 1996). Os impactos na precipitação ocorrem por alterações na intensidade dos ventos alísios de nordeste ou por modificações na posição da ZCIT. No primeiro caso, o aquecimento (resfriamento) do Atlântico Norte diminui (aumenta) a intensidade dos ventos alísios de nordeste e conseqüentemente, o transporte de umidade para o litoral diminui (aumenta) (Enfield, 1996). No segundo caso, o padrão espacial bipolar da variabilidade do Atlântico Tropical favorece a alteração do gradiente meridional da temperatura e de pressão atmosférica, o qual desloca anormalmente a posição da ZCIT, por exemplo, quando o Atlântico Norte aquece (resfria) o Atlântico Sul resfria (aquece) e a ZCIT desloca-se para norte (sul) (Nobre e Shukla, 1996).

3. Metodologia

A metodologia usada nesta tese almeja integrar dois bancos de dados distintos, um contendo a série temporal do $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho de gelo do Nevado Illimani e outro com as amostras espaço-temporal da precipitação na América do Sul.

A investigação foi dividida em análises exploratórias e de dependências. Na primeira análise (exploratória) foram utilizadas a análise das componentes principais no modo T e S para caracterizar a variabilidade espacial e temporal da precipitação e reduzir o volume de informações repetitivas dessa variável. A análise espectral foi usada para identificar as frequências espectrais predominantes da variabilidade temporal da precipitação e do $\delta^{18}\text{O}$. Na segunda análise (dependência) foi mensurado os índices de correlação entre as séries temporais da precipitação e de $\delta^{18}\text{O}$ e utilizado a análise de dependência por regressão para identificar a possibilidade de reconstruir a variabilidade da precipitação pretérita a partir do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani.

3.1 Dados

3.1.1 Razão Isotópica do Oxigênio Dezoito ($\delta^{18}\text{O}$)

A série do $\delta^{18}\text{O}$ tem origem na análise das amostras do testemunho de gelo recuperado no Nevado Illimani (16°37'S, 67°46'W e 6350 m), o qual, situa-se na cordilheira Oriental dos Andes, na Bolívia, próximo da capital La Paz e do Lago Titica. Este nevado distingue-se das demais geleiras desta porção da cordilheira porque recebe umidade proveniente da bacia Amazônica (Ramirez *et al.*, 2003).

O testemunho de gelo foi extraído em junho de 1999 por uma equipe franco-suíça, que também acondicionou e transportou as amostras até o *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* (LSCE) na França. Esse testemunho possui 136,7 m, os primeiros 36 m são firn (estágio intermediário entre a neve e o gelo) e os demais são gelo de geleira.

O testemunho é composto por precipitações desde o Último Máximo Glacial, que acumulou-se com uma taxa média de 580 mm por ano, porém com grande variabilidade temporal (Knüsel *et al.*, 2002). Os primeiros 50 m do

testemunho de gelo origina-se do acúmulo de neve precipitada entre o período 1929–1998. As informações paleoclimáticas foram preservadas com maior resolução temporal nesta parte do testemunho (Ramirez *et al.*, 2003).

A datação do testemunho foi realizada pela análise de múltiplas variáveis (*multi-proxy analysis* – em inglês) que compara parâmetros mensurados no testemunho (condutividade elétrica, micropartícula, pH, trítio e ^{210}Pb) com a análise visual das camadas anuais e a identificação de horizontes de referência, tais como eventos vulcânicos ou termonucleares isolados temporalmente (Knüsel *et al.*, 2002).

Para mensurar a razão isotópica do oxigênio dezoito, o testemunho de gelo foi fragmentado em seções de 7 cm e derretido. Essa água foi analisada em um espectrômetro de massa de razões isotópicas, adotando a denotação da Equação 1 (seção 2.1). A fragmentação do testemunho em 7 cm originou, em média, uma amostra para 1,1 mês. Em outras palavras, quase todos meses possuem uma inferência direta da razão do $\delta^{18}\text{O}$, porém em alguns casos há duas amostras por mês e em outros, não há amostras. Nestes casos, foi utilizado uma função de interpolação do Matlab para estimar a variação do $\delta^{18}\text{O}$.

3.1.2 Precipitação

Utilizou-se dados mensais de 30 anos (1979–2008) da precipitação observada em 890 estações meteorológicas (Figura 14) mantidas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (Brasil), Agência Nacional das Águas (Brasil), Serviço Nacional de Meteorologia e Hidrografia (Bolívia), Serviço Nacional de Meteorologia (Argentina), Departamento de Serviços Meteorológicos (Paraguai) e Departamento Nacional de Meteorologia (Uruguai).

A fim de complementar as séries observadas foram integrados bancos de dados estimados por modelagem numérica (Reanálise), por tratamento estatístico de imagens de satélites (*Climate Prediction Center – Merged Analysis of Precipitation* – CMAP) e pela compilação e interpolação de dados observados (Universidade de Delaware).

As reanálises são disponibilizadas pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) em uma grade Gaussiana com resolução de aproximadamente 2° de

latitude e longitude. As estimativas são do projeto Reanalises II, o qual gera um produto com menor erro por causa dos ajustes nas equações numéricas que estimam as variáveis sobre a América do Sul (para detalhes veja Kistler *et al.*, 2001).

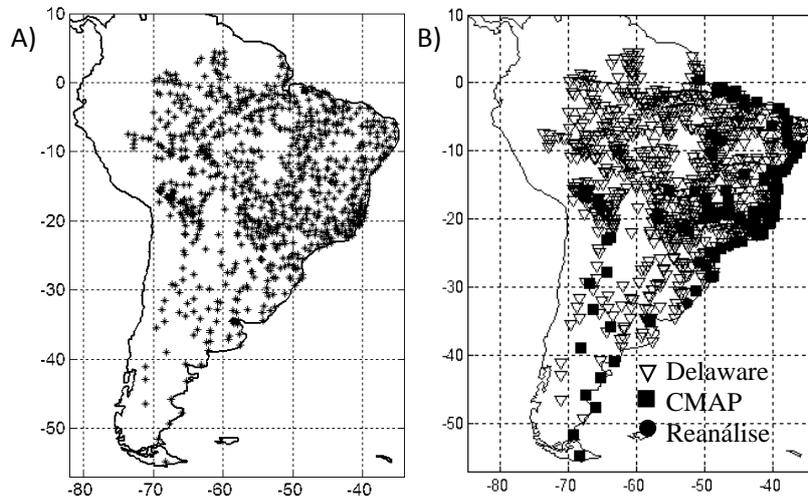


Figura 14: Distribuição espacial das estações meteorológicas argentinas, bolivianas, brasileiras, paraguaias e uruguaias (A) usadas nesta tese e a distribuição espacial dos dados estimados utilizados para complementar as séries temporais observadas (B).

Os dados do CMAP são oriundos de cinco métodos de estimativa da precipitação por meio do processamento digital de imagens dos satélites meteorológicos e dispostos em uma grade com resolução de 2,5° de latitude e longitude (Huffman *et al.*, 1997). Adicionalmente, essas estimativas são corrigidas por meio da comparação com as reanálises (Xie e Arkin, 1997). No entanto, a série temporal possui dados até julho de 2008, faltando cinco meses para completar o período proposto por este trabalho.

A base de dados Delaware compila observações da rede global de climatologia histórica e interpola esses dados em uma grade de 0,5° de latitude e longitude (Matsuura e Willmott, 2009). A normal climática é usada quando não há dados observados em uma série temporal. Já a carência de dados observados em grandes áreas é suprida pela interpolação (Willmott *et al.*, 1985). Essa metodologia, utilizada pela Universidade de Delaware, gera uma das melhores estimativas da precipitação sobre a América do Sul, porém possui algumas limitações em áreas litorâneas, porque não possui dados sobre os

oceanos. Visto a boa qualidade dos dados, essa base de dados também foi utilizada para validar a reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita (1929–1978).

Os dados estimados que complementaram as séries observadas são oriundos da interpolação das grades acima descritas, para isso se utilizou três métodos de interpolação: linear, vizinho mais próximo e cúbica. Posteriormente, para selecionar a melhor estimativa, essas séries interpoladas foram comparadas com as observações por meio de correlação e do valor p (admitindo uma confiabilidade superior a 95%). O resultado dessa seleção pode ser visualizado na Figura 14B.

Segundo Compagnucci e Richman (2007) a heterogeneidade espacial das observações é uma limitação para a Análise das Componentes Principais, principalmente no modo S, por isso, se manipulou as observações para construir uma grade equiespaçada (Figura 15), onde cada ponto da grade está centrado em uma área de 12.321 quilômetros quadrados, independente da latitude em que o ponto encontra-se. Sendo que a equivalência espacial é obtida pela seguinte relação:

$$\Delta lon = 111120 / \cos(\text{latitude}) \quad \text{Eq. 2}$$

onde 111.120 é a maior distância em metros de um grau longitudinal.

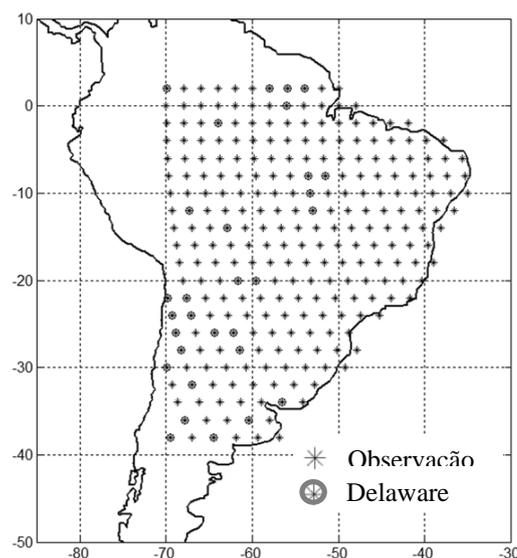


Figura 15: Grade equiespaçada que contém séries temporais com trinta anos oriunda das observações (asterisco) e de estimativas (asterisco com círculo).

Cada ponto da grade contém uma série de trinta anos obtida pela média (Eq. 3) das observações realizadas dentro do espaço em que o ponto está centrado e nos pontos em que não há observações foram utilizados dados estimados por compilação das observações (Delaware) segundo a metodologia descrita por Matsuura e Willmott (2009). Na Figura 15 estão identificados os pontos que contém séries observadas (asteriscos) e pontos com dados estimados por compilação (asteriscos circunscritos).

Média:

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n X \quad \text{Eq. 3}$$

Os limites longitudinais e latitudinais da grade foram definidos pela linha de costa do continente (1), densidade espacial das observações, no caso do extremo sul e norte da América do Sul (2) e exclusão dos regimes de precipitação sob domínio da circulação atmosférica sobre o Pacífico (3).

3.1.3 Variáveis secundárias

Variáveis atmosféricas e índices climáticos foram utilizados como informações secundárias para auxiliar à compreensão da variabilidade espaço-temporal da precipitação investigada pela análise das componentes principais e, também, para subsidiar a identificação dos fatores que controlam a variação temporal da precipitação e do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani.

3.1.3.1 Variáveis atmosférica

Utilizou-se dados mensais de 30 anos (1979–2008) da temperatura do ar em 2 m, pressão atmosférica ao nível médio do mar, porcentagem da cobertura de nuvens e do vento em superfície disponibilizados pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Essas variáveis são produtos do projeto Reanálise II, o qual gerou dados a partir da modelagem computacional de observações instrumentais na superfície terrestre. Esses dados são disponibilizados em uma grade regular ou

gaussiana na primeira configuração, a resolução espacial é constante, com espaçamento de $2,5^\circ$ na variação latitudinal e longitudinal. A resolução espacial é heterogênea na segunda configuração, com distribuição dos pontos variando (latitudinalmente) segundo a curva de Gauss, onde a maior densidade situa-se nas baixas latitudes e a menor nas altas latitudes (Kistler *et al.*, 2001).

3.1.3.2 Índices climáticos

Utilizou-se dois índices, o Oceânico Niño (ION) e Atlântico Tropical Norte (ATN), sendo que o primeiro é composto pela média móvel de três meses das anomalias mensais da temperatura superficial do oceano Pacífico na região Niño 3.4 (5°N – 5°S , 120° – 170°O) e caracteriza a ocorrência do El Niño (La Niña) quando as anomalias são superiores a $+0,5^\circ\text{C}$ ($-0,5^\circ\text{C}$) durante 5 meses consecutivos (Trenberth, 1997). E o segundo índice (ATN) são as anomalias mensais da temperatura superficial do Oceano Atlântico Norte na região entre $5,5^\circ$ – $23,5^\circ\text{N}$ e 15° – $57,5^\circ\text{O}$ e caracteriza a variabilidade temporal do comportamento bipolar do oceano Atlântico Tropical (Enfield *et al.*, 1999).

3.2 Técnicas estatísticas

Nas análises estatísticas foram utilizadas séries anômalas da precipitação e das variáveis secundárias, exceto a série do $\delta^{18}\text{O}$. A anomalia é obtida pela subtração das médias climáticas da amostra, assim, as variações espaço-temporal das variáveis causadas por fenômenos que não são sazonais são maximizadas, facilitando a identificação e caracterização dos fatores que controlam cada variável e de seus impactos na variação espaço-temporal das amostras.

Nos casos em que as séries foram divididas em quadro, de acordo com as estações sazonais, foi adotado a seguinte distribuição temporal: 1) verão – dezembro, janeiro e fevereiro; 2) outono – março, abril e maio; 3) inverno – junho, julho e agosto e 4) primavera – setembro, outubro e novembro.

3.2.1 Análise das Componentes Principais

Análise das Componentes Principais (ACP) é uma eficiente ferramenta estatística exploratória, para análise da variabilidade espaço-temporal da variável de interesse, além disso, possibilita a redução do volume de informações repetidas no banco de dados (Wilks, 1995).

A ACP é dividida em dois modos, T e S, no primeiro modo é realizado o agrupamento Temporal de campos espaciais que causam as maiores porcentagem da variância do banco de dados. No segundo, o agrupamento Espacial de séries temporais que possuem correlações elevadas entre si. A distinção entre os modos é a orientação da matriz de entrada, sendo que, no modo T é investigado as relações entre os campos espaciais para identificar os principais padrões espaciais anômalos da precipitação que explicam a maior porcentagem da variância dos dados. Já no modo S é mensurado as relações entre as séries temporais para identificar as zonas espaciais em que a variação temporal das anomalias da precipitação é correlacionada. Em outras palavras, no Modo T se identifica e analisa a distribuição espacial da precipitação e no Modo S se realiza um zoneamento espacial das áreas com variabilidade temporal parcialmente homogênea e se identifica as principais teleconexões (Compagnucci e Richman, 2007).

Antes de continuarmos discutindo as distinções entre o modo T e S será apresentado alguns procedimentos que são comuns entre os modos, que são: mensuração da matriz de correlação, estimativa das componentes principais e mensuração do Fator de Carga (Compagnucci e Richman, 2007).

A matriz de correlação contém os índices de correlação entre os campos espaciais anômalos (Modo T) ou entre as séries temporais anômalas (Modo S) obtido pela seguinte notação:

Correlação:

$$r_{ij} = \frac{cov_{ij}}{\sqrt{cov_{ii} * cov_{jj}}} \quad \text{Eq. 4}$$

onde $cov_{ij} = \Sigma[(X'_{1(ij)} - \bar{x}_1) * (X'_{2(ij)} - \bar{x}_2)]$

onde X'_1 são as amostras normatizadas da primeira série, \bar{x}_1 é a média da primeira série, X'_2 são as amostras normatizada da segunda série e \bar{x}_2 é a média da segunda série.

As Componentes Principais (CP) são vetores orientados (direção) pela matriz de correlação, pois a regressão linear de cada vetor pretende representar os dados que possuem menor correlação entre si, porque são essas amostras que explicam a maior porcentagem da variância total. Essa regressão linear também define a magnitude de cada componente principal, ela estima uma nova variável (componente principal) a partir dos dados de entrada que possuem as menores correlações entre si (Richman, 1986).

A estimativa das componentes principais por regressão linear é definida pelo seguinte vetor:

Componente Principal:

$$z_{ij} = \sum_{m=1}^r f_{im} a_{mj}^T \quad i=1, \dots, n; j=1, \dots, n; m=1, \dots, r; r \leq n; \quad \text{Eq. 5}$$

onde f_{im} é a r^{th} dos valores de cada componente principal e a_{mj} é o fator de carga para cada variável (Richman, 1986).

Para identificar a representatividade de cada componente principal é mensurado o índice de correlação entre ela e os dados de entrada. Esses índices é chamado de Fator de Carga, o qual, possui dimensão oposta a componente principal. Por exemplo, se a componente principal possui dimensão espacial, o fator de carga é uma série temporal e vice versa (Compagnucci e Richman, 2007).

Visto isso, será explorado peculiaridades de cada modo na análise das componentes principais.

No modo T, cada componente principal está associada a dois padrões espaciais porque a distribuição espacial da precipitação pode ser bipolar ao longo do tempo. Por exemplo, na fase positiva da componente principal (quando $r > 0,4$ – fator de carga), a distribuição da precipitação possui configuração espacial semelhante a componente principal e na fase negativa (quando $r < -0,4$ – fator de carga) a distribuição da precipitação possui configuração oposta a componente principal, em outras palavras, onde a componente principal representa chuvas acima da média há secas e vice versa.

Após a estimativa da componente principal (modo T) e da mensuração do fator de carga, é calculado os Padrões Espaciais Anômalos (PEA). Estes são as médias dos campos anômalos no período de ocorrência de cada fase da componente principal, em síntese, são selecionados os campos anômalos na matriz de entrada representados pela componente principal. Isso visa minimizar as diferenças entre as componentes principais e a distribuição espacial da precipitação (Compagnucci e Richman, 2007).

As variáveis secundárias, no modo T, auxiliam na compreensão/identificação dos fatores que controlam as anomalias espaciais da precipitação. Os campos anômalos das variáveis secundárias são calculados da mesma forma que os Padrões Espaciais Anômalos da precipitação, assim cada campo é a média das anomalias dos meses de ocorrência de cada componente principal. É possível, então, visualizar a configuração espacial da temperatura do ar, pressão atmosférica, porcentagem da cobertura de nuvens e do vento em superfície para cada PEA da precipitação (Compagnucci e Richman, 2007).

No modo S, as componentes principais são séries temporais e os fatores de carga campos espaciais. Por tanto, a CP representa a distribuição temporal da precipitação em uma ou duas áreas (quando a variação é bipolar) e o fator de carga define a zona espacial representada pela CP. Adotou-se como zona as áreas que possuem índice de correlação (fator de carga) acima de $|0,4|$.

Nos casos em que a componente principal representa duas áreas, o uso da CP com amostra pode minimizar a variabilidade temporal da precipitação das respectivas áreas. Por isso, após o zoneamento é composta uma série temporal anômala no núcleo de cada zona para representar a variabilidade média de toda ela, esta série é composta pelas médias de 3 ou 4 pontos localizados na área em que há os maiores índices de correlação.

As variáveis secundária, no modo S, auxiliam na identificação das teleconexões. Nesse modo é mensurado a configuração espacial dos índices de correlação entre a série temporal da precipitação de cada zona com as séries temporais das variáveis secundárias.

3.2.2 Transformada rápida de Fourier

Na análise espectral foi utilizado a transformada rápida de Fourier (*fast Fourier transform (fft)* – em inglês) para identificar as frequências espectrais que são predominantes na variação temporal das séries. Essa identificação é realizada pela transformação do tempo de recorrência da variação de energia (magnitude das anomalias) em uma razão do número de ciclos (frequência). Além disso, para cada frequência espectral é mensurado a densidade espectral de potência, também chamada de potência espectral, a qual expressa a capacidade energética de cada ciclo (Duhamel e Vetterli, 1990). Adotou-se como frequência espectral predominante as que possuem potência espectral com significância estatística acima de 95%.

Transformada Rápida de Fourier, definida pela seguinte função:

$$X(K) = \sum_{j=1}^N x(j) \omega_N^{(j-1)(k-1)} \quad \text{Eq. 6}$$

onde $\omega_N = e^{(-2\pi i)/N}$. Fonte: Cooley e Tukey (1965).

3.2.3 Análise de dependência por regressão

A análise de dependência foi utilizada para investigar a possibilidade de estimar a precipitação na América do Sul utilizando dados do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani, a sobreposição temporal das duas amostras ocorre no período 1979–1998.

A análise de dependência possuiu quatro fases sequenciais, que são: 1) elaboração dos diagramas de dispersão, 2) identificação das equações matemáticas de regressão; 3) mensuração do erro e 4) avaliação da confiabilidade das estimativas por regressão (Lattin *et al.*, 2011).

Os diagramas de dispersão são representações gráfica da variável independente ($\delta^{18}\text{O}$) no eixo horizontal e da variável dependente (precipitação) no eixo vertical. Assim, é possível visualizar o grau de dependência das variáveis segundo a magnitude das amostras e o melhor ajuste da equação matemática

de regressão. Essas equações foram identificadas no aplicativo ajuste de curva (*curve fitting* – em inglês) do software Matlab, o qual disponibiliza ao usuário vários métodos de ajuste como, por exemplo, a regressão linear, cubica e exponencial. Nesta tese foram testados todos os ajustes, mas será apresentado apenas os resultados da regressão linear, que é definida pela seguinte função:

Regressão linear:

$$y = p1 * X + p2 \quad \text{Eq. 7}$$

onde $p1$ é o fator de multiplicação e $p2$ o fator de adição.

Nesse mesmo aplicativo do *software* foi calculado a regressão linear e a diferença entre a estimativa e o valor real da variável dependente (erro). Este é mostrado de duas formas, uma pela soma das magnitudes dos erros e outra, pela raiz quadrada do erro.

Esse conjunto de informações formado pelo diagrama de dispersão, regressão linear e magnitude do erro possibilita avaliar a confiabilidade das estimativas por regressão, porque é testado a dependência da variável dependente (precipitação) quando comparada aquela independente ($\delta^{18}\text{O}$) e o ajuste da equação matemática de regressão, verificando se o ajuste foi suficiente para compensar as diferenças entre as variáveis (Lattin *et al.*, 2011).

3.3. Estimativa da variabilidade da precipitação pretérita

A estimativa da variabilidade da precipitação pretérita (1929–1978) utilizando dados paleoclimáticos de $\delta^{18}\text{O}$ foi operacionalizada por duas técnicas, uma por regressão linear e outra por adoção de Padrões Espacial Anômalo (PEA) para casos específicos da variação da razão do $\delta^{18}\text{O}$ (Barreira, 2012 – comunicação pessoal).

A primeira técnica de estimativa, por regressão linear, foi efetuada conforme descrito anteriormente (Seção 3.2.3). Neste caso foi utilizado a série do $\delta^{18}\text{O}$ e as séries da precipitação de cada zona identificada na análise das componentes principais no modo S. Neste modo foram agrupadas as séries temporais da precipitação que possuem variação temporal correlacionada e

analisado os fatores e teleconexões que causam a variabilidade temporal da precipitação em cada zona identificada. Tal procedimento reduz o volume de informações a serem processadas computacionalmente e aumenta as chances de originar estimativas fidedignas (Compagnucci e Richman, 2007).

A segunda técnica de estimativa, por definição de padrões espaciais anômalos para casos específicos da variação do $\delta^{18}\text{O}$, utiliza os PEA identificados pela Análise das Componentes Principais no modo T e as análises das relações entre a distribuição espacial da precipitação com a variação do $\delta^{18}\text{O}$. Isso define critérios a serem usados na reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita (1929–1978).

Os critérios foram selecionados baseados nas análises das relações entre a precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$ durante o período 1979 – 1998. Para cada critério estabelecido foi atribuído um padrão espacial anômalo do verão, outono, inverno e primavera, a fim de utilizar esse PEA como referência para a reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita.

Veja os critérios adotados:

- 1) amplitude de variação do $\delta^{18}\text{O}$ entre -14‰ e -22‰ durante 3 anos consecutivos;
- 2) variação do $\delta^{18}\text{O}$ maior do que -14‰ e
- 3) variação do $\delta^{18}\text{O}$ menor do que -22‰ .

O primeiro critério foi adotado porque se observou que nos períodos de El Niño forte a amplitude da variação do $\delta^{18}\text{O}$ é menor quando comparado aos demais períodos. O segundo critério porque os maiores valores do $\delta^{18}\text{O}$ estão relacionados as chuvas acima da média climática em latitudes tropicais. Finalmente o terceiro critério porque os menores valores do $\delta^{18}\text{O}$ estão relacionados com secas (Maier *et al.*, 2013b e 2013c). Para cada critério acima citado foi atribuído um padrão espacial anômalo, conforme a Tabela 2.

Os padrões espaciais anômalos foram selecionados com base nas análises das relações entre a distribuição espacial da precipitação com a variação do $\delta^{18}\text{O}$ (Maier *et al.*, 2013b). Nos casos em que não há PEA para representar um critério no verão ou primavera, foi ocultado o PEA, porque as

chances de acerto da reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita utilizando este padrão é de aproximadamente 50%.

Tabela 2: Padrões espacial anômalo para cada caso específico do $\delta^{18}\text{O}$.

Critério	Padrão Espacial Anômalo (Componente Principal – modo T)			
	Verão	Outono	Inverno	Primavera
1º		CP3+	CP2+	
2º		CP2-	CP2-	CP6-
3º	CP3+	CP3+	CP2+	CP5+

A verificação de fidedignidade da reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita foi realizada em duas fases. Primeiro se investigou a probabilidade de acerto da localização geográfica das secas e chuvas acima da média, sem considerar a magnitude das anomalias e, posteriormente, foi verificado a representatividade das magnitudes das anomalias positivas e negativa.

Para testar a fidedignidade da reconstrução, as estimativas geradas por esta tese foram comparadas com dados estimados pela compilação das observações (Delaware), conforme a metodologia descrita por Matsuura e Willmott (2009), porque foi constatado que os dados de precipitação da Universidade de Delaware são os que apresentam maior confiabilidade. Para mais informações remeta-se a secção 3.1.2.

A probabilidade de acerto da estimativa foi calculada pela seguinte função

Probabilidade:

$$p = \frac{\text{número de acertos}}{\text{número de possibilidades}} * 100 \quad \text{Eq. 8}$$

4. Resultados

A apresentação dos resultados desta tese está dividido em: 1) análise da variabilidade espacial da precipitação, 2) análise da variabilidade temporal da precipitação, 3) análise das relações temporais e espaciais entre a precipitação e a variação do $\delta^{18}\text{O}$ no Nevado Illimani e 4) estimativa da variabilidade da precipitação pretérita a partir do $\delta^{18}\text{O}$ no Nevado Illimani.

4.1 Análise da variabilidade espacial da precipitação

A análise das componentes principais no modo T identificou 6 componentes da distribuição espacial que explicam 35% da variância da precipitação sobre a América do Sul e que representam 12 padrões espaciais anômalos (Figura 16). Estes se diferenciam pela configuração espacial dos núcleos anômalos da precipitação e pela ocorrência temporal de chuvas acima ou abaixo da média (Tabela 3).

A primeira componente principal ocorre no verão, selecionando campos da precipitação com núcleo de anomalias positivas sobre o nordeste e sudeste brasileiro (fase positiva). Essas anomalias decorrem da atuação mais frequente da ZCAS sobre o norte da região sudeste do Brasil, confinando a convergência de umidade na margem leste e nordeste do continente e sobre o leste da Amazônia. Além disso, o jato de baixos níveis ao longo da cordilheira dos Andes tem a eficiência de transporte de umidade reduzida pelo aquecimento da superfície do oceano Atlântico Norte. Na fase negativa da primeira componente principal, as precipitações abaixo da média no nordeste brasileiro resultam da atuação mais frequente dos sistemas frontais na região sul e do prolongamento do jato de baixos níveis até latitudes médias. Assim, a umidade é deslocada para latitudes extratropicais e torna deficitária a recarga de água para a ZCAS.

Essas alterações dos sistemas atmosféricos que configuram a distribuição espacial da primeira componente principal são fracamente afetadas pelo fenômeno ENOS e fortemente afetadas pela variabilidade do Atlântico Norte, em decorrência da diminuição da influencia do fenômeno ENOS no controle da precipitação no verão (Grimm, 2009).

Tabela 3: Identificação da estação sazonal de ocorrência de cada padrão espacial anômalo, da área afetada pelas anomalias positivas e negativas da precipitação e magnitude da influência do fenômeno ENOS e da variabilidade do Atlântico Tropical Norte (ATN).

Estação	Fase	Área afetada		Influência	
		Anomalia negativa	Anomalia positiva	ENSO	ATN
CP1 Verão	+		Nordeste Brasileiro	Franca	Forte
	-	Nordeste brasileiro			
CP2 Inverno e primavera	+	Amazônia	Porção Subtropical	Moderada	Fraca
	-	Porção Subtropical	Amazônia		
CP3 Verão e outono	+	Amazônia	Porção Subtropical	Moderada/ Forte	Forte
	-	Porção Subtropical	Amazônia		
CP4 Verão e outono	+		Porção Subtropical	Forte	Moderada
	-	Amazônia			
CP5 Outono e inverno	+	Nordeste brasileiro		Fraca	Forte
	-		Nordeste brasileiro		
CP6 Primavera e verão	+	Porção Subtropical	Amazônia	Fraca	Fraca
	-	Amazônia	Porção Subtropical		

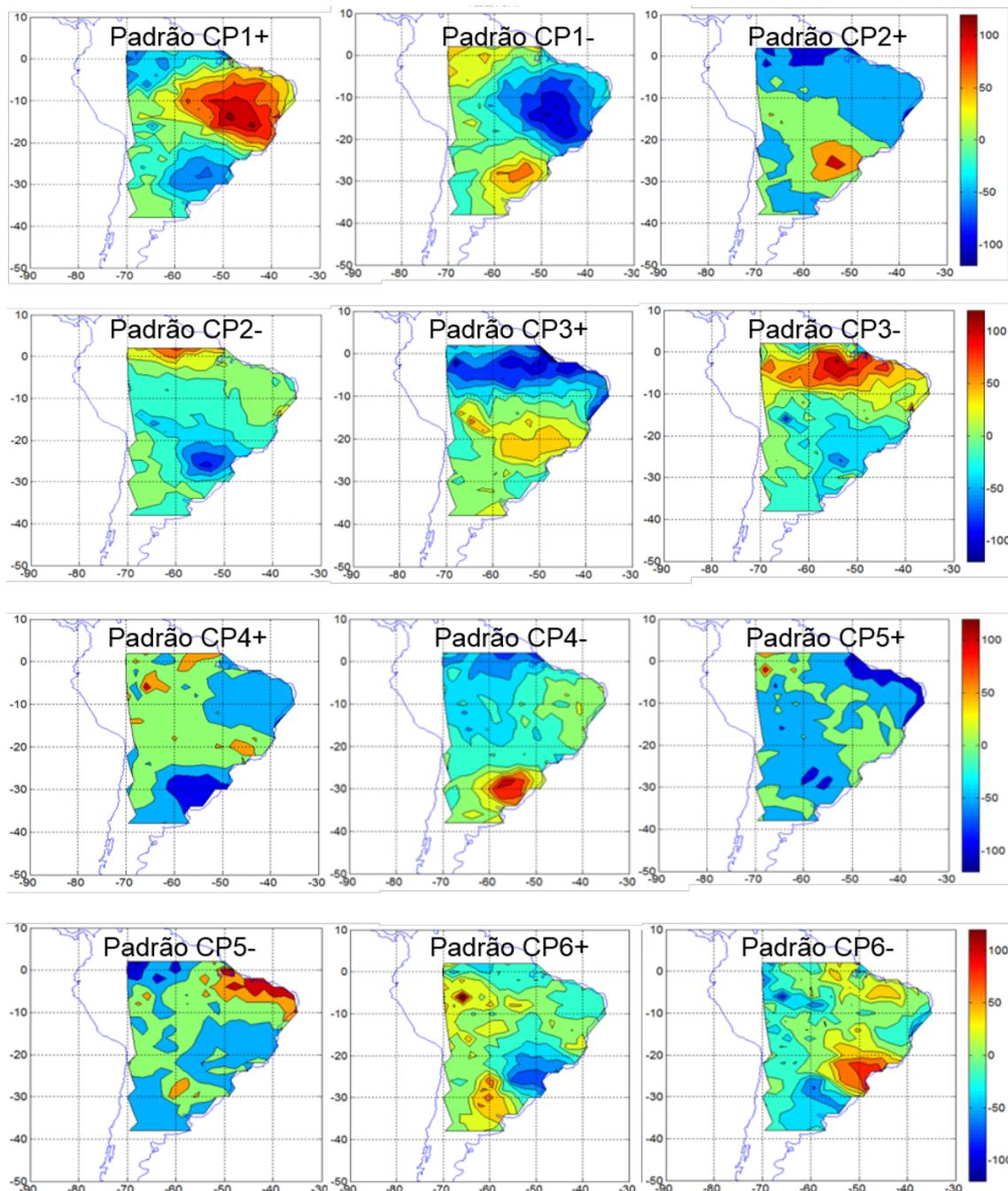


Figura 16: Padrões espaciais anômalo da precipitação (mm) sobre a América do Sul, identificados pela análise das componentes principais (Modo T), sendo que CP é Componente Principal, N^o é a identificação da CP e o sinal (+,-) identifica a fase.

Além disso, as anomalias da temperatura superficial de ar, cobertura de nuvens e do vento (Figura 17) indicam que há influência da variabilidade do Atlântico Tropical na distribuição espacial da precipitação na América do Sul. Quando o oceano Atlântico Norte está aquecido (frio), o Atlântico Sul está frio (aquecido) e por isso ocorre desintensificação (intensificação) dos ventos alísios de nordeste, a intensificação (desintensificação) da ZCAS na porção sul do nordeste brasileiro e restrição (não restrição) dos jatos de baixos níveis nas baixas latitudes. Tal configuração gera a distribuição espacial da precipitação conforme o modelo da primeira componente, sendo que, a fase positiva representa o impacto do resfriamento do Atlântico Norte e a fase negativa o aquecimento.

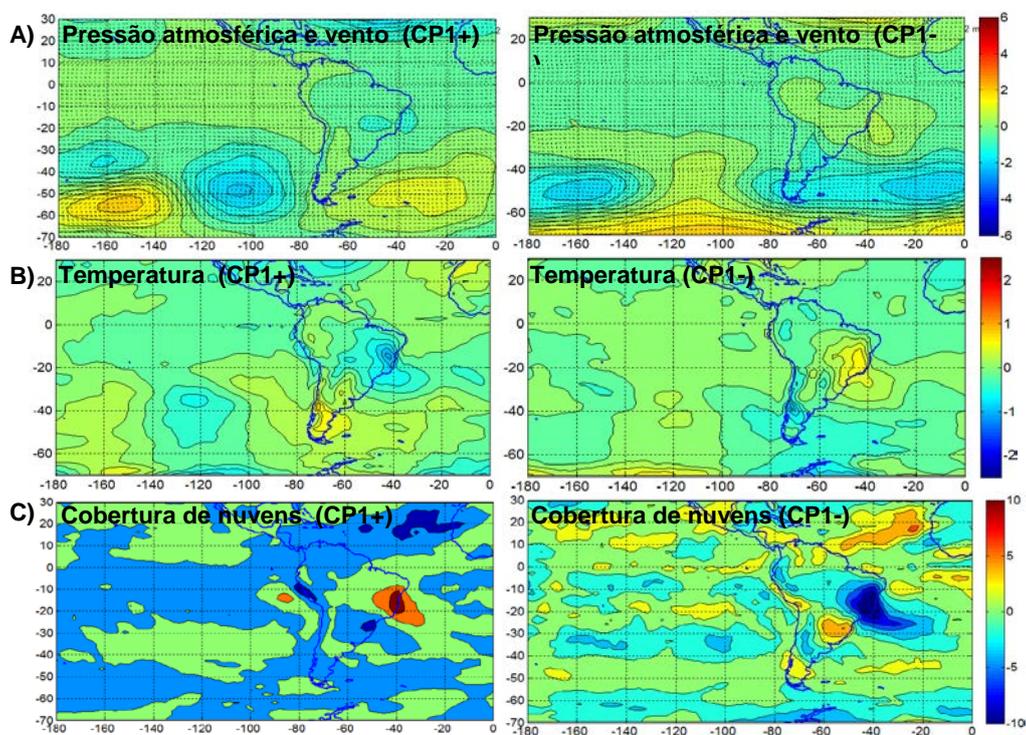


Figura 17: Campos anômalos da pressão atmosférica e do vento (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C) para os meses em que a distribuição da precipitação apresenta configuração da primeira componente.

A segunda componente principal (Figura 16) seleciona casos de inverno e primavera em que as precipitações acima da média climática situam-se na região sul do Brasil e a escassez de chuvas na Amazônia (fase positiva). Essas anomalias decorrem de El Niño fracos (Figura 18), os quais inibem a

convergência de umidade sobre a floresta Amazônica e favorecem o estacionamento dos sistemas frontais no sul do Brasil (Grimm, 2003). A fase negativa da segunda componente principal apresenta uma configuração espacial da precipitações com secas na região sul do Brasil e chuvas acima da média na Amazônia, isso é consequência dos efeitos da La Niña, a qual favorece a convergência da umidade na região equatorial pela intensificação dos ventos alísios de nordeste e diminui o transporte e a convergência da água sobre o sul do Brasil pela diminuição da frequência de passagem dos sistemas frontais (Grimm, 2004).

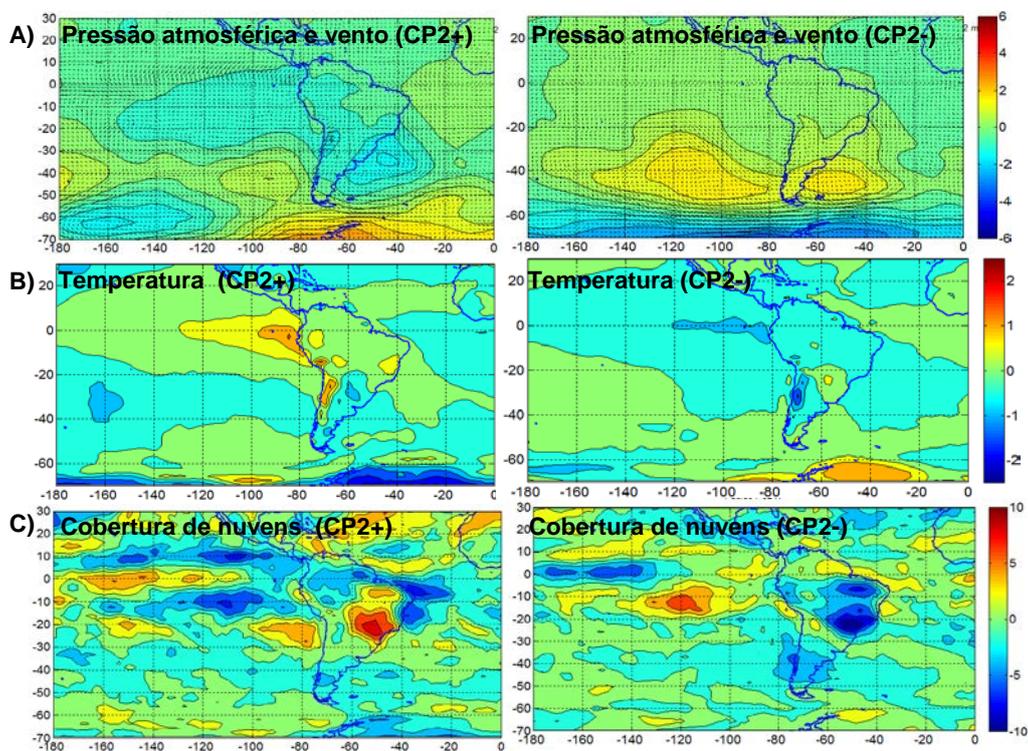


Figura 18: Campos anômalo da pressão atmosférica e do vento (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C) para os meses em que a distribuição da precipitação apresenta configuração da segunda componente.

A terceira componente principal seleciona casos do verão e outono com anomalias negativas da precipitação na Amazônia e anomalias positivas na região subtropical (fase positiva) que decorrem do aquecimento das águas oceânicas do Pacífico e do Atlântico. Isso diminui a eficiência do transporte de umidade pelos ventos alísios e a convergência da ZCIT, causando escassez de chuvas em toda bacia Amazônica. Causa também a passagem mais frequente

de frente fria na área ao sul de 10°S, gerando chuvas abundantes sobre o planalto sul-americano. Na fase negativa da terceira componente principal observa-se chuvas acima da média climática na Amazônia e secas na região subtropical, pela ocorrência da La Niña, porque esse evento intensifica a convergência da ZCIT e bloqueia a passagem de sistemas frontais no sul da América do Sul pelo resfriamento continental. O fortalecimento da ZCIT decorre da intensificação dos alísios de nordeste pelo resfriamento da região equatorial sobre os oceanos (Figura 19), visto que o declínio da temperatura aumenta a pressão atmosférica e maximiza o gradiente de pressão entre o oceano e o continente, elevando a eficiência do transporte de umidade para o interior do continente (Nobre e Shukla, 1996).

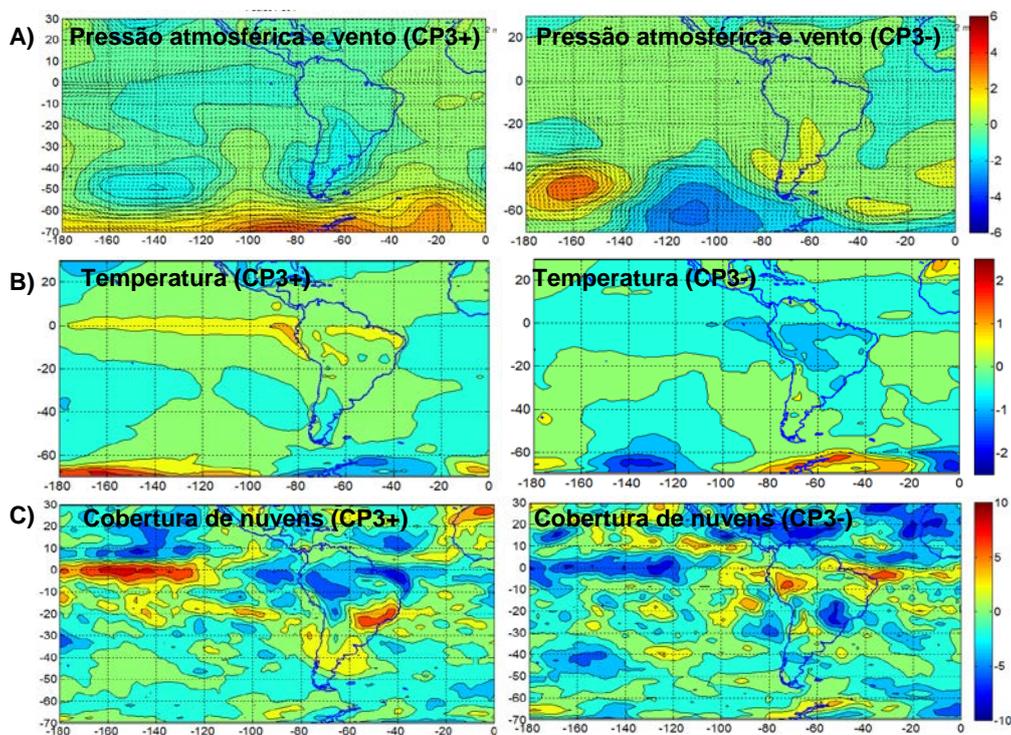


Figura 19: Campos anômalos da pressão atmosférica e do vento (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C) para os meses em que a distribuição da precipitação apresenta configuração da terceira componente.

Além das distinções sazonais dos impactos do ENOS, há uma variação intrínseca à intensidade do fenômeno. Um evento El Niño forte pode aquecer a região central do Pacífico em latitudes equatoriais, o que origina intensa seca em

todo região equatorial e tropical da América do Sul e chuvas abundantes sobre as pradarias do continente (Cavalcanti, 1996).

Esse padrão espacial originado por El Niño ou La Niña fortes é representado pela quarta componente principal (Figura 16), a qual seleciona campos anômalos de verão que apresentam ocorrências de chuvas abaixo da média climática em toda região equatorial e tropical e precipitações abundantes sobre o Rio Grande do Sul e o Uruguai. As anomalias da fase positiva são originadas pela ocorrência da La Niña (forte) que intensifica o jato de baixos níveis e suas conseqüentes convergências (Figura 20), resultando em precipitações acima da média na área da atuação do jato. A fase negativa representa os campos anômalos sob a influencia de um El Niño forte, que gera impactos nos sistemas atmosféricos semelhantes aos descritos na terceira componente principal, porém o núcleo com anomalias positivas está deslocado para sul, atuando sobre as pradarias sul-americanas.

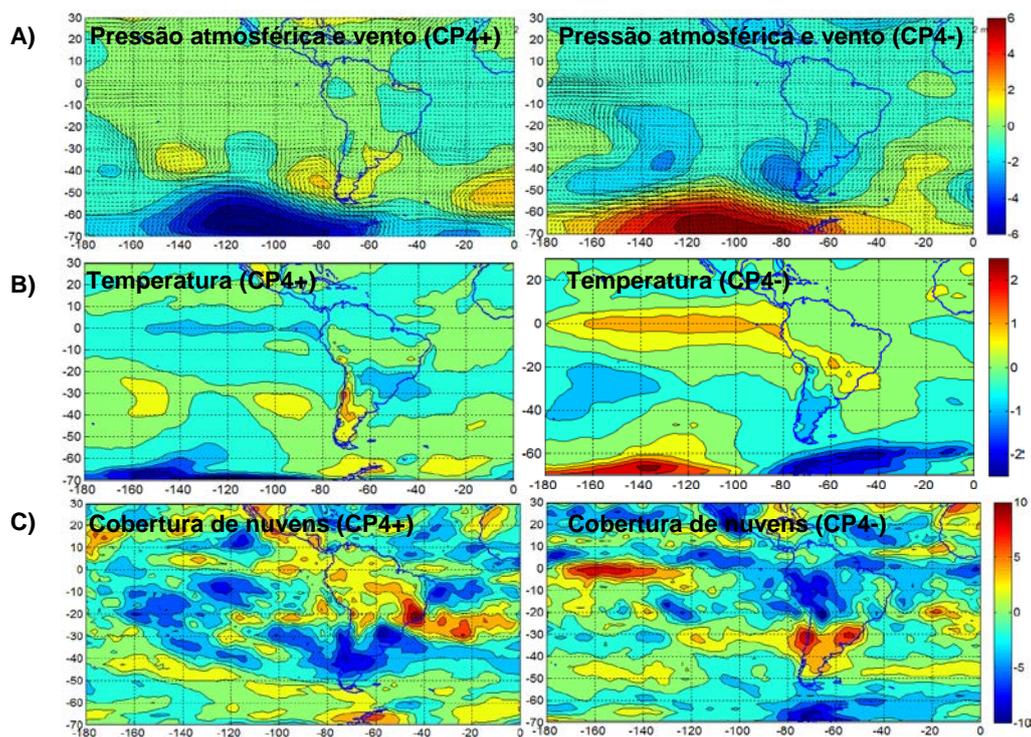


Figura 20: Campos anômalos da pressão atmosférica e do vento (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C) para os meses em que a distribuição da precipitação apresenta configuração da quarta componente.

A quinta e a sexta componente principal são originadas quando há alterações na temperatura superficial nos Oceano Atlântico Norte e Pacífico Equatorial e da seguinte forma: 1) quando os dois oceanos estão aquecidos durante o outono a ZCIT tende a permanecer no hemisfério sul (Figura 21), causando chuvas acima da média da região equatorial, conforme a configuração da 5ª componente principal na fase negativa, já quando estão aquecidos durante a primavera, o início das chuvas monçônicas é atrasado, causando secas, conforme a distribuição espacial da 6ª componente principal na fase negativa e 2) quando os dois oceanos estão com temperaturas abaixo da média durante o outono, a ZCIT desintensifica-se (Figura 22), causando secas com a configuração espacial da 5ª componente principal na fase positiva. Quando os oceanos estão com temperaturas abaixo da média durante a primavera, a intensificação dos alísios de nordeste antecipa o início das chuvas monçônicas, ocasionando anomalias da precipitação na configuração espacial da 6ª componente principal na fase positiva. Em resumo, as fases positivas da 5ª e 6ª componente principal são caracterizadas pela escassez de chuvas na região equatorial e por chuvas abundantes na margem leste da Cordilheira dos Andes, respectivamente e vice-versa na fase negativa.

A identificação da influência do ENOS e da variação da temperatura superficial do Oceano Atlântico Norte na distribuição espacial da precipitação representada por cada componente principal é realizada pela análise da localização geográfica das anomalias da precipitação e das variáveis secundárias (temperatura do ar, pressão atmosférica, vento e cobertura de nuvens).

Por exemplo, a configuração espacial das anomalias das variáveis secundárias podem ser utilizadas para inferir sobre os fatores remotos que afetam a distribuição espacial da precipitação. O dinamismo compensatório da atmosfera gera anomalias nas variáveis secundária em escala global ou de mesoescala, a partir das alterações nos processos de interação oceano – atmosfera ou continente – atmosfera.

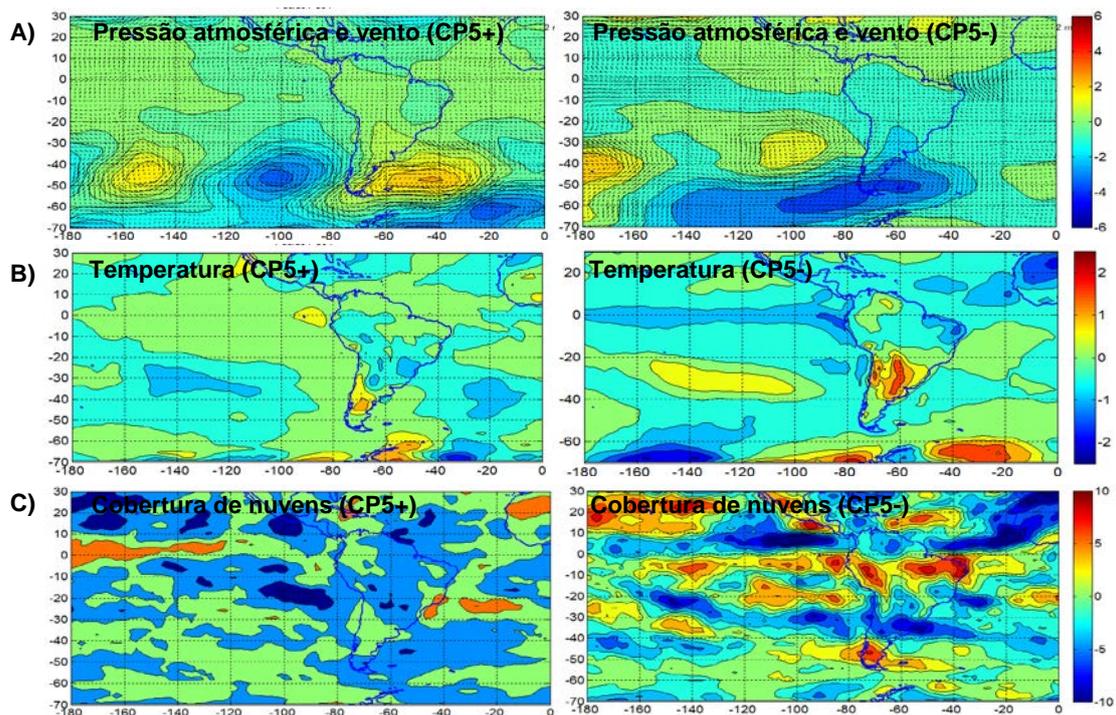


Figura 21: Campos anômalos da pressão atmosférica e do vento (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C) para os meses em que a distribuição da precipitação apresenta configuração da quinta componente.

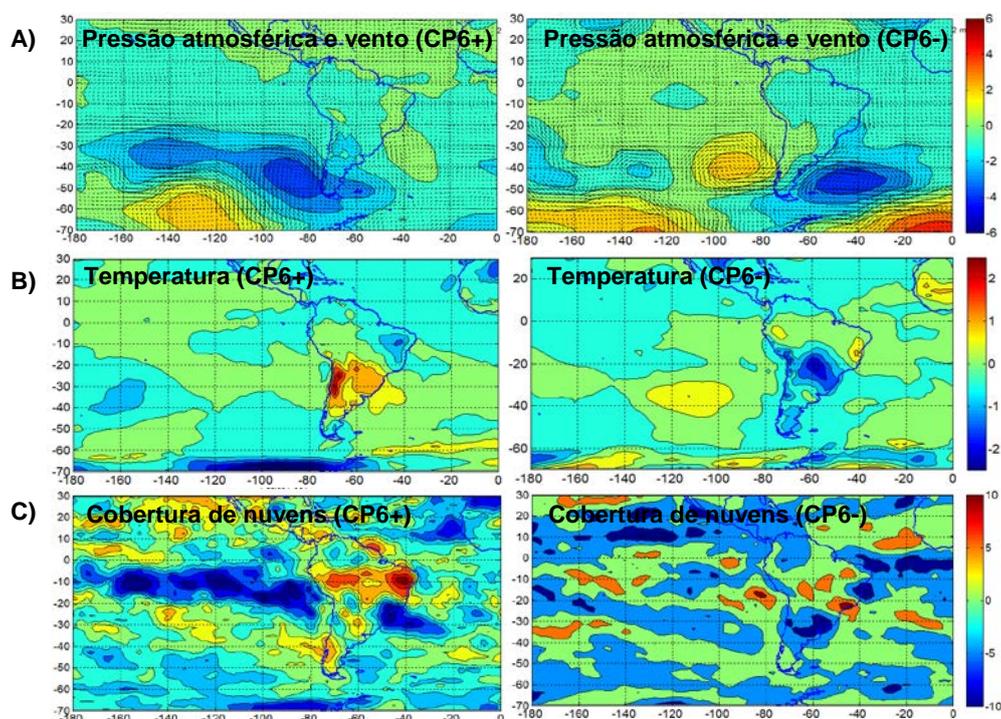


Figura 22: Campos anômalos da pressão atmosférica e do vento (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C) para os meses em que a distribuição da precipitação apresenta configuração da sexta componente.

Veja os campos anômalos da temperatura do ar (Figura 18B, 21B e 20B) selecionados para auxiliar a compreensão da distribuição espacial da precipitação representados pela 2^o, 3^o e 4^o componentes principais. Em todas situações, o aquecimento do oceano Pacífico equatorial está associado ao resfriamento subtropical, em torno de 30°S, porque, na tentativa de compensar o aquecimento (resfriamento) equatorial em razão do El Niño (La Niña), a região subtropical resfria (aquece) isso também acarreta o aumento (a diminuição) da pressão atmosférica na área dos anticiclones subtropicais, diminuição (aumento) da cobertura de nuvens na região tropical e o aumento (a diminuição) da cobertura de nuvens na região subtropical (Grimm *et al.*, 1998). Em síntese, a variabilidade espacial das variáveis secundárias entre a região equatorial e subtropical forma um modelo bipolar, predominando a ocorrência de núcleos anômalos com sinal oposto.

Essa interdependência entre os ciclos térmico e hídrico permite a identificação da maior ou menor atuação dos mecanismos atmosféricos de transporte e convergência da umidade precipitada sobre a América do Sul. Por exemplo, as anomalias negativas (positivas) da pressão atmosférica na região subtropical indicam uma intensificação (desintensificação) das Frentes Frias nessa região. Já as anomalias positivas (negativas) na cobertura de nuvens na região equatorial, em forma alongada no hemisfério sul (norte), indicam a permanência anômala da ZCIT no respectivo hemisfério.

As alterações da temperatura superficial do Oceano Atlântico Tropical influenciam, predominantemente, a distribuição espacial da precipitação sobre a margem leste do continente sul-americano em latitudes tropicais (Nobre e Shukla, 1996). Segundo Enfield e Mayer (1997), quando a variação da temperatura do Oceano Atlântico Norte mostra anomalias com mesmo sinal das situadas sobre o Oceano Pacífico Equatorial, os impactos do ENOS são maximizados e vice versa. Consequentemente, aumentando para o interior do continente a área de influência da variação da temperatura do Oceano Atlântico no controle da distribuição da precipitação.

A variação da temperatura dos oceanos controla a precipitação porque afeta o transporte e convergência de umidade para o interior do continente. Por exemplo, quando a temperatura superficial do Atlântico Norte aumenta (diminui), a pressão atmosférica diminui (aumenta) e os ventos alísios de nordeste são

enfraquecidos (fortalecidos). Assim, ocorre o deslocamento para norte (sul) da ZCIT (Nobre e Shukla, 1996). Além disso, se o Pacífico Equatorial também está aquecido (frio) constata-se uma intensificação (desintensificação) da ZCAS e desintensificação (intensificação) dos CCMs no oeste da Amazônia.

4.2 Análise da variabilidade temporal da precipitação

A análise da distribuição temporal da precipitação por componentes principais no modo S identificou oito zonas em que as séries anômalas possuem variabilidade temporal correlacionada entre elas.

As zonas distinguem-se dos regimes de precipitação porque retira-se o ciclo sazonal da análise. Por outro lado, a variabilidade interanual ou interdecenal da precipitação é parcialmente dependente dos mecanismos atmosféricos que configuram os regimes climáticos, conseqüentemente, uma zona pode abranger uma parcela de um regime ou até 2 regimes da precipitação.

Na Figura 23 é mostrado a distribuição espacial das zonas, com a seguinte configuração: Zona 1 – nordeste brasileiro e a porção sudeste da Amazônia, Zona 2 – Amazônia, Zona 3 – sul da região nordeste do Brasil e norte da região sudeste do Brasil, Zona 4 – Sudeste brasileiro, Zona 5 – Centro-oeste brasileiro, Zona 6 – sul da região sudeste do Brasil e norte da região sul do Brasil, Zona 7 – Campos sulinos e Zona 8 – altiplano Andino. Já na Figura 24 são mostradas as séries que representam a variabilidade temporal de cada zona e a análise espectral de cada série temporal.

Essas séries temporais das zonas foram analisadas para identificar os fatores que influenciam na distribuição temporal da precipitação na América do Sul. Para essa tarefa, foram usadas três informações: 1) a relação entre as anomalias positivas e negativas com os períodos de ocorrência do El Niño e La Niña; 2) as frequências espectrais dos ciclos temporais em que ocorrem as anomalias da precipitação; e 3) a localização das maiores correlações entre a série temporal da precipitação de cada zona com as séries temporais das variáveis secundárias (teleconexões).

Nas Zonas 1 e 2, as anomalias da precipitação são controladas predominantemente pelo fenômeno ENOS e pela variabilidade do Atlântico Norte. As anomalias com maior magnitude ocorrem no verão e são

concomitantes às fases do ENOS, sendo que os eventos El Niño (La Niña) causam secas (chuvas acima da média). Corroborando com essa observação constata-se que a maior potência espectral ocorre na frequência de 60 meses, período semelhante do ENOS. Porém, na zona 2 também existem outros controladores da precipitação com ciclos de menor frequência.

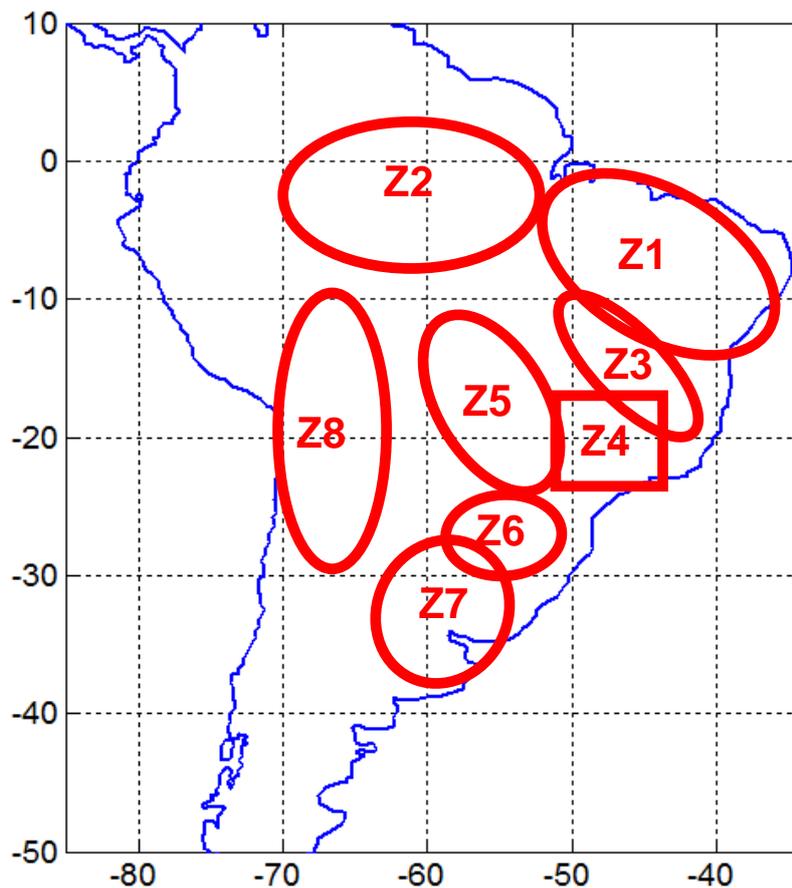


Figura 23: Oito zonas identificadas pela ACP (Modo S) onde a variabilidade temporal da precipitação é correlacionada.

O ENOS nem sempre altera o volume precipitado em um ano hidrológico, pois também pode adiantar ou retardar o período de chuvas monçônicas sem causar grandes alterações no volume de chuva anual. Por exemplo, as variações temporais da precipitação no verão de 1989/1990 na zona 3 e 4. Segundo Grimm e Ferraz (1998a e 1998b), o sudeste brasileiro é uma área de transição da influencia do ENOS, por isso existe uma grande diversidade de padrões temporais da precipitação associados aos eventos desse fenômeno.

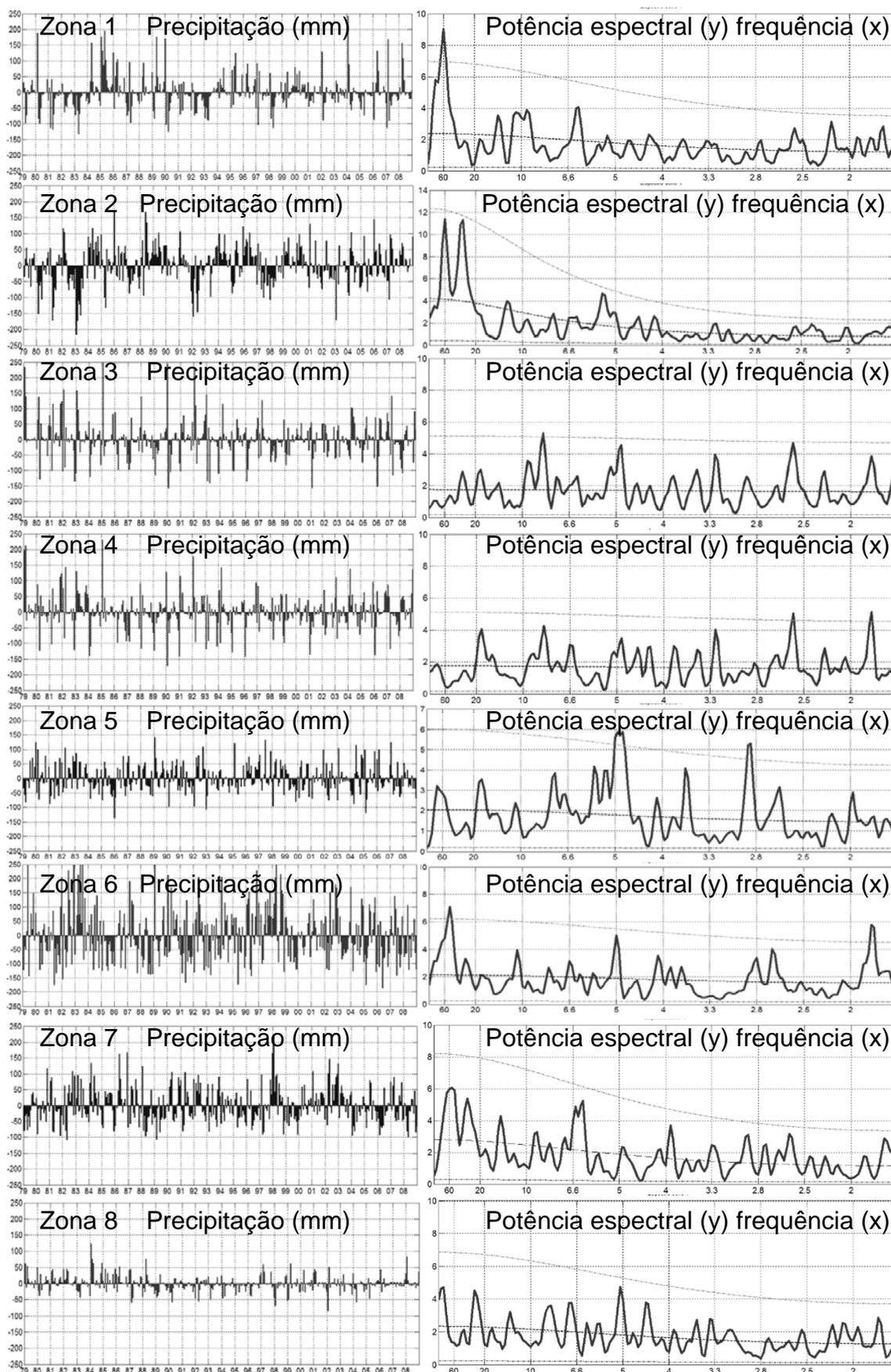


Figura 24: Séries temporais da anomalia da precipitação nas oito zonas e a análise espectral das respectivas séries (frequência em meses). As linhas na análise espectral são níveis de significância (a superior é de 95%).

Na zona 3 e 4, além do adiantamento ou retardamento da estação chuvosa, pode ocorrer alterações no volume total precipitado em um ano hidrológico. Conseqüentemente, um evento El Niño pode atrasar o início das chuvas ou causar secas e a La Niña vice versa. Essa diversidade dos impactos do ENOS e a influencia de fatores locais no controle da precipitação geram ciclos temporais de baixa frequência, sem uma predominância espectral.

A zona 5 apresenta a mais homogênea distribuição temporal da precipitação, com anomalias inferiores à 60 por cento das médias mensais e com fraca influencia do ENOS, essa área é então menos vulnerável a grandes estresses hídricos de um ano hidrológico. Por apresentar uma estação seca (inverno), as maiores anomalias concentram-se no verão, porém não há longos períodos com anomalias positivas ou negativas. Adicionalmente, constatou-se que as maiores potências espectrais ocorrem na frequência entre 3 a 5 meses, indicando que fatores locais predominam no controle da precipitação.

As zonas 6 e 7 abrangem a região extratropical, distinguindo o planalto (zona 6) dos campos sulinos (zona 7). A variabilidade da distribuição temporal da precipitação sobre o planalto é bem maior do que nas pradarias, pois o ciclo hidrológico pode ser afetado por secas ou chuvas acima da média por até dois anos. Assim como a zona 2, o ENOS afeta fortemente a distribuição temporal da precipitação na zona 6, porém quando é seco na Amazônia (El Niño) observa-se chuvas acima da média mensal no planalto sul-rio-grandense. Corroborando com a ideia de que o ENOS é o principal controlador das anomalias da precipitação na zona 6, é observado a máxima potência espectral na frequência de 60 meses.

Somente os fenômenos ENOS intensos alteram o regime hídrico na Zona 7, porém quando ocorrem são eficientes para alterá-lo por até dois anos, exceto durante os invernos. Por exemplo, entre 1982 e 1984 ocorreram chuvas acima da média climática, mas durante o inverno de 1983 as chuvas foram inferiores as médias, isso provavelmente seja influencia das massas de ar polar na distribuição temporal da precipitação. Corroborando com essas informações, na análise espectral, identifica-se 3 ciclos temporais da precipitação, mas nenhum com significância superior da 95%.

A zona 8 representa o comportamento médio das anomalias temporais do altiplano boliviano, uma das regiões mais secas da América do Sul. Conseqüentemente, as anomalias possuem as menores magnitudes, mas podem significar uma mudança drástica no regime hidrológico da região. Anomalias de 100 mm (mensal ou acumulado em uma estação sazonal) ocorrem e isso corresponde a um terço da precipitação anual. Nessa zona a variabilidade temporal das anomalias é controlada predominantemente por mecanismos locais, o ENOS possui pouca eficiência para alterar o regime hídrico anual, mas pode causar alterações em uma estação sazonal ou antecipar/atrasar a estação chuvosa. Por exemplo, o El Niño em 1983 diminuiu as precipitações do verão e o do ano de 1987 antecipou a início das chuvas. Essa diversidade de impactos do fenômeno ENOS e a influencia dos fatores ambientais locais no controle das anomalias da precipitação impedem a predominância de uma determinada frequência espectral.

A Tabela 4 mostra as principais características das séries de cada zona espacial. A identificação dos fatores listados na tabela foi realizada pelas análises da localização geográfica das zonas, dos ciclos temporais (frequências predominantes) e das teleconexões. Esta última informação é obtida pela mensuração dos índices de correlação temporal entre a série da precipitação de cada zona com as séries das variáveis secundárias (pressão atmosférica, temperatura e cobertura de nuvens). A distribuição espacial das altas correlações entre as variáveis evidencia as áreas que exercem influencia na distribuição temporal da precipitação da zona analisada, distinguindo-se principalmente a predominância de fatores locais ou remotos no controle da precipitação.

Segundo Grimm (2003), os fatores locais são predominantes no controle das chuvas monçônicas que ocorrem no verão, porque a interação solo – atmosfera é mais eficiente no controle do regime hídrico no interior continental do que fatores remotos. Estes ganham maior importância no controle das precipitações durante a primavera.

Tabela 4: Principais características das séries anômalas da precipitação nas oito zonas do Modo S, frequências (em meses) com alta potência espectral e indicação dos fatores controladores da variabilidade das séries temporais (ENOS – El Niño Oscilação Sul e ATN – Atlântico Tropical Norte).

		Características	Frequência	F. Controlador
Zonas	1	Anomalias podem equivaler a 200% da média mensal	60 meses	ENOS (forte) e ATN
	2	Longos períodos com anomalias positivas ou negativas	24 e 60 meses	ENOS (forte) e ATN
	3	Adiantamento ou atraso no início da estação chuvosa	Não há predominância	ENOS (moderado) e fatores locais
	4	Adiantamento ou atraso no início da estação chuvosa ou verões secos/chuvosos	Não há predominância	ENOS (fraca) e fatores locais
	5	Anomalias de pequena magnitude quando comparados a média mensal	6 meses	ENOS (fraca) e fatores locais
	6	Anomalias de grande magnitude e persistentes por longos períodos	50 meses	ENOS (forte)
	7	Longos períodos com anomalias positivas ou negativas	6, 24 e 60 meses	ENOS (moderada)
	8	Anomalias de pequena magnitude que podem equivaler 200% da média mensal	Não há predominância	Fatores locais

Nas zonas 3, 4, 5 e 8 os fatores locais desempenham papel importante na distribuição temporal da precipitação porque essas áreas estão sob domínio da dinâmica atmosférica monçônica, a qual, concentra os maiores volumes de chuva no verão, conseqüentemente, as maiores anomalias da precipitação também ocorrem nessa estação sazonal.

Nos meses mais quentes do hemisfério sul, os fluxos de energia e umidade entre o solo e a atmosfera controlam o sistema de baixa pressão

atmosférica no interior continental, regulando o transporte e as convergências de umidade realizados pelos ventos monçônicos. Em resposta a variação dos fluxos entre o solo e atmosfera, as variáveis atmosféricas secundárias (temperatura, pressão atmosférica e cobertura de nuvens) alteram-se simultaneamente. Assim, originando as relações entre as variáveis secundárias e a precipitação identificados na mensuração dos índices de correlação. Neste caso, as menores correlações situam-se sobre os oceanos Pacífico e Atlântico e as maiores correlações sobre o continente a área representada por cada zona.

Por outro lado, a observação de altas correlações sobre os oceanos Pacífico e Atlântico, entre a série temporal da precipitação de cada zona com aquelas das variáveis secundárias, mostram que são os fatores remotos que controlam a distribuição temporal da precipitação. Veja adiante os mapas de correlação das zonas 1, 2, 6 e 7, Figuras 25, 26, 30 e 31, respectivamente.

Na zona 1, a variação das anomalias de precipitação possui forte influência da região equatorial, principalmente das áreas Niño¹ 1 e 2 e do Atlântico Tropical Norte. A relação entre as variáveis secundárias e a precipitação ocorre da seguinte forma: quando forma-se um El Niño (La Niña), o Atlântico Equatorial Norte também se aquece (resfria). Devido a isso, a pressão atmosférica local altera-se inversamente. Nas áreas com anomalias positivas (negativas) da pressão atmosférica, observa-se anomalias negativas (positivas) da cobertura de nuvens pela inibição (favorecimento) das convergências, bem como a desintensificação (intensificação) dos ventos alísios. Nesta configuração dos mecanismos atmosféricos observa-se anomalias negativas (positivas) da precipitação.

A distribuição da precipitação na zona 2 também é dependente das variações da interação oceano-atmosfera na região de ocorrência do ENOS e no Atlântico Tropical. Porém, essa zona quando comparada a zona 1, é mais impactada pelas alterações do Pacífico Equatorial. Observe na Figura 25, as altas correlações entre a precipitação na Zona 2 e as variáveis atmosféricas secundárias nas regiões Niño 1, 2, 3 e 4. Isso mostra que o aquecimento ou resfriamento da região leste ou central da bacia oceanográfica do Pacífico equatorial, respectivamente região Niño 1 e 2 e Niño 3 e 4, exerce influência na

¹ Para mais informações sobre as regiões Niño consulte:

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/nino_regions.shtml

distribuição temporal das chuvas sobre a Amazônia. As anomalias positivas (negativas) da precipitação estão associadas ao aumento (diminuição) da pressão atmosférica sobre o oceano Pacífico Equatorial.

Em resumo, alterações no balanço térmico entre o oceano e atmosfera na região leste do Pacífico Equatorial (Niño 1 e 2) afetam a precipitação no nordeste brasileiro e na Amazônia. As mudanças no balanço térmico na região central da bacia oceanográfica (Niño 3 e 4) também geram impactos na precipitação Amazônica.

De forma semelhante, o aquecimento ou resfriamento equatorial alteram a precipitação na região subtropical, porém com resultados inversos. O aumento (diminuição) da temperatura na porção leste da bacia oceanográfica do Pacífico (Niño 1 e 2) causam anomalias positivas (negativas) da precipitação na zona 6; quando há aquecimento (resfriamento) da região central (Niño 3 e 4) as anomalias positivas (negativas) da precipitação são deslocadas para sul, sobre as pradarias sul-americanas (zona 7).

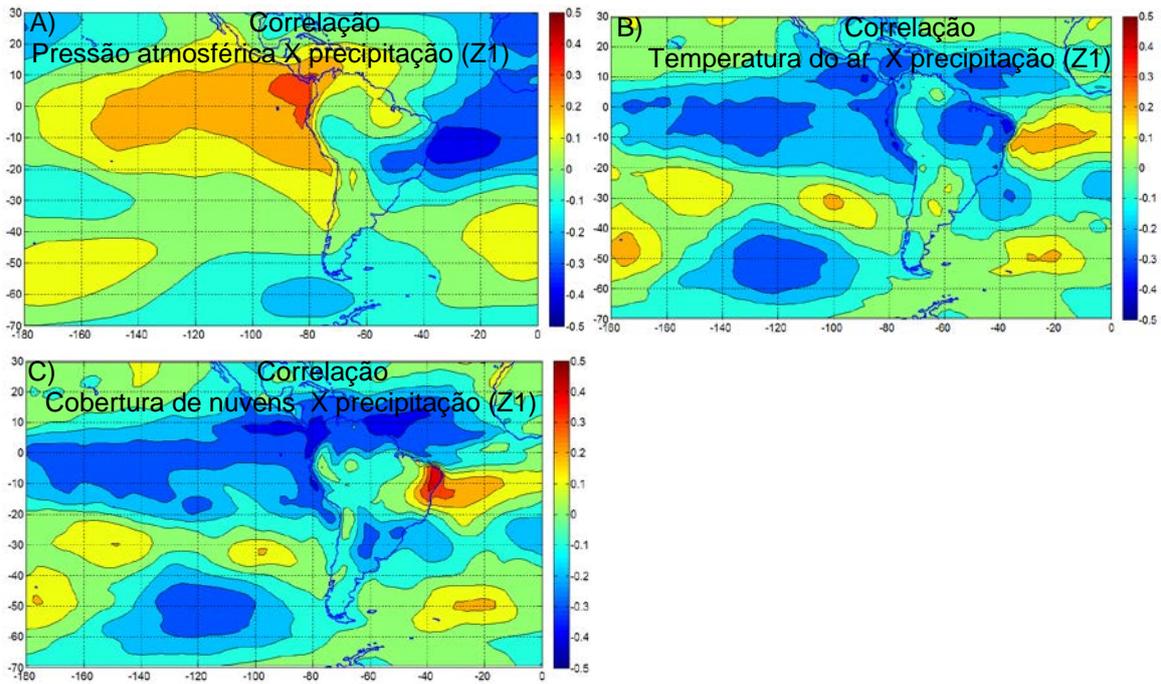


Figura 25: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 1 e a pressão atmosférica (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C).

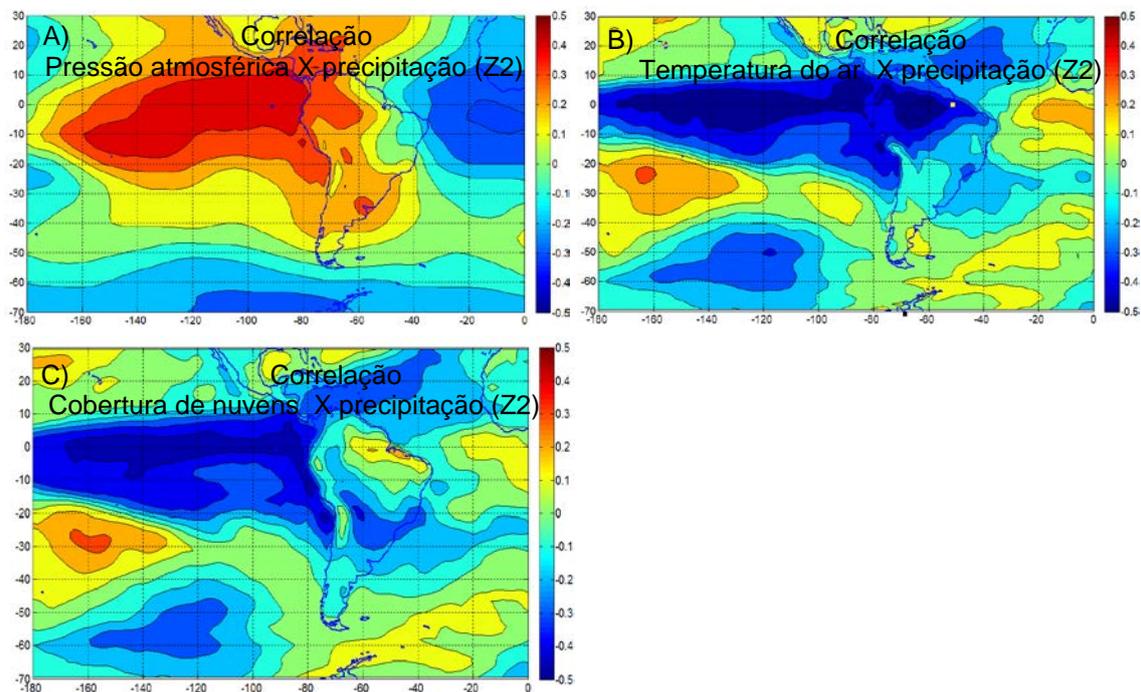


Figura 26: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 2 e a pressão atmosférica (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C).

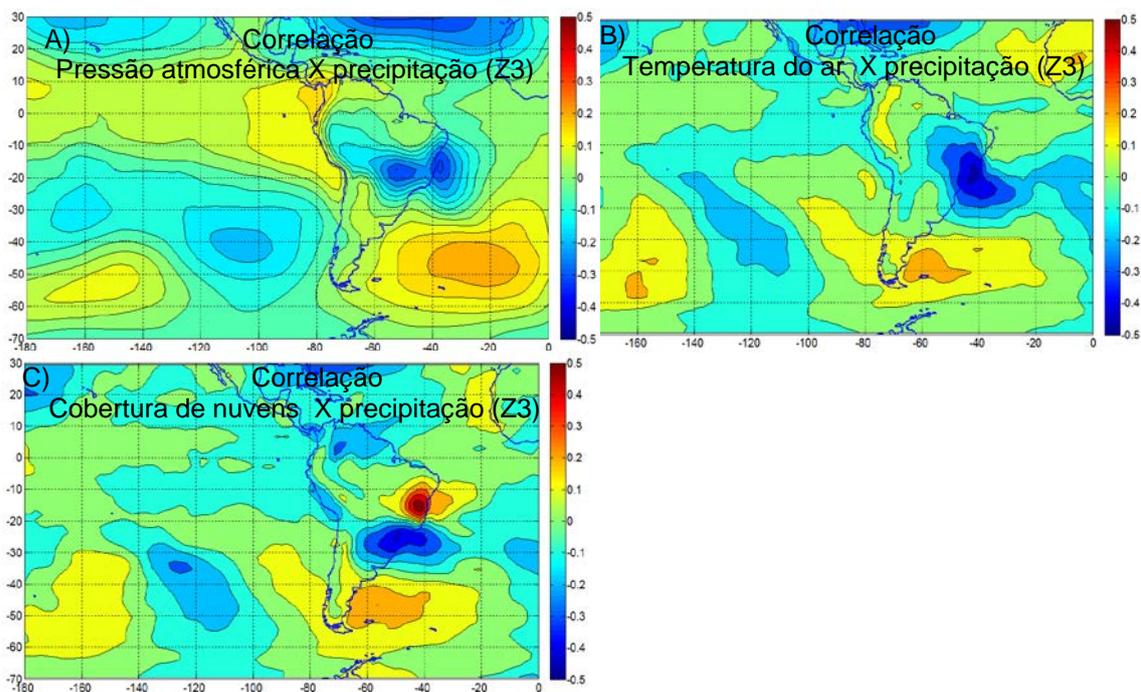


Figura 27: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 3 e a pressão atmosférica (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C).

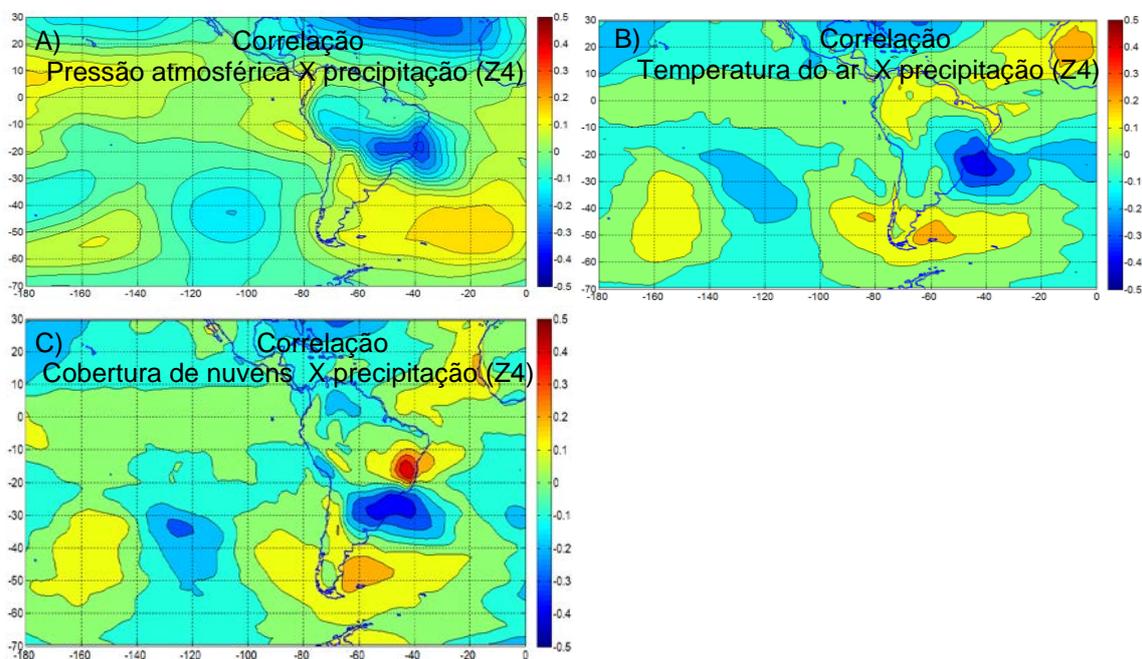


Figura 28: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 4 e a pressão atmosférica (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C).

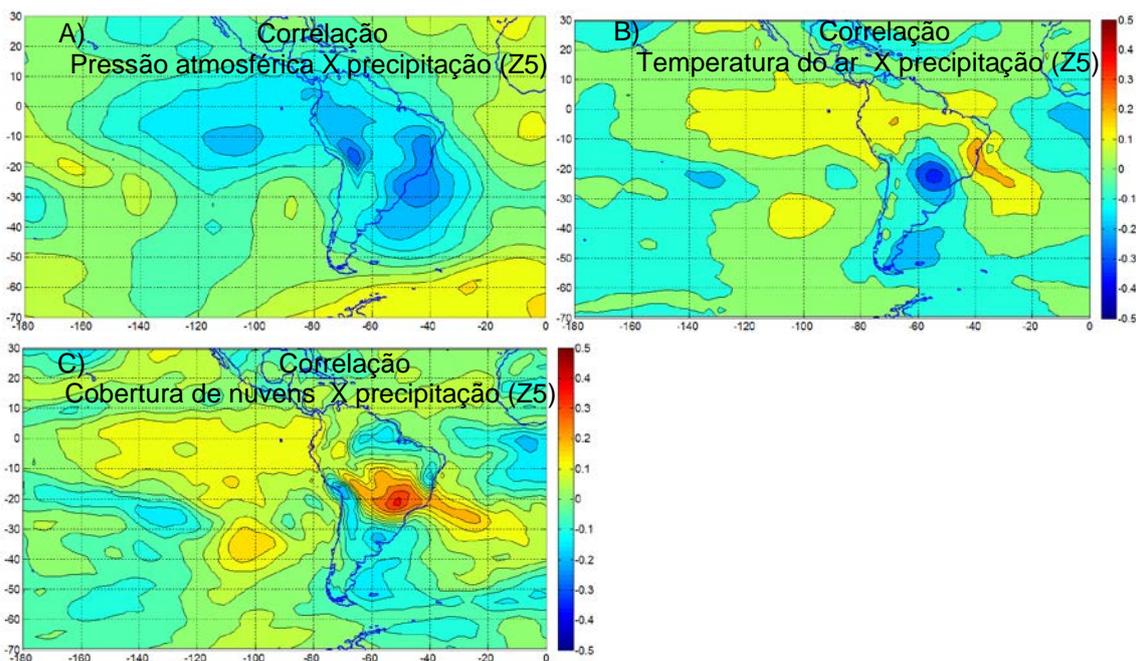


Figura 29: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 5 e a pressão atmosférica (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C).

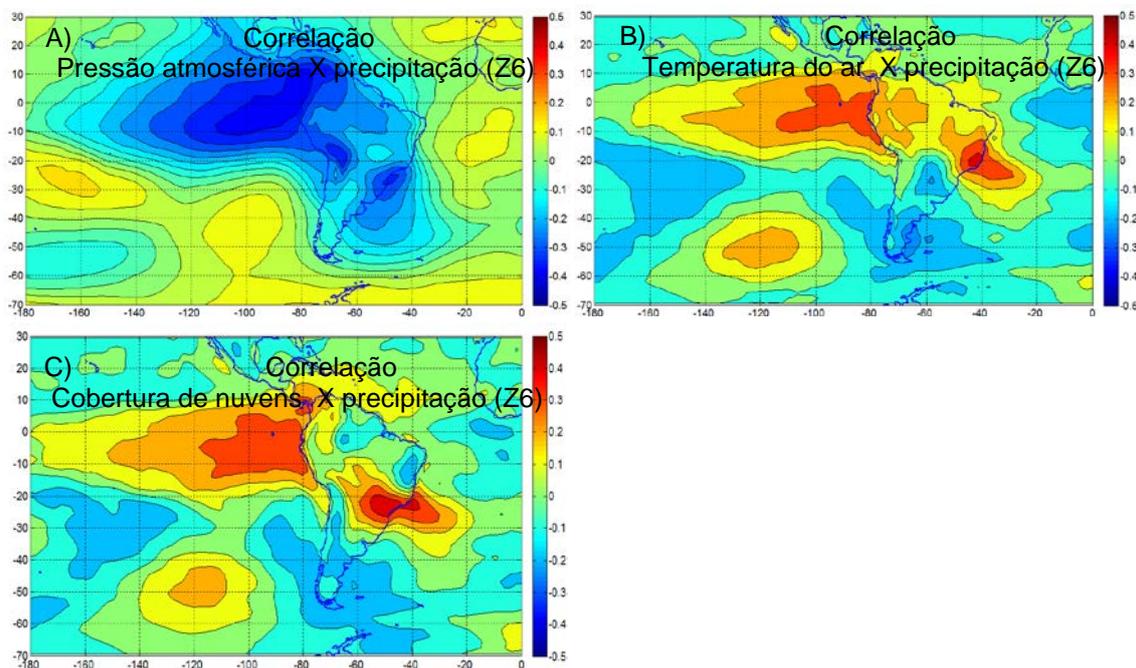


Figura 30: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 6 e a pressão atmosférica (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C).

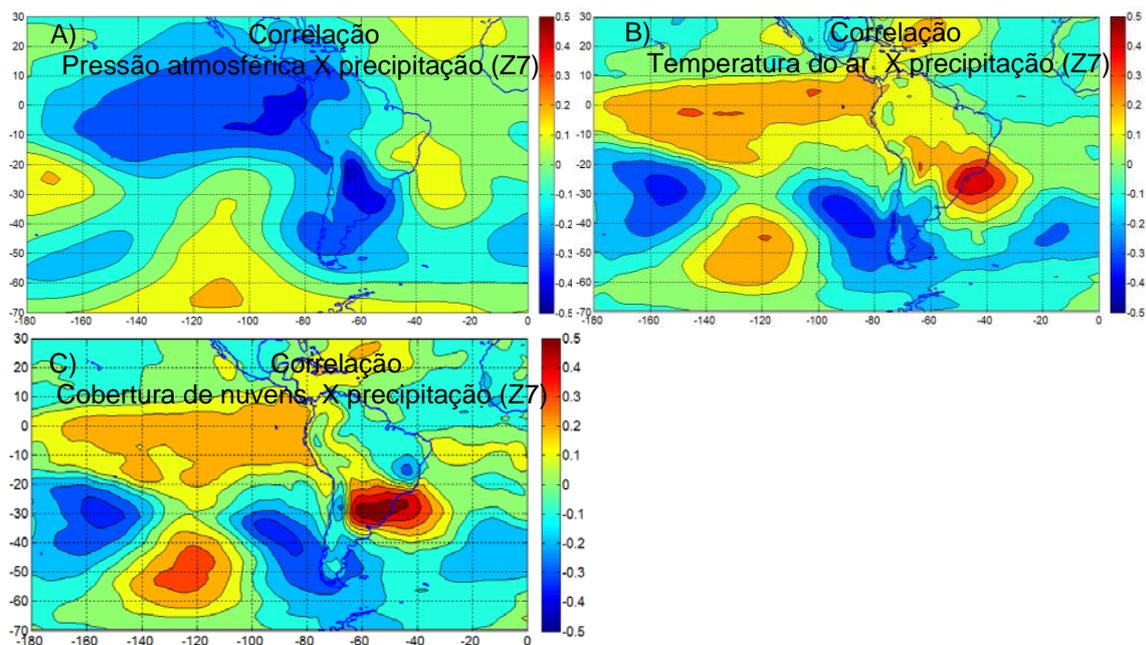


Figura 31: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 7 e a pressão atmosférica (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C).

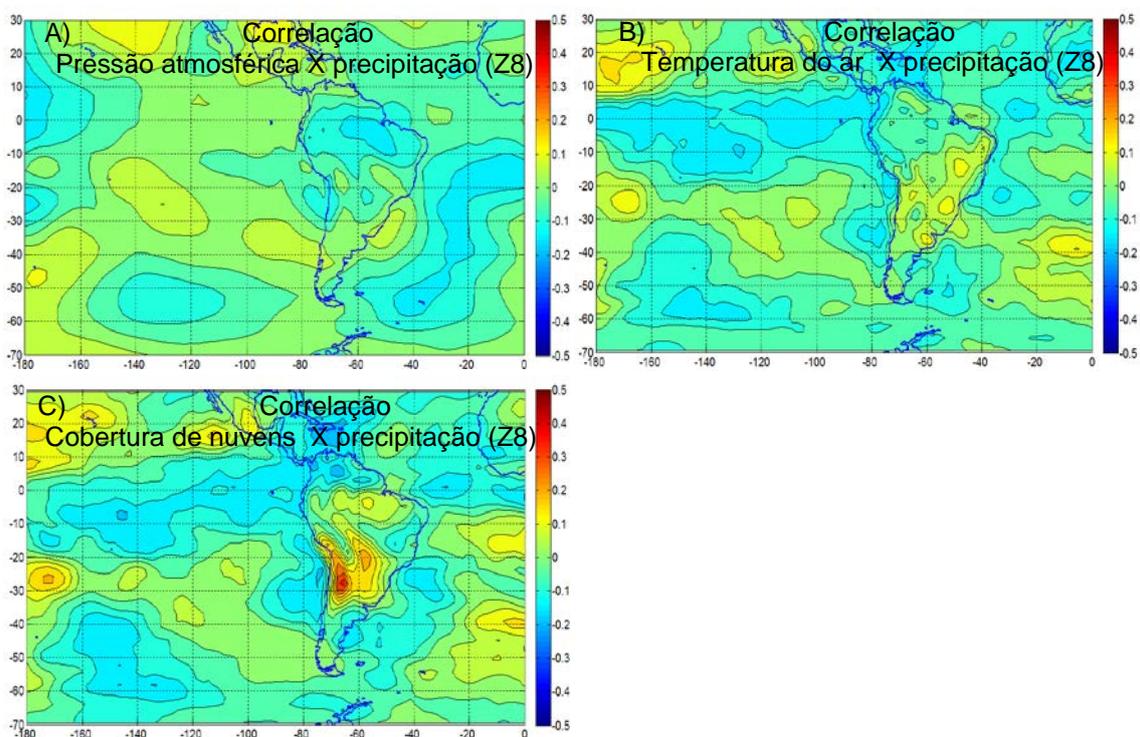


Figura 32: Índices de correlação temporal (1979 a 2008) entre a série da precipitação na Zona 7 e a pressão atmosférica (A), temperatura do ar (B) e cobertura de nuvens (C).

4.3 Análises das relações espaço-temporal entre a precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$

Nesta seção serão discutidos a distribuição espacial e temporal da precipitação baseados na variação temporal do $\delta^{18}\text{O}$. A sobreposição temporal das amostragens do $\delta^{18}\text{O}$ e da precipitação ocorre no período 1979–1998 usando as duas variáveis, foi investigado a possibilidade de estimar a precipitação pretérita para o período do registro paleoclimáticos (1929–1978).

4.3.1 Relações entre a distribuição espacial da precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$

A investigação baseou-se na comparação de casos de máxima e mínima razão isotópica do $\delta^{18}\text{O}$ com a ocorrência temporal (Figura 33) de padrões espaciais anômalos da precipitação identificados pela análise das componentes principais no modo T.

Em uma análise genérica das relações entre o $\delta^{18}\text{O}$ e os padrões espaciais anômalos da precipitação constata-se que os registros de máximo fracionamento isotópico no Nevado Illimani estão relacionados a secas na Amazônia e/ou no nordeste brasileiro. Já os registros de mínimo fracionamento isotópico, quando ocorrem no verão ou outono, são concomitantes a ocorrência de chuvas acima da média na Amazônia e/ou nordeste brasileiro. Quando esses números ocorrem no inverno ou na primavera, também são concomitantes às chuvas acima da média na porção subtropical. Para explorar essas relações foram selecionados 8 casos de máximo e mínimo $\delta^{18}\text{O}$, onde será discutida a distribuição espacial da precipitação e a influencia da variação da temperatura superficial do oceano Pacífico Equatorial e do Atlântico Tropical. Os índices climáticos que representam a variabilidade temporal da temperatura superficial dos oceanos estão expressos na Figura 33D.

O primeiro caso abrange os primeiros cinco anos, período em que a amplitude de variação do $\delta^{18}\text{O}$ é menor quando comparada ao restante da série temporal. Nesse período ocorreram secas prolongadas sobre a região amazônica e chuvas acima da média climática na região extratropical, essas anomalias são oriundas do aquecimento do Atlântico Norte e do Pacífico (Veja os índices climáticos na Figura 33).

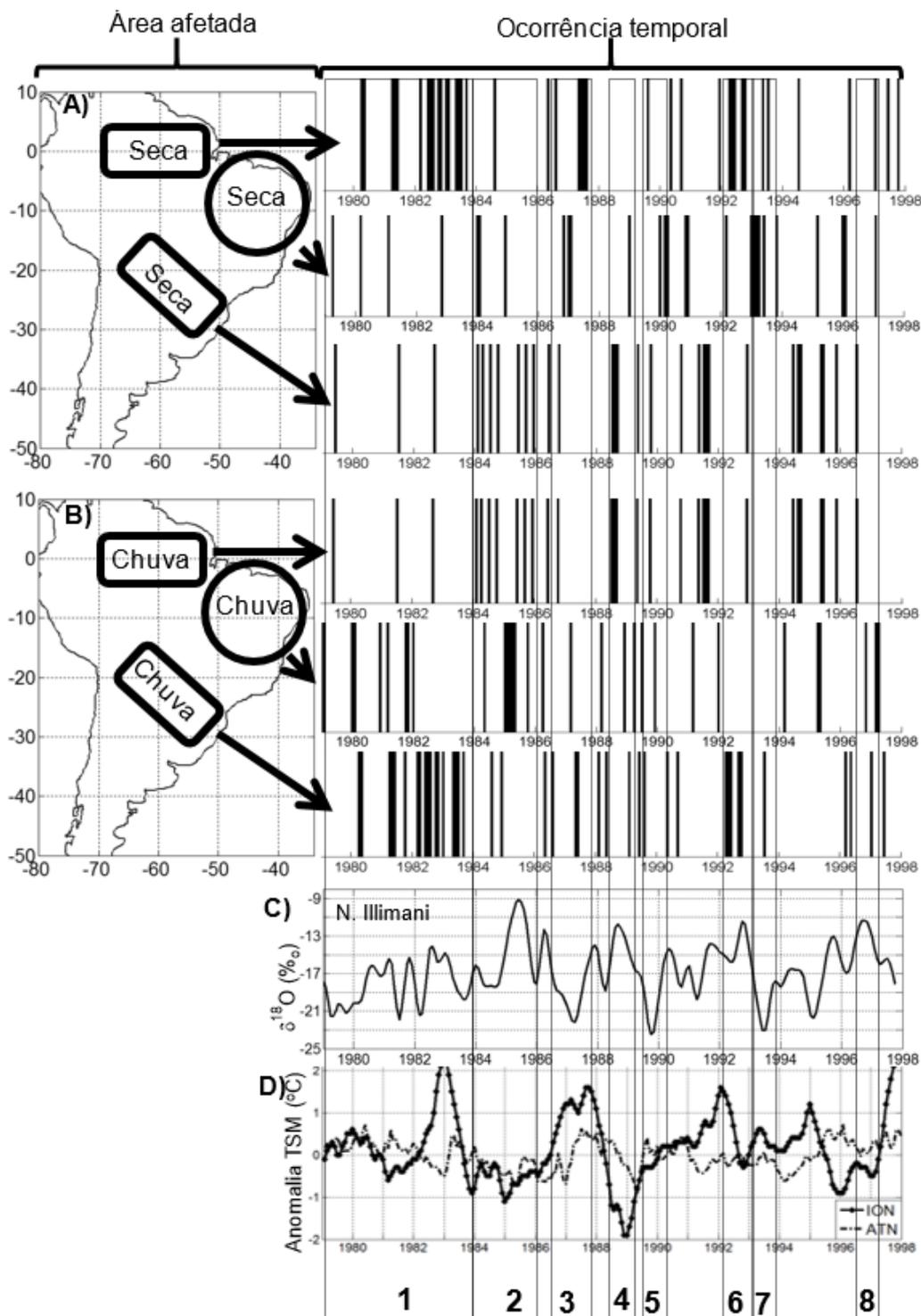


Figura 33: Ocorrência temporal (barras) dos padrões espaciais anômalos que representam as secas na Amazônia, no nordeste brasileiro e em áreas de latitudes médias (A) e que representam chuvas acima da média climática (B) no período 1979-1998. Na parte inferior da figura estão expressos as variações de $\delta^{18}O$ (C) e dos índices Oceânicos Niño (ION) e do Atlântico Tropical Norte (ATN) (D).

A combinação do aquecimento do Atlântico Norte nos verões de 1979, 1980 e 1981 com o aquecimento do Pacífico entre 1982 e 1983 gerou, maximizou e prolongou as secas na Amazônia e o maior empobrecimento do $\delta^{18}\text{O}$ na água precipitada nos verões sobre a geleira. Além disso, ao compensar o aquecimento equatorial ocorrem a intensificação dos ventos originados pelo anticiclone semifixo do Atlântico Sul e a passagem mais frequente dos sistemas frontais na região extratropical, ocasionando anomalias positivas na precipitação em latitudes médias (Grimm, 2003).

A diminuição do transporte da umidade evaporada no oceano Atlântico em direção ao continente e o conseqüente aumento da reciclagem da água sobre ele tem origem no enfraquecimento dos ventos alísios e no deslocamento da porção descendente da célula de Walker para o interior da Amazônia (Fisch *et al.*, 1998).

Essas alterações na circulação atmosférica geram três padrões espaciais anômalos da precipitação por afetar distintos fenômenos de convergência ao longo de um ano hidrológico. No inverno e na primavera ocorre naturalmente uma diminuição na precipitação nas porções leste e sul da Amazônia e elevação dos índices pluviométricos no hemisfério norte e na região oeste dessa área, conseqüentemente, os impactos do aquecimento das águas oceânicas afetam a área onde as convergências estão atuando, originando o padrão CP2+. Porém, no verão ou no outono, esse aquecimento desloca para norte a posição da ZCIT dando origem a anomalias negativas da precipitação em toda região equatorial do hemisfério sul, conforme se constata no padrão CP3+. Além disso, nos meses em que há grande aquecimento das águas oceânicas do Pacífico (El Niño forte), ou o aquecimento simultâneo do Pacífico e do Atlântico Norte, se observa secas em toda região tropical na estação chuvosa e o deslocamento do núcleo com anomalias positivas mais para o sul, situando-se sobre o extremo sul do Brasil e o Uruguai (padrão CP4-).

Na sequência temporal (segundo caso) é observada a ocorrência de uma La Niña, entre dezembro de 1983 e 1985. Nesse período são observadas anomalias positivas na precipitação em latitudes tropicais (Amazônia e nordeste brasileiro) e secas na região extratropical geradas por bloqueios atmosféricos em latitudes médias.

Os impactos da La Niña no ano de 1985, porém, foram mais eficientes no controle do $\delta^{18}\text{O}$ porque no ano de 1984 o oceano Atlântico Norte permanecia aquecido. Já no ano de 1985, a combinação do resfriamento do Pacífico e do Atlântico Norte durante o verão e o outono intensificou o rápido transporte da umidade evaporada no oceano Atlântico para o Nevado Illimani.

O resfriamento dos dois oceanos no outono de 1985 originou a distribuição da precipitação conforme o padrão da CP5-, o qual evidencia uma intensificação dos ventos alísios no litoral nordestino e dos jatos de baixos níveis sobre o continente, desde da foz do rio Amazonas até os Andes Centrais. Essa intensificação dos ventos alimentou as convergências ao longo de suas atuações e possibilitou o transporte de mais moléculas pesadas de oxigênio (O^{18}) até o Nevado Illimani.

O terceiro caso abrange um período em que o El Niño prolongou-se por dois verões, sendo atípico porque geralmente esse evento começa na primavera e termina no outono (Trenberth, 1997). Por causa desse El Niño, a razão do $\delta^{18}\text{O}$ manteve-se mínima entre julho de 1986 e outubro de 1987, como consequência da diminuição da entrada de água e a intensificação da reciclagem da umidade sobre o continente (Souza *et al.*, 2000). Ao mesmo tempo, ocorreram secas no nordeste brasileiro e na floresta amazônica, sendo representados pelo padrão espacial anômalo CP1- e CP4-, respectivamente.

No verão de 1987, a combinação da diminuição do transporte de umidade para o interior do continente e o estacionamento dos sistemas frontais em latitudes extratropicais inibiu a formação da ZCAS, causando grande escassez de chuvas sobre o nordeste (CP1-). Já no final de 1987, repete-se os impactos de um El Niño forte, com anomalias negativas da precipitação sobre toda região tropical (CP4-) (Grimm, 2003).

Com a aproximação do início do ano de 1988, os impactos do El Niño reduzem a sua eficiência no controle da precipitação e na reciclagem da água por causa do resfriamento progressivo das águas equatoriais no Pacífico, as quais, na sequência temporal, caracterizam a formação de uma La Niña forte entre o inverno de 1988 e o de 1989 (Trenberth, 1997).

A ocorrência repentina da La Niña (quarto caso) afetou a precipitação e a reciclagem da água sobre o continente entre agosto e outubro de 1988, seguindo um padrão típico desse evento, com anomalias positivas da precipitação no

período inicial da estação chuvosa (Grimm, 2004). Constatado pela ocorrência de anomalias positivas da precipitação sobre a floresta Amazônica, conforme o padrão CP2-. Essa entrada antecipada da água evaporada no oceano Atlântico, além de causar anomalias positivas na precipitação, também manteve o $\delta^{18}\text{O}$ elevado.

No entanto, o controle do $\delta^{18}\text{O}$ pela variabilidade da temperatura superficial do Oceano Pacífico e do Atlântico não é absoluto, pois nem todos os casos de máximo e mínimo $\delta^{18}\text{O}$ são explicados pela ocorrência do El Niño ou La Niña. Por exemplo, o quinto caso, em que o $\delta^{18}\text{O}$ mínimo pode ser um registro da reciclagem natural da água na região sob domínio monçônico durante o inverno.

A interrupção do transporte de umidade para o interior continental no inverno austral gera uma diminuição natural das precipitações sobre o continente (Zhou e Lau, 1998). Consequentemente, a água que encontra-se sobre o continente é reciclada pela evaporação provocada pelas altas temperaturas tropicais e, assim, o fracionamento isotópico diminui o $\delta^{18}\text{O}$ da água preservada na geleira.

Outro caso peculiar (sexto) é o registro do $\delta^{18}\text{O}$ máximo no inverno como, por exemplo, aquele de 1992, pois naturalmente ocorre intensa reciclagem da umidade nessa estação. Supõem-se, nesse caso, que a água evaporou no oceano Atlântico Sul em latitudes médias e foi transportada rapidamente até o Nevado Illimani, sem passar por numerosos processos de fracionamento.

O transporte de umidade para o interior do continente no inverno é efetuado predominantemente pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, que se situa em 30°S, e por jatos de baixos níveis, que estão atuando ao sul de 10°S (Marengo *et al.*, 2004). A intensificação desses mecanismos atmosféricos de transporte no ano de 1992 devido a um evento El Niño (1991–1992) gerou simultaneamente chuvas acima da média climática na região extratropical e o transporte de moléculas mais pesadas (O^{18}) até o Nevado Illimani.

O sétimo caso é semelhante ao quinto, período no qual a variação do $\delta^{18}\text{O}$ não está relacionada exclusivamente a variabilidade da temperatura superficial do Oceano Pacífico. Nesse caso (inverno de 1993) são registrados $\delta^{18}\text{O}$ mínimo, secas no nordeste brasileiro e anomalias da temperatura superficial dos oceanos próximas de zero.

Supõem-se, nesse sétimo caso, que o pequeno aquecimento do Atlântico maximizou a seca natural no inverno austral sobre o interior continental e gerou secas anômalas no litoral nordestino, conforme o padrão espacial anômalo CP5+ (Enfield, 1996). Esse conjunto de fatores, possibilitou a precipitação de água no Nevado Illimani que contém $\delta^{18}\text{O}$ inferior a -21‰.

O oitavo caso também evidencia que pequenas alterações nas condições iniciais podem maximizar os efeitos sazonais da circulação atmosférica. Por exemplo, no verão entre dezembro de 1996 e março de 1997, um pequeno resfriamento do Atlântico Norte e do Pacífico Equatorial favoreceu a intensificação da ZCAS sobre o nordeste brasileiro e a porção norte da região sudeste, resultando em índices pluviométricos acima da média de acordo com o padrão espacial anômalo CP1+. Além disso, intensificou o transporte de umidade pelo confinamento dos jatos de baixos níveis ao norte e oeste da zona de convergência, possibilitando a precipitação de isótopos mais pesados (O^{18}) no Nevado Illimani.

4.3.2 Relações entre a distribuição temporal da precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$

Essa análise está dividida em três fases, na primeira é mensurado os índices de correlação temporal entre o $\delta^{18}\text{O}$ com as anomalias da precipitação sobre a América do Sul. Na segunda e na terceira são, respectivamente identificado os fatores controladores e as variações temporais das duas variáveis.

Os índices de correlação entre a série temporal do $\delta^{18}\text{O}$ e aquelas anômalas da precipitação são próximos de zero, quando se compara amostras do período 1979–1998. Porém, quando se fragmenta as séries de acordo com o ciclo sazonal e se compara amostras do verão, outono, inverno e da primavera, constata-se índices superiores a |0,5|. Ainda, uma mesma área pode possuir índices de correlação positivos e negativos em distintas estações, isso pode explicar os baixos índices de correlações quando se compara a série completa (anual), pois esse índice representa uma medida média das correlações positiva e negativas.

A configuração espacial dos índices de correlação (Figura 34) evidencia que as relações entre as duas variáveis são parcialmente controladas pela

sazonalidade da circulação atmosférica. Por exemplo, no verão austral as correlações positivas entre o $\delta^{18}\text{O}$ e a precipitação são observadas ao longo da cordilheira dos Andes e correlações negativas sobre o planalto sul-americano em latitudes tropicais (Figura 34A). Essa configuração espacial pode ter sua origem na entrada de umidade pelo hemisfério norte, nas proximidades do Amapá, e a sequência do transporte ocorre ao longo da cordilheira dos Andes (Zhou e Lau, 1998). Portanto, a intensificação (desintensificação) dessa circulação atmosférica origina, simultaneamente, $\delta^{18}\text{O}$ maiores (menores) e chuvas acima (abaixo) da média mensal no oeste da bacia Amazônica e chuvas abaixo (acima) da média mensal sobre o planalto sul-americano em latitudes tropical.

No outono, correlações positivas são observadas sobre o nordeste brasileiro e na área central do continente em latitudes extratropicais e correlações negativas situam-se na porção oeste da região equatorial (Figura 34B). A possível ligação entre as variáveis pode ser explicada pela configuração da circulação atmosférica, a qual está atuando predominantemente no hemisfério sul e interage com diversos mecanismos de convergência no interior continental, desde a borda meridional da Amazônia até as pradarias sul-americanas (Shi *et al.*, 2000). Por ser uma estação intermediária entre o verão e o inverno, as relações entre as duas variáveis são intrínsecas ao final do estação chuvosa do regime monçônico, sendo que, nos anos em que as monções prolonga-se (diminuem) observa-se simultaneamente aumento (diminuição) do $\delta^{18}\text{O}$ e das precipitações no nordeste brasileiro e na região subtropical.

No inverno há dois núcleos espaciais dos índices de correlações (Figura 34C), um positivo nas regiões em que chove (nordeste brasileiro e região equatorial do hemisfério norte) e um negativo onde registram-se secas naturais do regime monçônico. As correlações negativas na área monçônica indicam que é a reciclagem (não reciclagem) da água continental que gera as anomalias positivas (negativas) da precipitação e o maior (menor) fracionamento isotópico do O^{18} em relação ao O^{16} . Essa bipolaridade espacial das correlações ocorre porque nesta estação há uma interrupção natural das monções e o fortalecimento dos ventos do Anticiclone Semifixo do Atlântico Sul, os quais transportam ar com pouca umidade para o interior do continente, em uma vasta

área, entre as médias e baixas latitudes, desde o Atlântico Sul até a borda leste dos Andes Centrais (Zhou e Lau, 1998).

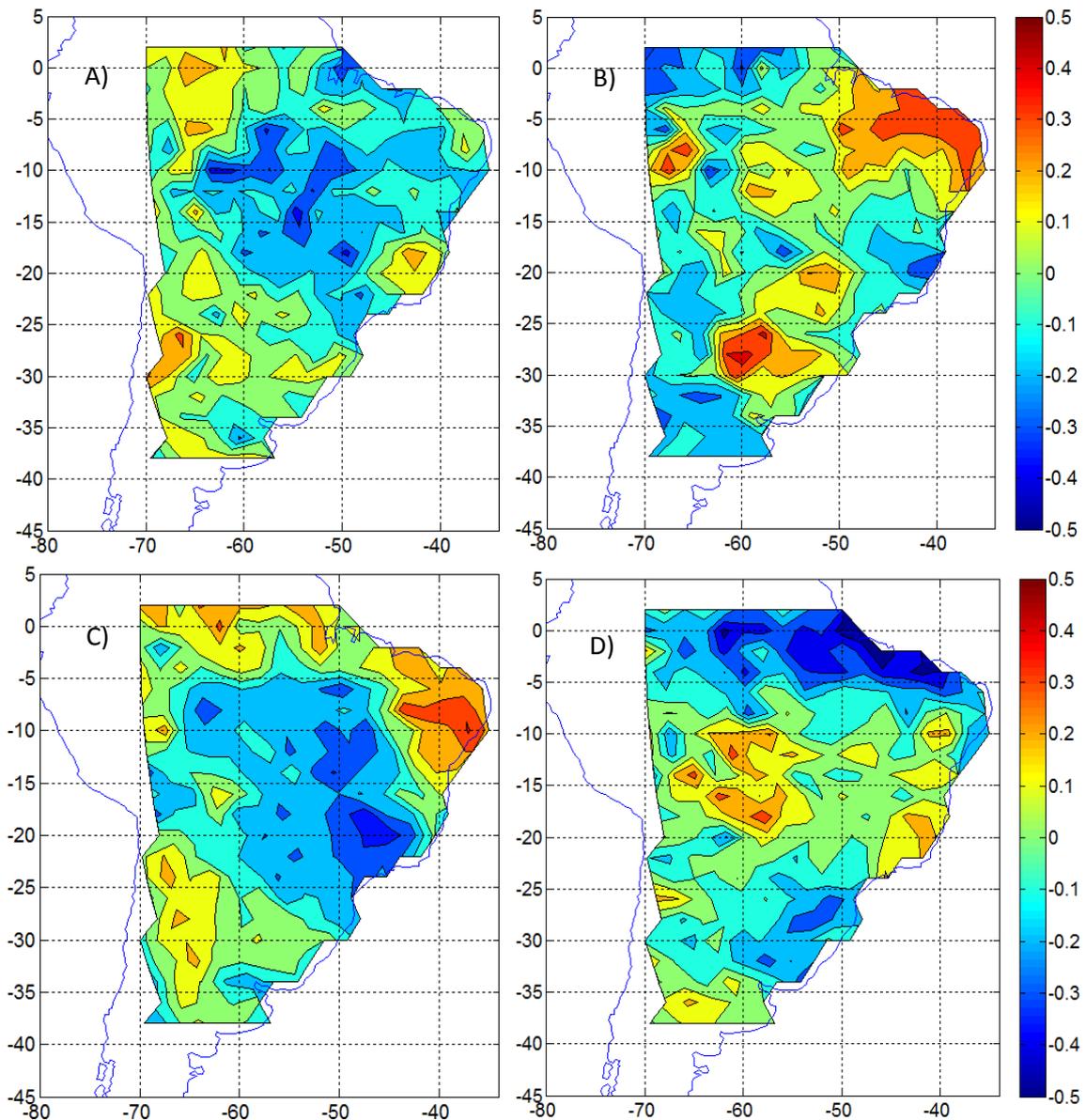


Figura 34: Índice de correlação temporal (1979–1998) entre o $\delta^{18}\text{O}$ e as anomalias da precipitação no verão (A), outono (B), inverno (C) e Primavera (D) sobre a América do Sul.

Na primavera constata-se faixas zonais do índices de correlação na região equatorial e tropical, respectivamente negativos e positivos (Figura 34D). Essa configuração espacial origina-se da variabilidade meridional das zonas de convergência, as quais são influenciadas pela variação da temperatura superficial do Oceano Pacífico e Atlântico. O aquecimento (resfriamento) das

águas equatoriais no hemisfério norte desloca anormalmente a ZCIT para norte (sul) (Nobre e Shukla, 1996). Adicionalmente, em resposta ao aquecimento (resfriamento) equatorial, a região extratropical resfria (aquece). Isso intensifica (desintensifica) os ventos originados pelos anticiclones semifixos e, por consequência, aumenta (diminui) o transporte de umidade para o interior do continente entre 10° e 25°S. Neste cenário também ocorre aumento (diminuição) da passagens dos sistemas frontais na região sul do Brasil e no Uruguai (Grimm *et al.*, 2000).

Se tratando dos fatores que controlam a variabilidade temporal da precipitação e do $\delta^{18}\text{O}$, foi apresentado na seção 4.2 algumas informações sobre os fatores remotos e locais que influenciam na distribuição da precipitação e na seção 2.2 os fatores que controlam as razões de isótopos estáveis registrado no Nevado Illimani, no entanto, cabe enfatizar que é o ENOS que predomina no controle da variabilidade temporal na escala interanual e interdecenal da precipitação sobre o continente sul-americano (Grimm, 2003 e 2004). Além disso, a variabilidade do Atlântico Tropical exerce influencia nas precipitações sobre a margem leste do continente em baixas latitudes e pode intensificar as alterações do ENOS quando as anomalias da temperatura superficial dos oceanos no mesmo hemisfério possuem sinal igual (Nobre e Shukla, 1996).

Fatores locais, quando comparado a fatores remotos, exercem controle na precipitação com elevada frequência temporais. Adicionalmente, os fatores locais são mais importantes durante o verão e os remotos na primavera porque no verão a interação superfície-atmosfera é mais eficiente no controle da precipitação do que as alterações dos mecanismos atmosférico globais ou de mesoescala (Grimm, 2009).

Se tratando do $\delta^{18}\text{O}$, a variação temporal predominante ocorre na escala interanual influenciada pelo fenômeno ENOS (Ramirez *et al.*, 2003 e Vuille *et al.*, 2003) e pela variabilidade do Atlântico Norte (Maier *et al.*, 2013b). Quando os fatores remotos aumentam (diminuem) o transporte de água evaporada no oceano Atlântico para o interior continental, ocorre redução (aumento) da reciclagem da água continental e a consequente diminuição (aumento) do fracionamento isotópico.

A série do $\delta^{18}\text{O}$ possui períodos com maior e menor amplitude de variação com frequência de ~5 anos (60 meses). Por exemplo, no período 1979–1984 a

amplitude de variação restringiu-se entre -14‰ e -22‰ e no período entre 1985–1990 entre -9‰ e -23‰. Além disso, há ciclos temporais com frequências entre 18 e 24 meses, os quais possuem significância superior a 95%. Provavelmente esses ciclos são causados pelo fenômeno ENOS e pela variabilidade da temperatura superficial do Atlântico Tropical no transporte da água evaporada no oceano Atlântico, pois a precipitação também tem ciclos nessas frequências espectrais (Richey *et al.*, 1989).

A variabilidade da precipitação em baixa frequência espectral (entre 24 e 60 meses) também está relacionada ao ENOS e a variabilidade do oceano Atlântico Tropical, pois ambos fenômenos possuem amplo espectro temporal, que pode variar entre 3 e 6 anos no caso do primeiro (Trenberth, 1997) e entre 9 e 12 anos no caso do segundo (Nobre e Shukla, 1996). Mesmo as frequências de 24 meses tem origem na variações do ENOS (Richey *et al.*, 1989) porque alterações no regime hídrico podem apresentar frequências menores do que a ocorrência desse fenômeno, pois esse regime interage com outros fatores controladores que causam interferência no ciclo temporal predominante.

As altas frequências temporais ou a ausência de um espectro predominante podem ser forçadas por fatores locais, por mecanismos atmosféricos móveis, pela variabilidade sazonal (quando muito forte) ou por interferência de vários fatores controladores. Por exemplo, alterações no desempenho do fluxos turbulentos combinados com perturbações sinóticas podem causar bloqueios atmosféricos (Hanser e Chen, 1982). Já a ampliação dos anticiclones perturbam a migração espacial dos mecanismos atmosféricos associados (Nakamura e Wallace, 1993). A interferência de vários fatores controladores pode minimizar a predominância espectral de um fator ou o fator predominante pode gerar distintos impactos na variável analisada. O exemplo é o impacto do ENOS na precipitação da região sudeste do Brasil, alterando o volume precipitado na estação chuvosa ou antecipando/atrasando o início das chuvas.

Sob o aspecto dos fatores controladores da variabilidade temporal e das frequências espectrais das séries, são as séries da precipitação do nordeste brasileiro (zonas 1), da Amazônia (zona 2) e região subtropical (zonas 6 e 7) que apresentam maiores semelhanças com a série do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani. Sendo a circulação atmosférica de monções o principal elo de ligação entre as

regiões, porque esse mecanismo de transporte distribui a umidade precipitada, onde o deslocamento dos jatos de baixos níveis é a principal causa da relação oposta entre a região equatorial e subtropical (Cavalcanti e Ambrizzi, 2009).

Na Figura 35 são mostrados séries sobrepostas para detalhar e discutir relações temporais entre o $\delta^{18}\text{O}$ e a precipitação em cada zona identificada pela análise da componentes principais no modo S.

Na zona 1, o índice de correlação entre o $\delta^{18}\text{O}$ e a precipitação é positivo no outono e inverno (Figura 34), estações em que ocorrem a maior parte da precipitação sobre o nordeste brasileiro. As anomalias positivas (negativas) da precipitação ocorrem concomitante ao registro de $\delta^{18}\text{O}$ máximo (mínimo), por exemplo, a seca de 1982, as chuvas excessivas de 1985 e 1986 e as secas de 1987 e 1993. Porém também há períodos com secas e chuvas acima da média em que não houve registro do $\delta^{18}\text{O}$ mínimo e máximo (Figura 35B). Na primavera, o índice de correlação entre as variáveis é negativo, conseqüentemente, as secas (chuvas acima da média) estão associadas aos máximos (mínimos) do $\delta^{18}\text{O}$, sendo que a influencia remota dos oceanos possui máxima eficiência no controle da precipitação (Grimm, 2003). Porém, as anomalias da precipitação no nordeste possuem menor magnitude, quando comparado ao outono e ao inverno, porque os mecanismos atmosféricos de transporte e convergência estão naturalmente inibidos.

Essa similaridade entre as variáveis evidencia o mútuo controle pelo fenômeno ENOS. A frequência espectral dos impactos desse fenômeno, porém, é diferente, na precipitação o ciclo predominante é de 60 meses e no $\delta^{18}\text{O}$ é de 24 meses. Outra incongruência entre as amostras é que as chuvas no nordeste brasileiro sofrem influencia direta da variabilidade do Atlântico Tropical, e o registro do $\delta^{18}\text{O}$ influencia indireta porque o fracionamento isotópico depende da recarga hídrica e da reciclagem da umidade sobre o continente. Assim, se as amostras não registram a variação do ciclo hidrológico do mesmo lugar e na mesma escala temporal, as relações entre as variáveis tornam-se parciais.

Na zona 2, as secas (chuvas acima da média) durante o verão são concomitantes ao máximo (mínimo) fracionamento isotópico como, por exemplo, as secas de 1987 e 1995 (Figura 35C). Essa relação está associada a desintensificação (intensificação) dos alísios de nordeste que entram no continente pela porção leste da bacia Amazônica. Por outro lado, nas demais

estações (e em alguns casos no verão) predominam as correlações negativas entre as variáveis, como é o caso das secas de 1982, 1985 e 1992 que ocorrem simultaneamente aos máximos de $\delta^{18}\text{O}$ e as chuvas acima da média nos anos 1982, 1984 e 1999 com os mínimos de $\delta^{18}\text{O}$.

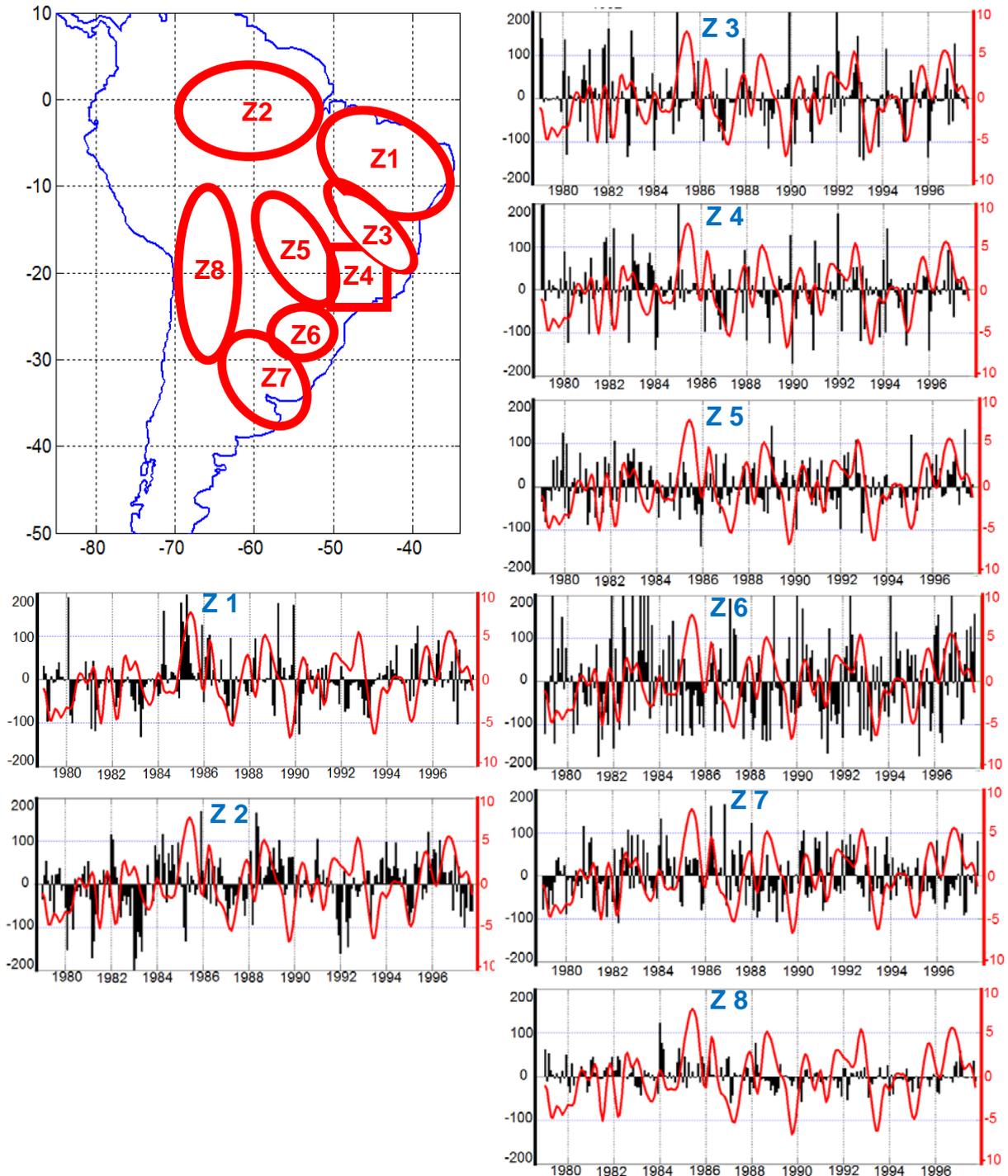


Figura 35: Zoneamento das séries anômalas da precipitação sobre a América do Sul, séries temporais que representam o comportamento médio das anomalias de cada zona (barras pretas com eixo na esquerda mensurado em milímetros) e o $\delta^{18}\text{O}$ centrado em zero (linha vermelha e com eixo na direita).

Se tratando da precipitação na Amazônia, os ciclos temporais são recorrentes em duas frequências, 24 e 60 meses, evidenciando que são os fatores remotos que predominam no controle das anomalias da precipitação no período 1979–2008 (Fisch, 1998). Apesar do predomínio desses fatores, também existem outros que controlam a precipitação como, por exemplo a evapotranspiração. Segundo Salati *et al.* (1979), 50% da precipitação é em média formada pela evaporação da água continental (reciclagem). Assim, o registro de anomalias positivas (negativas) da precipitação pode estar associado ao menor (maior) fracionamento isotópico se o aumento da precipitação foi causado pela intensificação dos ventos transportadores da umidade evaporada no oceano (da reciclagem).

As zonas 3 e 4 são áreas de transição quanto ao impacto do fenômeno ENOS (Grimm e Ferraz, 1998a e 1998b). Por exemplo, o El Niño (La Niña) pode atrasar (adiantar) o período chuvoso ou causar secas (chuvas acima da média), além disso, a sobreposição dos impactos de fenômenos remotos e locais pode anular a frequência espectral predominante. Essa diversidade de padrões temporais da precipitação gera as principais incongruências entre as duas variáveis, exceto no inverno, quando o aumento de precipitação intensifica a reciclagem da água situada sobre o continente e por consequência gera os menores registros do $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 35D e 35E).

A zona 5 é a área em que a precipitação apresenta o padrão temporal mais homogêneo, quando comparado com as demais zonas, e a fraca influência do ENOS predomina no controle das anomalias negativas e positivas (Maier *et al.* 2013). Se tratando das relações temporais entre as duas variáveis, predomina a correlação negativa no verão e no inverno, porque o aumento (diminuição) da precipitação está relacionado ao aumento (diminuição) da reciclagem da água continental e o consequente aumento (diminuição) do fracionamento isotópico (Figura 35F). Porém, a diferença da frequência dos ciclos temporais é a principal incongruência entre as amostras.

Nas zonas 6 e 7 as maiores anomalias da precipitação são causadas pelos impactos do fenômeno ENOS (Grimm *et al.* 2000) e ocorrem na frequência entre 50 e 60 meses. Porém, na zona 6, o ENOS é mais eficiente no controle da precipitação e causa anomalias com maior magnitude e por um período mais

longo do que na zona 7, a qual é influenciada por ENOS fortes. Essas áreas subtropicais possuem variabilidade temporal com um padrão espacial bipolar com a região equatorial, onde as alterações dos jatos de baixos níveis causam relação oposta entre as amostras de precipitação da região equatorial e subtropical (Cavalcanti e Ambrizzi, 2009).

Na zona 6, as secas (chuvas acima da média) durante a primavera estão relacionados a intensificação (desintensificação) dos ventos zonais em baixas latitudes, o que também influencia no transporte de moléculas mais (menos) pesadas até o Nevado Illimani. No verão e no outono, o prolongamento (inibição) dos jatos de baixos níveis até as médias latitudes geram o aumento (redução) do $\delta^{18}\text{O}$ e as anomalias positivas (negativas) da precipitação (Figura 35G).

Na zona 7, as relações temporais entre a precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$ são similares as que ocorrem na zona 6. Porém a zona 7 possui maior dependência as massas de ar polar durante o inverno, conseqüentemente, os fatores remotos com origem em latitudes tropicais perdem importância no controle da precipitação. Por exemplo, a La Niña de 1985 exerceu controle predominante no verão e na primavera do respectivo ano, causando secas, mas no inverno os impactos desse evento foram minimizados, e se registrou chuvas acima da média, sendo distinto da zona 6 porque nessa área foram observadas secas nas 4 estações sazonais.

Na zona 8, a variabilidade da precipitação é controlada principalmente por fatores locais, sendo que o ENOS possui fraca influência. Esse predomínio dos fatores locais em relação aos remotos e a interferência entre eles pode explicar a variabilidade de alta frequência ou a falta da predominância espectral. Por se tratar de um regime climático parcialmente isolado do planalto sul-americano, as relações temporais entre as variáveis são tênues.

4.4 Estimativa da precipitação pretérita a partir da razão do $\delta^{18}\text{O}$

As análises das seções anteriores mostram que há grande variedade de padrões espaço-temporais da precipitação para casos específicos do $\delta^{18}\text{O}$. No entanto, é possível identificar áreas onde é (não é) possível a reconstrução paleoclimática.

Primeiro será apresentado as áreas onde não é possível a reconstrução paleoclimática porque os padrões da variação da precipitação não são relacionados com o $\delta^{18}\text{O}$. Essas áreas são: o sudeste brasileiro (zona 3 e 4), centro oeste do Brasil (zona 5) e altiplano andino (Zona 8). A distribuição espaço-temporal da precipitação nessas áreas tem frequência dos ciclos temporais ocorrendo em intervalos de tempo diferentes do $\delta^{18}\text{O}$, ou seja, fatores distintos controlam as duas variáveis.

Enfatizando, o principal fator que controla a precipitação no sudeste brasileiro é o ENOS, porém com distintos padrões temporais porque essa área é de transição quanto as alterações desse fenômeno (Grimm e Ferraz, 1998a e 1998b). Já no centro oeste do Brasil e no altiplano andino, são os fatores locais que predominam no controle das anomalias (Maier *et al.*, 2013). Assim, é possível afirmar que a baixa dependência entre as variáveis insere um alto grau de incerteza na reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita a partir das variações das razões isotópicas no Nevado Illimani no sudeste brasileiro (zona 3 e 4), centro oeste do Brasil (zona 5) e altiplano andino (Zona 8).

Por outro lado, tentamos identificar a melhor técnica de reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita no nordeste brasileiro (zona 1), na Amazônia (zona 2) e na região subtropical (zona 6 e 7). Sugerimos essas áreas porque os fatores que controlam as duas variáveis são os mesmos e os padrões espaço-temporais da precipitação possuem relações diretas e indiretas com a variação do $\delta^{18}\text{O}$.

Duas evidências da dependência entre as variáveis, identificadas nas análises descritas nos três capítulos anteriores, são importantes para a reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita. A primeira é o controle predominante do ENOS e da variabilidade da temperatura superficial do Atlântico Norte na precipitação no nordeste brasileiro (zona 1), na Amazônia (zona 2) e na região subtropical (zona 6 e 7) e do $\delta^{18}\text{O}$. A segunda é o ciclo temporal de

recorrência das principais anomalias na precipitação e do $\delta^{18}\text{O}$ porque é fundamental para a reconstrução paleoclimáticas que as variáveis sejam dependentes, controladas pelos menos fatores e que possuam ciclos temporais semelhantes.

Falta analisar a dependência entre a precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$ nas áreas em que é proposta a reconstrução paleoclimática. Na sequência será investigado essa premissa por meio da análise dos diagramas de dispersão e pela análise de regressão, os quais serão efetuados utilizando as séries temporais fragmentadas, conforme as estações sazonais, porque as relações entre as variáveis modificam-se de acordo com as estações sazonais (Seção 4.3).

Nos diagramas de dispersão (Figuras 36, 37, 38 e 39) é mostrado a variação da precipitação (eixo vertical) em relação ao $\delta^{18}\text{O}$ (eixo horizontal), possibilitando identificar o grau de dependência entre as variáveis. Quando os pontos são dispersos (agrupados e alinhados), o grau de dependência é baixo (alto), e quanto menor, maior é a necessidade de ajuste da regressão e menor a chance de acerto.

Constata-se que a magnitudes da variação da precipitação sobre o nordeste brasileiro (zona 1), a Amazônia (zona 2) e a região subtropical (zonas 6 e 7) possuem pequena dependência com a variação do $\delta^{18}\text{O}$, porque a dispersão dos pontos é elevada (Figuras 36, 37, 38 e 39) e os índices de correlação entre as variáveis são pequenos.

A fim de compensar o baixo grau de dependência das variáveis foi testado ajustes das equações matemáticas. Foram testados modelos lineares e não lineares como, por exemplo, regressão linear, cúbica e exponencial, porém nenhum deles gerou resultados satisfatórios. Para mostrar evidências disso, são apresentadas as equações matemática lineares, os intervalos de confiança e estatísticas do erro (somatório e raiz quadrada) na Tabela 5. Analisando as informações sobre a qualidade das estimativa, pode se observar que a magnitude do erro pode equivaler a média mensal da precipitação e que os intervalos de confiança são brandos.

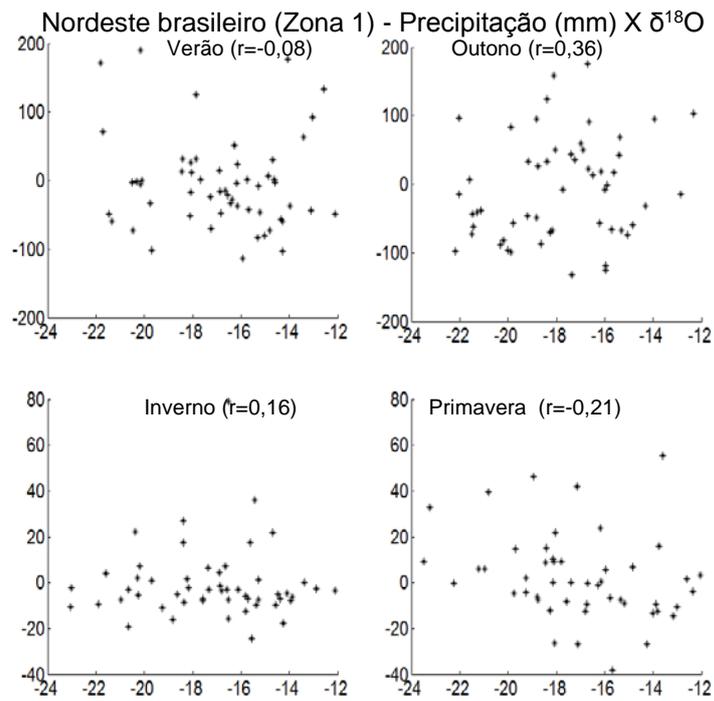


Figura 36: Diagrama de dispersão da precipitação nordeste brasileiro (Zona 1) no verão (A), outono (B), inverno (C) e primavera (D) versus a razão isotópica do oxigênio dezoito do Nevado Illimani.

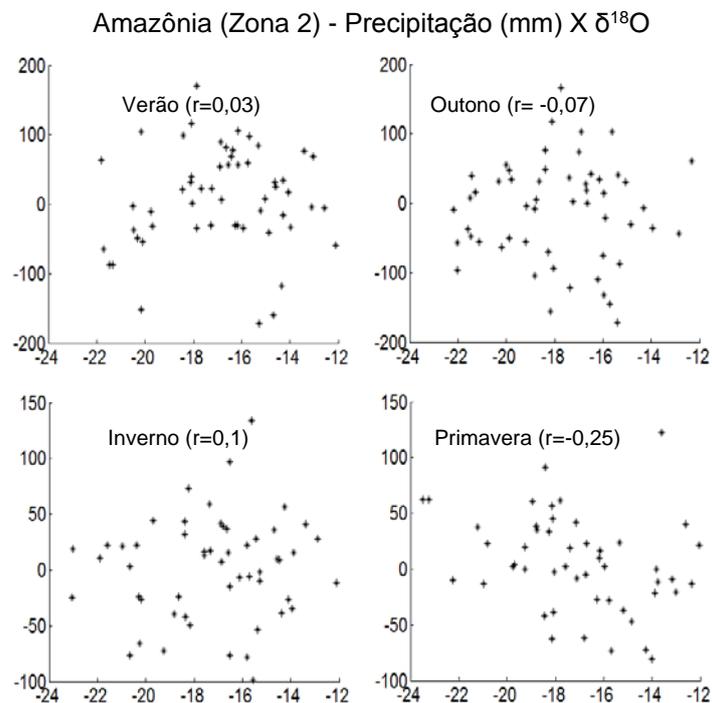


Figura 37: Diagrama de dispersão da precipitação na Amazônia (Zona 2) no verão (A), outono (B), inverno (C) e primavera (D) versus a razão isotópica do oxigênio dezoito do Nevado Illimani.

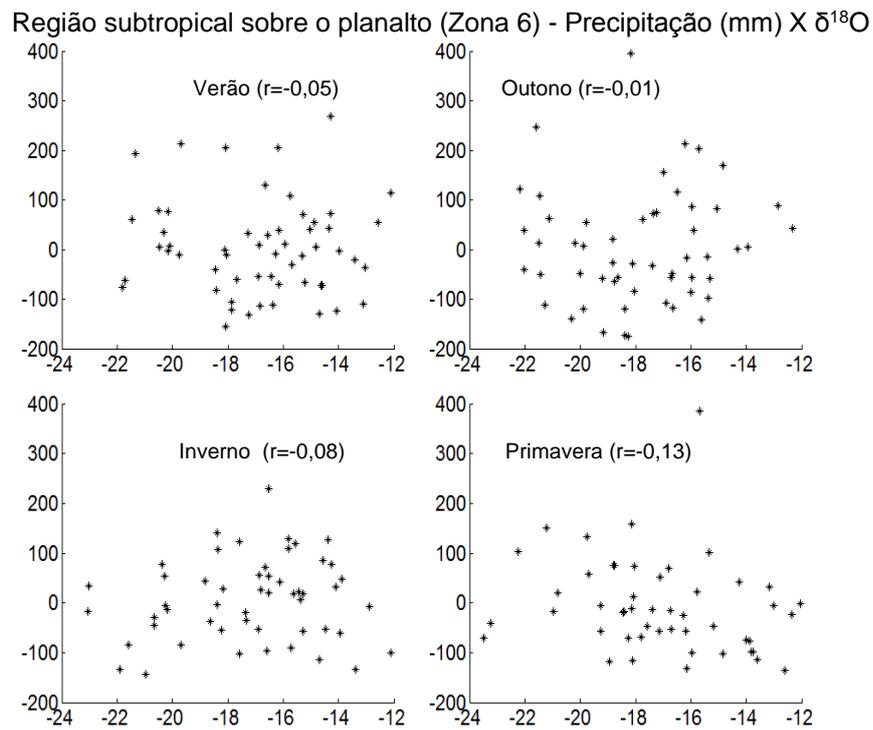


Figura 38: Diagrama de dispersão da precipitação na região subtropical sobre o planalto (Zona 6) no verão (A), outono (B), inverno (C) e primavera (D) versus a razão isotópica do oxigênio dezoito do Nevado Illimani.

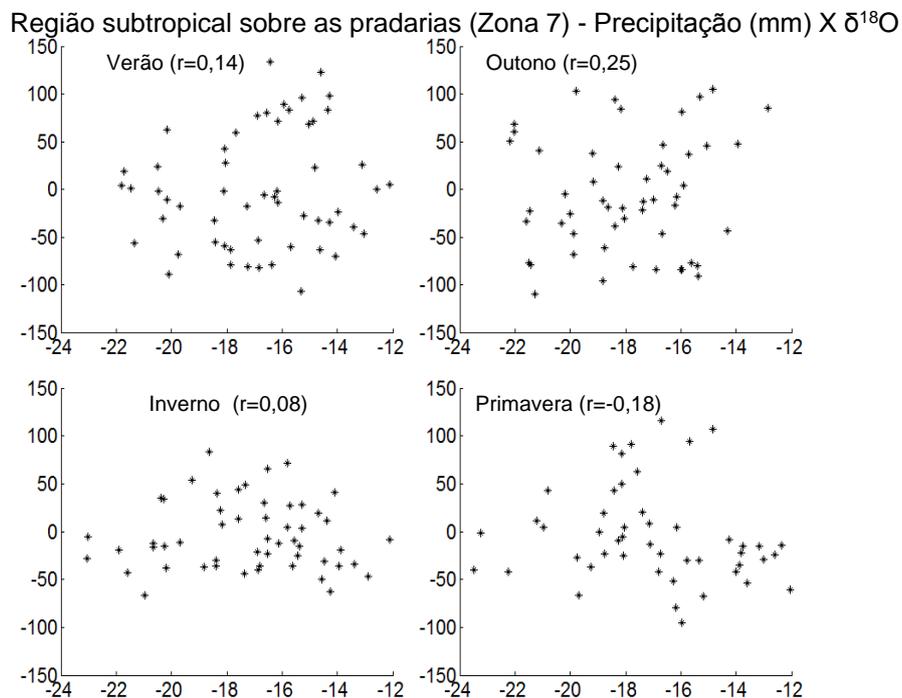


Figura 39: Diagrama de dispersão da precipitação na região subtropical sobre as pradarias (Zona 7) no verão (A), outono (B), inverno (C) e primavera (D) versus a razão isotópica do oxigênio dezoito do Nevado Illimani.

A baixa dependência entre a precipitação e a razão do $\delta^{18}\text{O}$ pode ser atribuída a: 1) os principais ciclos temporais de variação da precipitação ocorrem entre 24 e 60 meses; 2) a influencia de múltiplos fatores no controle da distribuição espaço-temporal da precipitação; 3) o testemunho de gelo foi recuperado na borda oeste da bacia hidrografia amazônica, área de transição entre o sistema atmosférico do Atlântico e do Pacífico; 4) na geleira os fatores locais podem controlar parcialmente o registro das razões do $\delta^{18}\text{O}$, 5) a destilação da água preservada na geleira pode ocorrer em três áreas: no nordeste (zona 1), na Amazônia (zona 2) e na região centro-leste do Brasil (zonas 3, 4, 5) e 6) o ENOS pode apresentar diferentes intensidades ou ter impactos maximizados (minimizados) pela variabilidade da temperatura do oceano Atlântico Tropical.

Outra técnica de reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita, de forma empírica, é adotar os padrões espaciais anômalos da precipitação identificados na análise das componentes principais no modo T para casos específicos da variação do $\delta^{18}\text{O}$. Essa técnica foi operacionalizada em duas fases, uma em que se identificou a ocorrência de secas ou chuvas acima da média, sem considerar as magnitudes das anomalias, e outra em que se investigou a possibilidade de estimar as magnitudes das anomalias.

Os critérios para seleção dos casos específicos da variação do $\delta^{18}\text{O}$ foram baseados nas análises das relações entre as duas variáveis (seção 4.3), onde foi identificado: 1) as oscilações de $\delta^{18}\text{O}$ com pequena amplitude ($<-14\%$ e $>-22\%$) durante 3 ou 4 anos consecutivos estão associados a secas na Amazônia durante o outono e inverno; 2) os valores máximos de $\delta^{18}\text{O}$ (acima de -14%) durante o outono estão associados às chuvas acima da média na região tropical (estimativa não confiável) e secas na região subtropical; e 3) valores de $\delta^{18}\text{O}$ abaixo de -22% estão associados a secas na região tropical da América do Sul, localizadas na Amazônia durante o verão, outono e inverno e no nordeste brasileiro durante a primavera e chuvas acima da média na região subtropical durante o verão, outono e inverno.

A adoção dos padrões espaciais anômalos da precipitação para casos específicos da variação do $\delta^{18}\text{O}$ foi baseado nas análises da variabilidade espacial (seção 4.1) da precipitação entre 1979 e 2008 (análise das

componentes principais no modo T). Na Tabela 3 (Pag. 60) são mostradas as principais informações sobre todas as componentes e na Tabela 2 (Pag. 58) está identificado as componentes principais adotadas como referências para os três casos específicos do $\delta^{18}\text{O}$ descritos acima.

Para avaliar a qualidade da reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita adotando padrões espaciais anômalos da precipitação para casos específicos da variação do $\delta^{18}\text{O}$, foi comparado os resultados dessa teste com dados da precipitação pretérita obtidos pela compilação das observações (Delaware) segundo o método descrito por Matsuura e Willmott (2009).

Na reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita (1929–1978) foram identificados 122 meses secos na Amazônia, dos quais 30 são erros, 8 meses de seca no nordeste brasileiro, dos quais 1 é erro, 21 meses com seca na região subtropical, dos quais 5 são erros e 47 meses de chuvas acima da média na região subtropical, dos quais 15 são erros (Figuras 40 e 41).

Com essas proporções, a técnica utilizada apresenta uma probabilidade de 80% de acerto na estimativa de secas (nordeste brasileiro, Amazônia e região subtropical) e 68% na estimativa de chuvas acima da média na região subtropical. Os erros, na maioria dos casos, são oriundos da grande variabilidade espaço-temporal da precipitação sobre a América do Sul. Por exemplo, na Amazônia os período secos estão associados a ocorrência do El Niño, mas entre os meses secos pode haver um ou mais meses com chuvas próximas da normal ou com anomalias positivas. Além disso, pode ocorrer núcleos anômalos isolados, com anomalias negativas ou positivas.

Essa variabilidade também explica as restrições de estimar as magnitudes das anomalias para cada caso selecionado. Ao adotar um padrão espacial anômalo com referência para as magnitudes das anomalias, as diferentes configurações espaciais da precipitação causam as principais diferenças entre os resultados dessa tese e os dados disponibilizados por Matsuura e Willmott (2009).

Para detalhar as limitações da precipitação pretérita é mostrado um exemplo (Figura 42), onde foi adotado o padrão espacial anômalo da CP3+ para representar as magnitudes das anomalias da precipitação na Amazônia e na região subtropical que ocorrem no verão ou no outono por causa do aquecimento ou resfriamento do Pacífico Equatorial e do Atlântico Tropical.

Na Amazônia, o modelo (PEA da CP3+) indica que as anomalias negativas abrangem toda a região equatorial. Porém, nos campos anômalo de março de 1946, março de 1944 e fevereiro de 1937 constata-se que as secas podem ser concentradas no hemisfério sul e com anomalias próximas de zero sobre a linha do equador. Ou concentradas no quadrante sudeste e com anomalias positivas no extremo norte ou secas no quadrante noroeste com chuvas acima da média na área entre a Amazônia e o nordeste brasileiro. Consequentemente, nessas áreas em que as anomalias são positivas ou próximas de zero, o erro é elevado, porque o único modelo não representa a grande a variabilidade espacial da precipitação.

Da mesma forma, na região subtropical existem diferenças entre as magnitude das anomalias positivas do modelo (PEA da CP3+) e os campos anômalos da precipitação de maio de 1968, fevereiro de 1969 e dezembro de 1936. Nesses meses as anomalias positivas localizam-se no extremo sul da região sul, no Uruguai ou em toda região extratropical, enquanto o modelo indica a ocorrência de anomalias positivas próximas do trópico de capricórnio.

Em resumo, constatou-se que há diferenças nas magnitudes das anomalias da precipitação estimadas por esta tese quando comparadas os dados estimados por Matsuura e Willmott (2009), que equivalem 50% da média mensal da precipitação, em outras palavras, o erro da estimativa pode equivaler a metade do volume das chuvas acumuladas em um mês.

Tabela 5: Equações lineares para estimativa da precipitação pretérita a partir do $\delta^{18}\text{O}$, intervalos de confiança, soma do erro e raiz quadrada do erro.

Zona (estação)	Função	Intervalos de confiança		Σ Erro	$\sqrt{\text{Erro}}$
Z1(V)	$f(x)=-2,38x -44,10$	-9,68	4,91	$248 \cdot e^{+3}$	0.00788
		-168,40	80,19		
Z1(O)	$f(x)=9,96x + 175$	3,17	16,77	$306 \cdot e^{+3}$	0.13570
		54,61	295,30		
Z1(I)	$f(x)= 0,85x +14.84$	0,52	2,23	$14 \cdot e^{+3}$	0.02709
		-8,68	38,36		
Z1(P)	$f(x)=-2,86x -18,98$	-1,28	0,29	$18 \cdot e^{+3}$	0.04674
		-45,40	7,44		
Z2(V)	$f(x)= 0,93x + 19,73$	-7,46	9,33	$328 \cdot e^{+3}$	0.00092
		-123,20	162,70		
Z2(O)	$f(x)= -1,77x -44,98$	-8,56	5,02	$306 \cdot e^{+3}$	0.00494
		-165,20	75,29		
Z2(I)	$f(x)= 1,40x +26,18$	-2,38	5,19	$109 \cdot e^{+3}$	0.00991
		-38,35	90,71		
Z2(P)	$f(x)= -3,24x -48,25$	-6,63	0,14	$87 \cdot e^{+3}$	0.06370
		-104,90	8,40		
Z6(V)	$f(x)= -2,24x -34,20$	-12,64	8,15	$503 \cdot e^{+3}$	0.00345
		-211,10	142,70		
Z6(O)	$f(x)= -0,47x -7,69$	-10,82	9,86	$709 \cdot e^{+3}$	0.00015
		-190,70	175,40		
Z6(I)	$f(x)= -2,95x -38,30$	-12,03	6,12	$625 \cdot e^{+3}$	0.00768
		-192,70	116,10		
Z6(P)	$f(x)= -4,10x -73,22$	-12,33	4,11	$511 \cdot e^{+3}$	0.01826
		-210,50	64,04		
Z7(V)	$f(x)= 3,44x +57,11$	-3,07	9,96	$198 \cdot e^{+3}$	0.02035
		-53,86	168,10		
Z7(O)	$f(x)= 5,38x +92,66$	-0,17	10,95	$205 \cdot e^{+3}$	0.06404
		-5,91	191,20		
Z7(I)	$f(x)=0,98x +13,80$	-2,04	4	$69 \cdot e^{+3}$	0.00761
		-37,69	65,28		
Z7(P)	$f(x)=-3,02x +50,87$	-7,46	1,41	$149 \cdot e^{+3}$	0.03342
		-125	23,3		

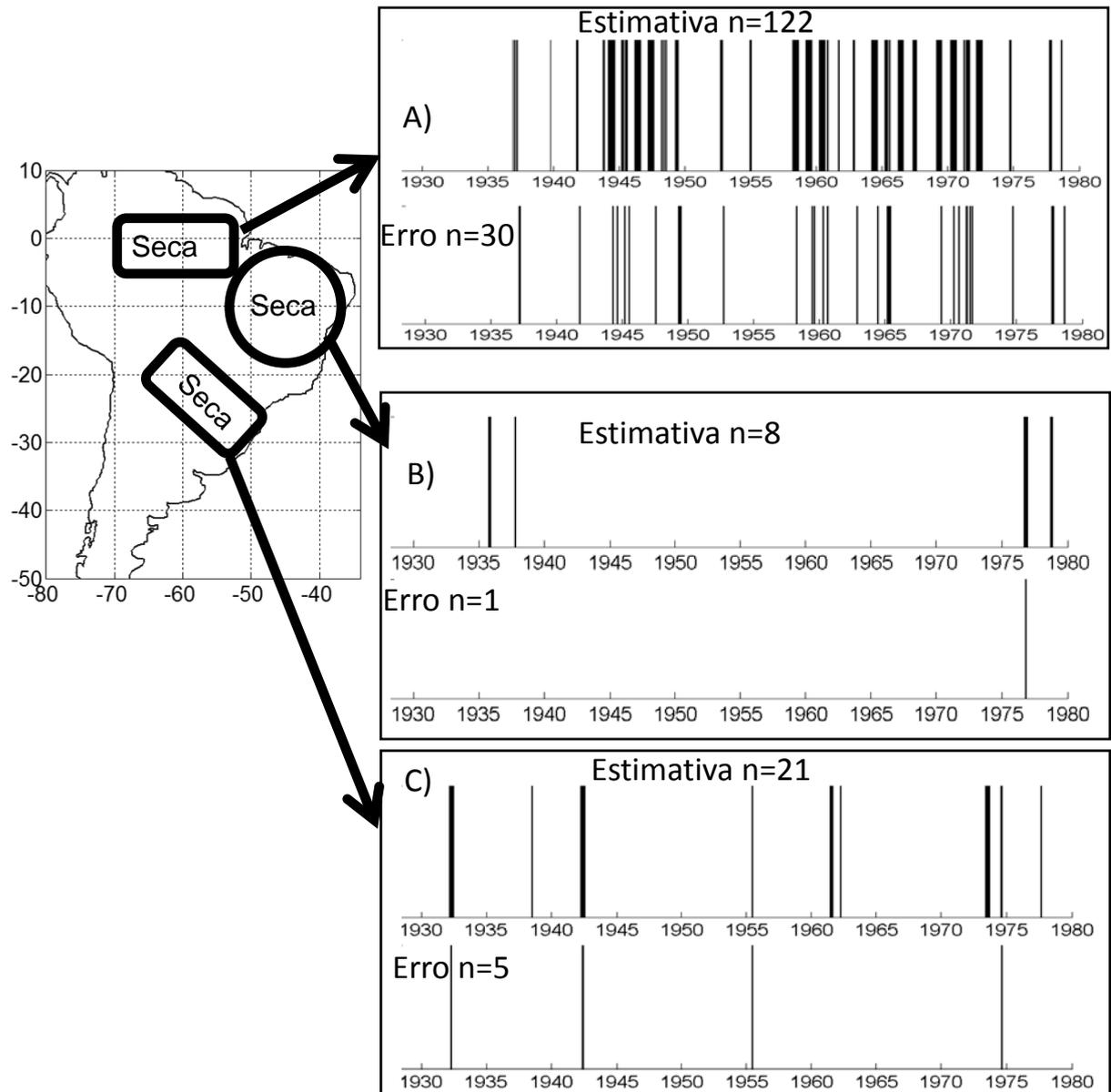


Figura 40: Estimativa da ocorrência pretérita de secas na Amazônia (A), no nordeste brasileiro (B) e na região subtropical (C) a partir de dados paleoclimáticos e a identificação dos erros, em relação aos dados precipitação compilados segundo a metodologia de Matsuura e Willmott (2009).

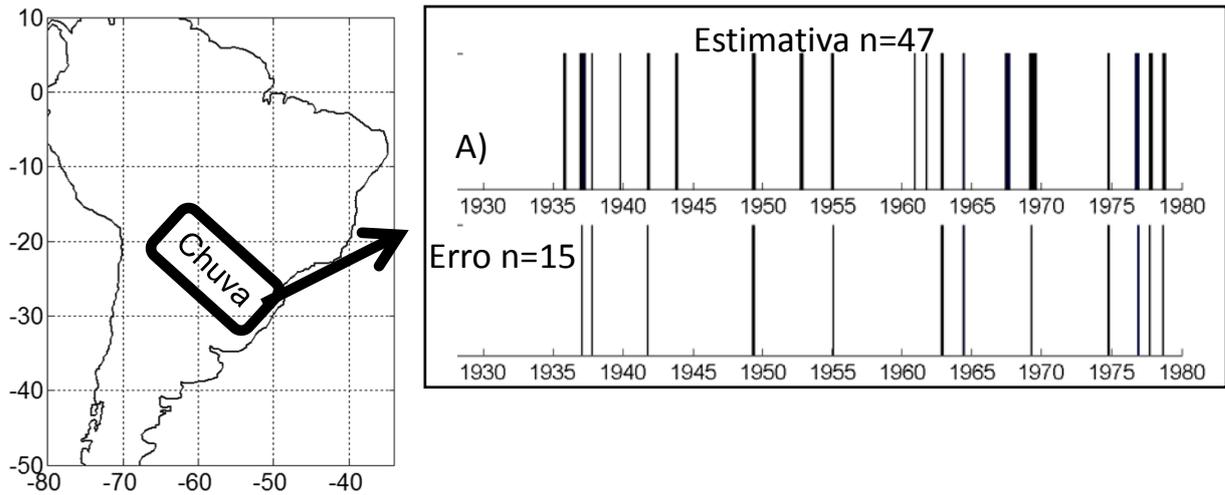


Figura 41: Estimativa da ocorrência pretérita de chuvas acima da média na região subtropical (A) a partir de dados paleoclimáticos e a identificação dos erros, em relação aos dados precipitação compilados segundo a metodologia de Matsuura e Willmott (2009).

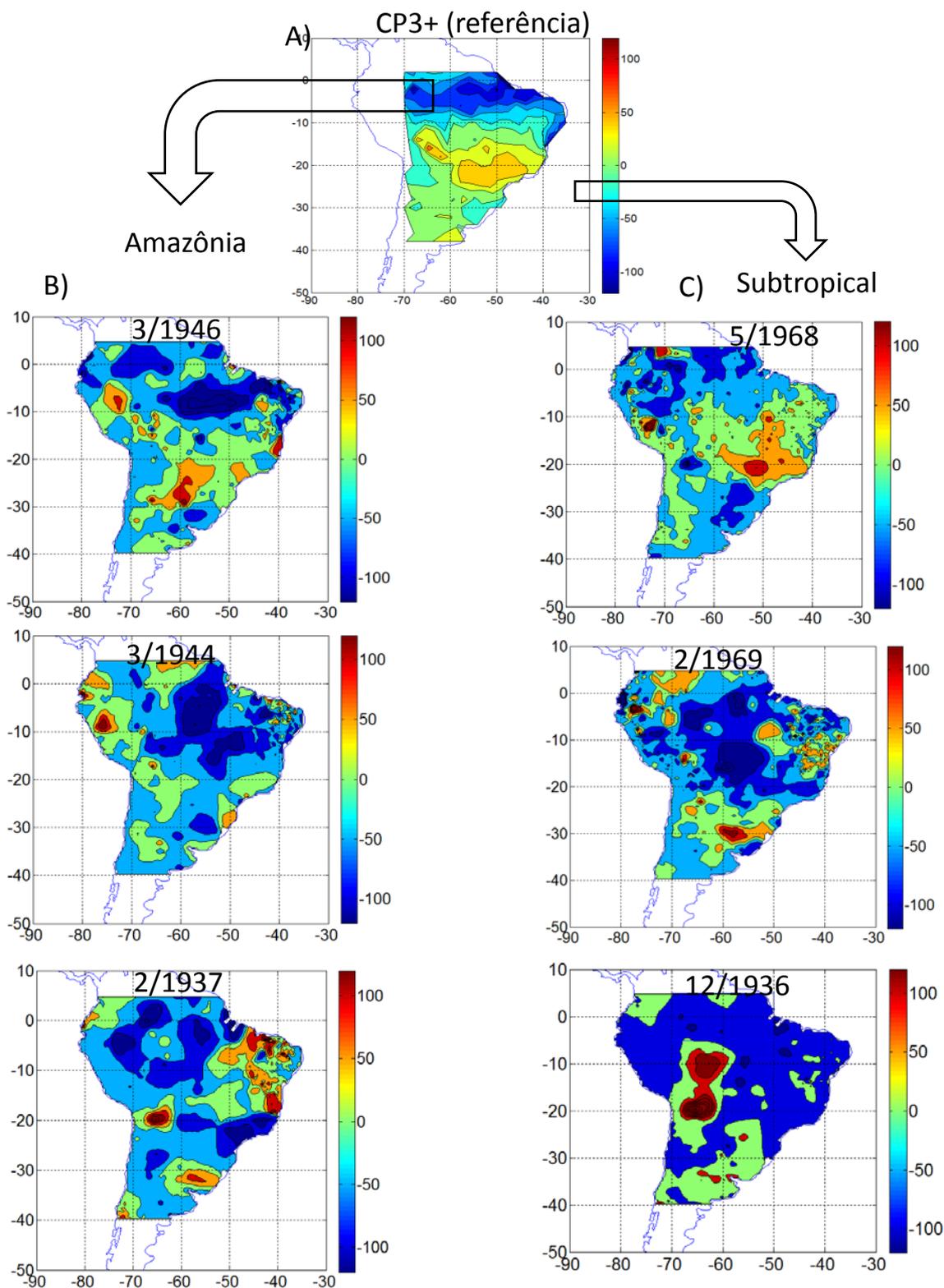


Figura 42: Estimativa das magnitudes das anomalias da precipitação a partir da seleção de um padrão espacial anômalo identificado pela análise das componentes principais no modo T como referência (A) e exemplos de campos que são (não são) semelhantes na Amazônia (B) e região subtropical (C).

5. Conclusões

As conclusões são apresentadas em duas seções, de acordo com os objetivos gerais da tese. Após, são apresentadas propostas para continuidade desta investigação.

5.1. Relações do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani com a precipitação na América do Sul

O uso da Análise das Componentes Principais (ACP) no modo T e S na investigação da variabilidade espaço-temporal da precipitação sobre a América do Sul possibilitou a identificação dos principais padrões espaciais anômalos que causam estresse hídrico pela ocorrência de secas ou chuvas acima da média climática, bem como a identificação de zonas espaciais em que a variabilidade temporal da precipitação é correlacionada. Essa técnica (ACP) auxiliou na compreensão da variabilidade espaço-temporal da precipitação e agrupou as amostras, com isso foi reduzido o volume de informações repetidas no processamento das análises das relações entre a precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$.

No modo T foi constatado que são as alterações na intensidade, frequência e localização dos sistemas atmosféricos de transporte e convergência da umidade que originam os 12 padrões espaciais anômalos da precipitação, os quais foram originadas predominantemente pelo ENOS ou pela variabilidade da temperatura superficial do Oceano Atlântico Tropical.

No modo S foram identificadas 8 zonas em que a variabilidade temporal da precipitação é correlacionada, sendo que as variabilidades interdecenal e interanual são predominantes e oriundas dos impactos do fenômeno ENOS e da variação da temperatura superficial do Oceano Atlântico Tropical. Já a variação da precipitação em frequências menores como, por exemplo, a intersazonal decorrem de fatores locais ou regionais. Os impactos dos fatores remotos (ENOS e variabilidade do Atlântico Tropical) são distintos nas zonas equatoriais, tropical e subtropical. Por exemplo, o El Niño (La Niña) gera secas (chuvas acima da média climática) nas zonas equatoriais e chuvas acima da média climática (secas) nas zonas subtropicais.

A identificação dos fatores remotos e locais que controlam a distribuição da precipitação foi subsidiada por análises das variáveis secundárias como, por exemplo, dos índices climáticos e das variáveis atmosféricas (temperatura atmosférica, pressão atmosférica, vento e cobertura de nuvens). Os padrões espaciais das variáveis atmosféricas secundárias e os mapas de correlação entre a precipitação e essas variáveis auxiliaram na investigação da distribuição espacial e temporal da última. Foi possível então a identificação das alterações espaciais dos mecanismos de transporte e convergências da umidade (seção 4.1) e das teleconexões (seção 4.2).

As anomalias positivas (negativas) das variáveis atmosféricas secundárias evidenciam a intensificação (desintensificação) dos mecanismos de transporte e convergência. Por exemplo, a maior (menor) atividade da ZCIT gera ventos alísios mais (menos) intensos, maior (menor) cobertura de nuvens e menor (maior) pressão atmosférica. Assim é possível analisar a localização e a intensidade dos mecanismos de transporte e convergência da umidade que estão causando as anomalias da precipitação.

A interação entre os fatores remotos que controlam a precipitação pode maximizar ou minimizar os impactos do ENOS. Por exemplo, o resfriamento (aquecimento) do Atlântico Tropical Norte intensifica (desintensifica) os ventos alísios de nordeste causando aumento (diminuição) da precipitação no litoral da região equatorial. Já quando as anomalias da temperatura superficial do Atlântico possuem sinal igual (oposto) ao ENOS, além dos impactos no transporte de umidade, ocorrem (não ocorrem) alterações nas convergências tropicais pelo deslocamento da célula de Walker e em consequência, as anomalias na precipitação abrangem toda (restringem-se em áreas da) região equatorial.

Se tratando do $\delta^{18}\text{O}$, o ENOS e a variação da temperatura superficial do Oceano Atlântico Tropical são os principais fatores que controlam a variabilidade temporal. Considerando, então, que os fatores que controlam o $\delta^{18}\text{O}$ e a precipitação são os mesmos, foram investigadas as relações diretas e indiretas que possam ser usadas para a reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita a partir do $\delta^{18}\text{O}$.

Na análise das relações entre a precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$ constatou-se que o aquecimento das águas superficiais do Pacífico e do Atlântico no verão

enfraquecem os ventos que transportam a umidade para o interior do continente. Conseqüentemente, há uma redução das precipitações na região tropical e o aumento da reciclagem da umidade que situa-se sobre o continente. Por outro lado, o resfriamento das águas oceânicas do Pacífico e do Atlântico Norte no verão intensifica os ventos zonais na região equatorial, gerando assim as anomalias positivas da precipitação em latitudes tropicais e o transporte da umidade evaporada no Oceano Atlântico em direção ao Nevado Illimani sem passar por numerosos processos de evaporação-precipitação sobre a floresta Amazônica.

Nos meses de inverno ou próximos, o aquecimento das águas oceânicas equatoriais desintensifica os mecanismos transportadores da umidade na região equatorial, gerando anomalias negativas na precipitação nessa região. Porém, se esse aquecimento ocorre no início do inverno ou no outono, se observa secas em todo interior continental. Se isso ocorre no final do inverno ou na primavera, é constatado o estacionamento dos sistemas frontais na região extratropical, o que origina as anomalias positivas da precipitação em latitudes médias. Neste cenário, o registro do máximo fracionamento isotópico do O^{18} pode ser relacionado a secas na região tropical e chuvas acima da média na região extratropical.

O resfriamento das águas superficiais do Pacífico no inverno intensifica os mecanismos de transportadores da umidade evaporada no oceano Atlântico em direção ao interior continental. Isso gera anomalias positivas da precipitação no nordeste brasileiro e possibilita a precipitação no Nevado Illimani de água que não passou por numerosos processos de reciclagem sobre o continente. O mesmo resfriamento oceânico gera um bloqueio atmosférico na região extratropical, o que impede a passagem dos sistemas frontais e as conseqüentes precipitações nessa região. Assim, um registro de fracionamento isotópico mínimo do O^{18} está relacionado a chuvas acima da média climática no nordeste brasileiro e com as secas na região extratropical.

É importante notar que a variação da temperatura superficial do Oceano Pacífico e do Atlântico Norte não realiza o controle absoluto da distribuição espacial da precipitação e da variabilidade temporal do $\delta^{18}O$. Podem ocorrer situações em que pequenas alterações nas condições iniciais dos fenômenos atmosféricos de transporte e convergência da umidade maximizam ou

minimizam os efeitos sazonais da precipitação e da reciclagem da água sobre o continente sul-americano. Além disso, fatores locais podem alterar o ciclo hidrológico sobre o continente e causar alterações na série temporal de $\delta^{18}\text{O}$ e que não são constatadas na nossa escala espacial de análise.

Na análise das relações temporais entre o $\delta^{18}\text{O}$ e a precipitação constatou-se que a dependência entre as variáveis alteram-se sazonalmente. No verão, a entrada de umidade na América do Sul é realizada pelos alísios de nordeste e pelos jatos de baixos níveis ao longo da cordilheira dos Andes, assim, quando essa circulação intensifica-se (desintensifica-se) ocorre o aumento (diminuição) das chuvas na porção oeste da bacia Amazônica, diminuição (aumento) da precipitação no centro oeste do Brasil e aumento (diminuição) do $\delta^{18}\text{O}$ no Nevado Illimani. No outono, a entrada de umidade para o interior do continente restringe-se ao hemisfério sul, portanto, quando essa circulação intensifica-se (desintensifica-se) ocorre o aumento (diminuição) das chuvas no nordeste, na borda sul da Amazônia e na porção leste da região extratropical e a diminuição (aumento) da precipitação ao longo da cordilheira dos Andes e aumento (diminuição) do $\delta^{18}\text{O}$.

A circulação monçônica é naturalmente interrompida no inverno e assim, a reciclagem da água continental torna-se mais importante para a formação das chuvas, exceto no nordeste brasileiro e no hemisfério norte. Quando há anomalias positivas (negativas) da precipitação sobre o planalto sul-americano também ocorre maior (menor) fracionamento isotópico da água precipitada na geleira.

Na primavera, o aquecimento (resfriamento) dos oceanos Pacífico e/ou do Atlântico alteram os gradientes de pressão meridional, conseqüentemente o deslocamento zonal para norte (sul) das zonas de convergências tropicais origina secas (chuvas acima da média) na região equatorial, chuvas acima da média (secas) na faixa continental entre 10°S e 20°S , secas (chuvas acima da média) na região extratropical e aumento (diminuição) do $\delta^{18}\text{O}$.

5.2. Reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita sobre a América do Sul

As relações apresentadas na seção anterior, que descrevem como os fatores exercem controle sobre a precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$, são usadas como referência para a reconstrução paleoclimática. Em outras palavras, foram analisados os locais onde é (não é) possível reconstruir a variabilidade da precipitação pretérita usando o $\delta^{18}\text{O}$.

Nas análises das relações entre a precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$ (seção 4.3) foi identificado a possibilidade de reconstrução paleoclimática da precipitação no nordeste brasileiro (zona 1), na Amazônia (zona 2) e na região extratropical (zona 6 e 7) e a impossibilidade no sudeste brasileiro (zona 3 e 4), centro oeste (zona 5) e altiplano andino (Zona 8).

Para a reconstrução paleoclimática da precipitação na América do Sul a partir do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani foram testadas duas técnicas, (A) a análise de dependência por regressão matemática e (B) adotando padrões espaciais anômalos para casos específicos da variação do $\delta^{18}\text{O}$. A primeira não gerou resultados com confiabilidade estatística, portanto não foi utilizada para estimar a precipitação pretérita.

A segunda técnica, de adoção de padrões espaciais anômalos da precipitação para casos específicos da variação do $\delta^{18}\text{O}$, gerou resultados satisfatórios, mas antes de apresentá-los, será descrito os critérios específicos da variação do $\delta^{18}\text{O}$, que são: 1) amplitude máxima e mínima do $\delta^{18}\text{O}$ entre -14‰ e -22‰ durante 3 anos consecutivos; 2) proporção do $\delta^{18}\text{O}$ maior do que -14‰; e 3) proporção do $\delta^{18}\text{O}$ menor do que -22‰.

Esses três casos específicos estão relacionados a padrões espaciais anômalos da precipitação, que são: 1º caso – secas na Amazônia durante o outono e inverno, 2º caso – secas na região subtropical na primavera; e 3º caso – secas na região tropical da América do Sul, localizadas na Amazônia durante o verão, outono e inverno e no nordeste brasileiro durante a primavera e chuvas acima da média na região subtropical durante o verão, outono e inverno.

A técnica de adoção de padrões espaciais anômalos da precipitação para casos específicos da variação do $\delta^{18}\text{O}$ para a reconstrução paleoclimática identificou secas na Amazônia, nordeste brasileiro e região subtropical com 80%

de chance de acerto e com 68% de chance de acerto na identificação de chuvas acima da média na região subtropical, quando a avaliação não considera a magnitude das anomalias da precipitação.

Caso contrário, quando se avalia a magnitude das anomalias da precipitação estimada por este trabalho com as observações conforme compiladas pela Universidade de Delaware, segundo a técnica proposta por Matsuura e Willmott (2009), constata-se limitações da reconstrução paleoclimática, porque os modelos adotados como referência não representam a grande variabilidade espacial da precipitação.

Parte das incongruências que existem entre as estimativas e os dados disponibilizados pela Universidade de Delaware podem ser explicados por: 1) diferentes ciclos temporais das variáveis; 2) influencia de múltiplos fatores no controle da distribuição espaço-temporal da precipitação; 3) o testemunho de gelo foi recuperado na borda oeste da bacia hidrografia amazônica, área de transição entre o sistema atmosférico do Atlântico e do Pacífico; 4) os fatores locais podem controlar parcialmente o registro das razões do $\delta^{18}\text{O}$ na geleira; 5) o fracionamento isotópico da água preservada na geleira pode ocorrer em três áreas: no nordeste (zona 1), na Amazônia (zona 2) e na região centro-leste do Brasil (zonas 3, 4, 5) e 6) o fenômeno ENOS pode apresentar diferentes intensidades ou ter impactos maximizados (minimizados) pela variabilidade da temperatura do oceano Atlântico Tropical.

Trabalhos futuros

A sequência desta pesquisa está planejada nos seguintes passos:

- 1) Aprofundar as investigações sobre os padrões espaciais anômalos da precipitação na América do Sul a partir de análises mais detalhadas dos padrões da pressão atmosférica, vento, temperatura do ar e cobertura de nuvens;
- 2) Relacionar a reconstrução paleoclimática desta tese com resultados publicados de outros trabalhos;
- 3) Analisar a dependência dos eventos de secas e chuvas acima da média identificados na reconstrução paleoclimática frente ao ENOS e a variabilidade do Atlântico Tropical.
- 4) Expandir a reconstrução paleoclimática até o Último Máximo Glacial com a utilização do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani.

Referências

- ARRAUT, J.M. 2007. **Frentes e frontogêneses no verão: aspectos geométricos, dinâmicos e impactos sobre as chuvas nos subtropicais da América do Sul**, 2007, 179 p. Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, São José dos Campos, SP.
- BALES, R.C. e WOLFF, E.W. 1995. Interpreting natural climate signals in ice cores. **EOS, Transactions, American Geophysical Union**, v. 76, n. 47, p. 477–483.
- BRAGA, M.F.S e KRUSCHE, N. 2000. Padrão de ventos em Rio Grande, RS, no período de 1992 a 1995. **Revista Atlântica**, Rio Grande, v. 22, n.1, p. 27–40.
- BRITTO, F. e KRUSCHE, N. 1996. Frequência e intensidade das frentes frias. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 9, 1996, Campos de Jordão, SP. **Anais...**, Campos de Jordão, SP, 185–188 p.
- BRUBAKER, L.K.; ENTEKHABI, D. e EAGLESON, P.S. 1993. Estimation of continental precipitation recycling. **Journal of Climate**, v. 6, n. 6, p.1077–1089.
- BONNER, W.D. 1968. Climatology of the low level jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, p. 833–850.
- CASARIN, D.P. e KOUSKY, V.E. 1986. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações da circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.1 n.1 p. 83–90.
- CAVALCANTI, I.F.A. 1996. Episódio El Niño/ oscilação sul durante a década de 1986 a 1996 e suas influencias sobre o Brasil. **Climanálise: Boletim de Monitoramento e Análise Climática-INPE/CPTEC**. Edição especial. CPTEC-INPE.
- CAVALCANTE, I.F.A. e AMBRIZZI, T. 2009. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: Cavalcanti, I. F., Ferreira, A N. J.; Justi da Silva, M. G; Silva Dias, M. A. F. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 1ª edição, p. 353–374.
- CRAIG, H. 1961a. Isotopic variations in meteoric waters. **Science**, New Series, v. 133, n. 3465, p. 1702–1703.
- CRAIG, H. 1961b. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. **Science**, v.133, n. 3467, p.1833–1834.

- COELHO, C.A.S., AMBRIZZI, T., DRUMOND, A.R.M. e SAMPAIO, G. 1999. Estudo climatológico sazonal da precipitação sobre o Brasil em episódios extremos da Oscilação Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.14, n. 1, p. 49–65.
- COMPAGNUCCIA, R.H. e RICHMANN, M.B. 2007. Can principal component analysis provide atmospheric circulation or teleconnection patterns? **International Journal of Climatology**, v. 28, n. 6, p 703–726.
- COOLEY, J.W. e TUKEY, J.W. 1965. An Algorithm for the machine computation of the Complex Fourier Series. **Mathematics of Computation**, v. 19, n. 90, p. 297–301.
- DANSGAARD, W. 1954. The O¹⁸ abundance in fresh water. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 6, n. 5, p. 241–260.
- DANSGAARD, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. **Tellus**, v.16, n. 4, p. 436–468.
- DALL’OLIO, A., SALATI, E., AZEVEDO, C.T. e MATSUI, E. 1979. Modelo de fracionamento isotópico da água na bacia amazônica (Primeira aproximação). **Acta Amazônica**, v. 9, n. 4, p. 675–687.
- DUHAMEL, P. e VETTERLI, M. 1990. Fast Fourier Transforms: A tutorial review and a state of the art. **Signal Processing**, v. 19, n. 1, p. 259–299.
- ELTAHIR, E.A.B. e BRAS, R.L. 1994. Precipitation recycling in the Amazon basin. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 4, p. 861–880.
- ENFIELD, D.B. 1996. Relationships of inter-American rainfall to Atlantic and Pacific SST variability. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 23, p. 3305.
- ENFIELD, D.B. e MAYER, D.A. 1997. Tropical Atlantic SST variability and its relation to El Niño-South Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. C1, p. 929–945.
- ENFIELD, D.B., MESTAS, A.M., MAYER, D.A. e CID-SERRANO L. 1999. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. 3, p. 7841–7848.
- FEDOROVA, N. e CARVALHO, M.H. 2000. Processos sinóticos em anos de La Niña e de El Niño. Parte II: Zonas Frontais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.15, n. 2, p. 57–72.

- FISCH, G., MARENGO, J.A. e NOBRE, C.A. 1998. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 28, n. 2, p. 101–126.
- GARREAUD, R.D. e WALLACE, J.M. 1997. The diurnal of convective cloudiness over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 12, p. 3157–3171.
- GARREAUD, R.D. 2000. Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the South American Altiplano. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 9, p. 3337–3346.
- GRIMM, A., FERRAZ, S.E.T. e GOMES, J. 1998. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863–2880.
- GRIMM, A.M. e FERRAZ, S.E.T. 1998a. Sudeste do Brasil: uma região de transição no impacto de eventos extremos da Oscilação Sul. Parte I: El Niño. In: **Anais ...** CD-Rom do X Congresso Brasileiro de Meteorologia. SBMet, Brasília, Distrito Federal.
- GRIMM, A.M. e FERRAZ, S.E.T. 1998b. Sudeste do Brasil: uma região de transição no impacto de eventos extremos da Oscilação Sul. Parte II: La Niña. In: **Anais ...** CD-Rom do X Congresso Brasileiro de Meteorologia. SBMet, Brasília, Distrito Federal.
- GRIMM, A.M., BARROS, V.R. e DOYLE, M.E. 2000. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 13, n. 1, p. 35–58.
- GRIMM, A.M. 2003. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 263–280.
- GRIMM, A.M. 2004. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, v. 22, n. 3, p. 123–138.
- GRIMM, A.M. 2009. Variabilidade interanual do clima no Brasil. In: Cavalcanti, I. F., Ferreira, A.N.J.; Justi da Silva, M.G; Silva Dias, M.A.F. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 1^o edição, p. 353–374.
- GUEDES, R.L. 1985. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul**. Dissertação de Mestrado, IAG/USP, 89pp.

- HASTENRATH, S. 1984. Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 6, p. 1097–1107.
- HANSER, A.P. e CHEN, T.C. 1982. A spectral energetic study of atmospheric blocking. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 9, p. 1146–1165.
- HUFFMAN, G.J., ADLER, R.F., ARKIN, P., CHANG, A., FERRARO, R., GRUBER, A., JANOWIAK, J., MCNAB, B., RUDOLF, B. e SCHNEIDER, U. 1997. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined data set. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 1, p. 5–20.
- KISTLER, R., KALNAY, E., COLLINS, W., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., KANAMITSU, M., KOUSKY, V., JENNE, R. e FIORINO, M. 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 2, p. 247–267.
- KNÜSEL, S., GINOT, P., SCHOTTERER, U., SCHWIKOWSKI, M., GAGGELER, H.W., FRANCOU, B., PETIT, J.R., J. C. SIMÕES, J.C. e TAUPIN, J. D. 2003. Dating of two nearby ice cores from the Illimani, Bolivia, **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D6, p. 4181.
- KODAMA, Y. 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813–836.
- KOUSKY, V.E. e CAVALCANTI, I.F.A. 1984. Eventos Oscilação Sul / El Niño. Características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**, v. 36, n. 11, p. 1888–1899.
- LATTIN, J., CARROLL, J.D. e GREEN, P.E. 2011. Análise de Dados Multivariados. Editora Cengage Learning. São Paulo. 455 p.
- MADDEN, R.A. e JULIAN, P.R. 1994. Observations of the 40–50-Day Tropical Oscillation—A Review. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 814–837.
- MAIER, E.L.B., COSTI, J., BARREIRA, S. e SIMÕES, J.C. 2013a. Precipitação na América do Sul: médias climáticas e padrões da variabilidade no período entre 1979 e 2008. **Revista Brasileira de Geografia Física** (submetido).

- MAIER, E.L.B., BARREIRA, S. e SIMÕES, J.C. 2013b. Análise da relação entre o $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani com a distribuição espacial da precipitação sobre a América do Sul. **Pesquisas em geociências** (submetido).
- MAIER, E.L.B., BARREIRA, S. e SIMÕES, J.C. 2013c. Relações entre as razões de isótopo de oxigênio na neve e no gelo do Nevado Illimani (Bolívia) com a variabilidade temporal da precipitação sobre a América do Sul. **Pesquisas em geociências** (submetido).
- MARENGO, J.A., SOARES, W.R., SAULO, C., NICOLINI, M. 2004. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis: Characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280.
- MARQUES, J., SANTOS, J.M. e SALATI, E. 1979. O campo do fluxo de vapor atmosférico sobre a região Amazônica. **Acta Amazônica**, v. 10, n. 1, p. 1-8.
- MATSUURA, K. e WILLMOTT, C.J. 2009. Terrestrial precipitation: 1900–2008 gridded monthly time series (versão 4.01). Newark – EUA: Center for Climatic Research, Department of Geography, University of Delaware. Disponível em: <http://climate.geog.udel.edu/~climate/> (acessado em 28/08/2013).
- NAKAMURA, H. e WALLACE, J.M. 1993. Synoptic behavior of baroclinic eddies during the blocking onset. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 7, p. 1982–1993.
- NOBRE, P. e SHUKLA, J. 1996: Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464–2479.
- NÓBREGA, R.S., CAVALCANTI, E.P. e SOUZA, E.P. 2005. Reciclagem de vapor d'água sobre a América do Sul utilizando reanálises do NCEP-NCAR. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 253-262.
- OLIVEIRA, A.S. e NOBRE, C.A. 1986. Interações entre sistemas frontais na América do Sul e convecção na Amazônia: In: **Anais ...** CD-Rom do X Congresso Brasileiro de Meteorologia. SBMet, Brasília, Distrito Federal.
- PEZZA, A.B. e AMBRIZZI, T. 2003. Variability of southern hemisphere cyclone and anticyclone behavior: Further analysis. **Journal of Climate**, v. 16, n. 7, p. 1075-1083.
- RAMIREZ, E., HOFFMANN, G., TAUPIN, J.D., FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., CAILLON, N., FERRON, F.A., PETIT, J.R., LANDAIS, A. e SIMÕES, J.C.

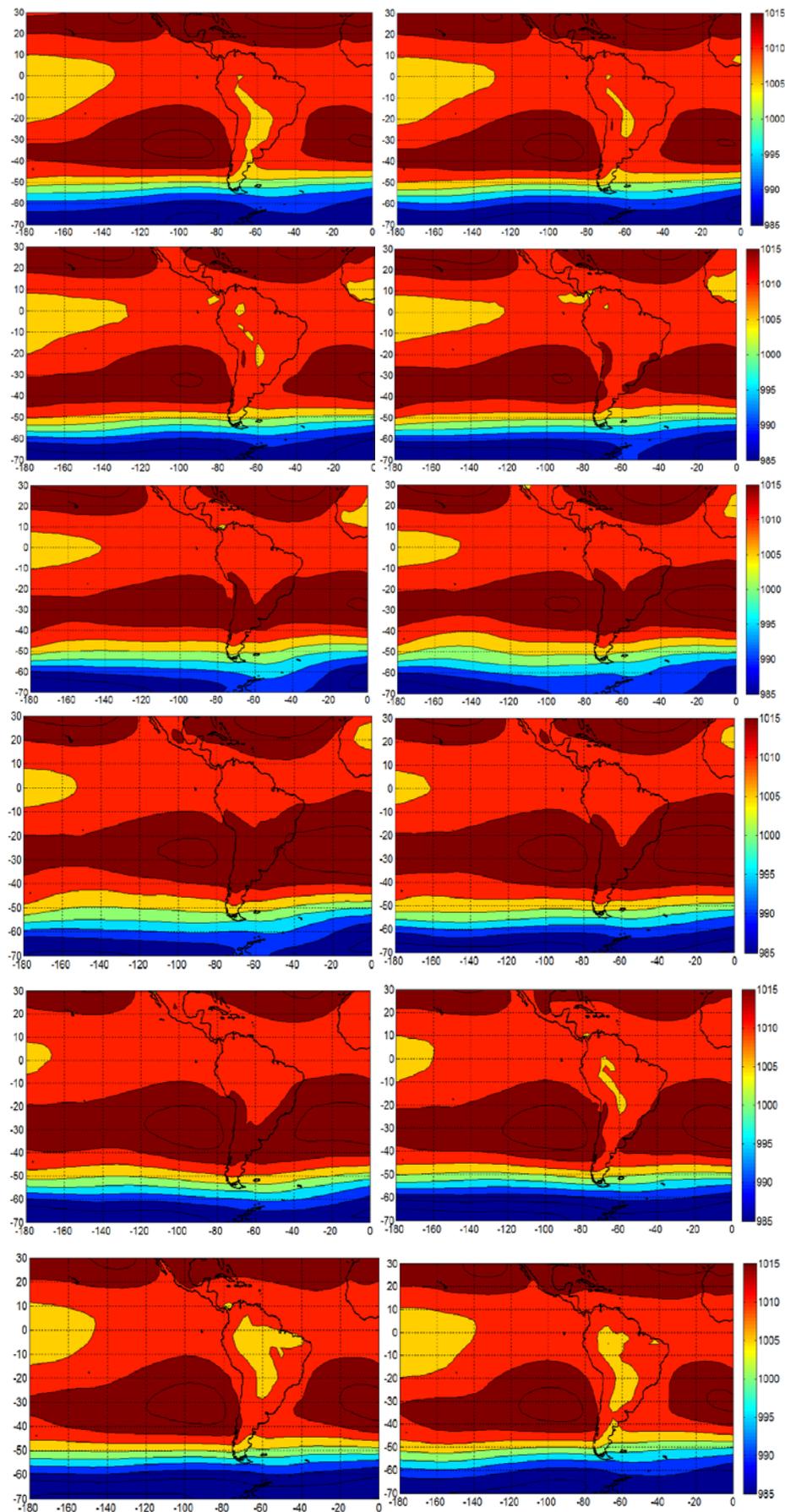
2003. A new Andean deep ice core from Illimani (6350 m), Bolivia. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 212, n. 3, p. 337–350.
- RAO, V.B. e HADA, K. 1990. Characteristics of rainfall over Brazil annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p. 81–91.
- REBOITA, M.S., GAN, M.A., ROCHA, R.P. e AMBRIZZI, T. 2010. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204.
- RICHEY, J.E., NOBRE, C. e DESER, C. 1989. Amazon River discharge and climate variability: 1903 to 1985. **Science**, v. 246, n. 4926, p. 101–103.
- RICHMAN, M.B. 1986. Rotation of principal components. **International Journal of Climatology**, v. 6, n. 3, p. 293–335.
- RODRIGUES, M.L.G., FRANCO, D. e SUGAHARA, S. 2004. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, n. 2, p. 135–151.
- SATYAMURTY, P., NOBRE, C.A. e DIAS, P.L.S. 1998. Meteorology of the south hemisphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 27, n. 49, p. 119–139.
- SALATI, E., DALL'OLIO, A., MATSUI, E. e GAT, J.R. 1979. Recycling of water in the Amazon Basin: An isotopic study. **Water Resources**, v. 15, n. 5, p. 1250–1257.
- SALATI, E., LOVEJOY, T.E. e VOSE, P.B. 1983. Precipitation and water recycling in tropical rain forests with special reference to the amazon basin. **Environmentalist**, v. 3, n. 1, p. 67–72.
- SALIO, P., NICOLINI, M. e ZIPSER, J. 2007. Mesoscale convective systems over southeastern South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290–1309.
- SCHÄR, C., LÜTH, D. e BEYERLE, U. 1999. The Soil-Precipitation Feedback: A process study with a Regional Climate Model. **Journal of Climate**, v. 12, n. 3, p. 722–741.
- SINCLAIR, M. R. 1995. A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, p.1601–1619.
- SINCLAIR, M.R. 1996. A Climatology of Anticyclones and Blocking for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**. v. 124, n.2, p. 245–264

- SILVA, A.M., AMBRIZZI, T. e MARENGO, J.A. 2009. Observational evidences on the modulation of the South American low level jet east of the Andes according the ENSO variability. **Annales Geophysicae (Berlin)**, v. 27, n.1, p. 645–657.
- SHI, W., HIGGINS, R.W., YAROSH, E. e KOUSKY, V.E. 2000. The annual cycle and variability of precipitation in Brazil. **NCEP/Climate Prediction Center Atlas**, n. 9, p. 25. Disponível em: <http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/research_papers/ncep_cpc_atlas/9>. Acesso em 25 março de 2013, 15:20.
- SOUZA, E., KAYANO, M., TOTA, J., PEZZI, L., FISCH, G., e NOBRE, C. 2000. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960–1998. **Acta Amazônia**, v. 30, n. 2, p. 305–318.
- STENSRUD, D.J. 1996. Importance of low-level jets to climate: A review. **Journal of Climate**. v. 9, n. 8 p. 1698-1711.
- TRENBERTH K.E. 1997. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 78, n. 12, p. 2771–2777.
- TRENBERTH, K.E., 1999: Atmospheric moisture recycling: Role of advection and local evaporation. **Journal of Climate**, v. 12, n. 5, p.1368–1381.
- THOMPSON, L.G., DAVIS, M.E., MOSLEY-THOMPSON, E., SOWERS, T.A., HENDERSON, K.A., ZAGORODNOV, V.S., LIN, P.N., MIKHALENKO, V.N., CAMPEN, R.K., BOLZAN, J.F., COLEDAI, J. e FRANCOU, B. 1998. A 25,000-year tropical climate history from Bolivian Ice cores. **Science**, v. 282, n. 5395, p. 1858–1864.
- UVO, C.B. 1989. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro, 1989. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE. São José dos Campos, SP. 122 p.
- VELASCO, I. e FRITSCH, J.M. 1987. Meso-scale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. D8, p. 959–961.
- VIMEUX, F., GALLAIRE, R., BONY, S., HOFFMANN, G. e CHIANG, J.C.H. 2005. What are the climate controls on δD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 240, n. 2, p. 205–220.

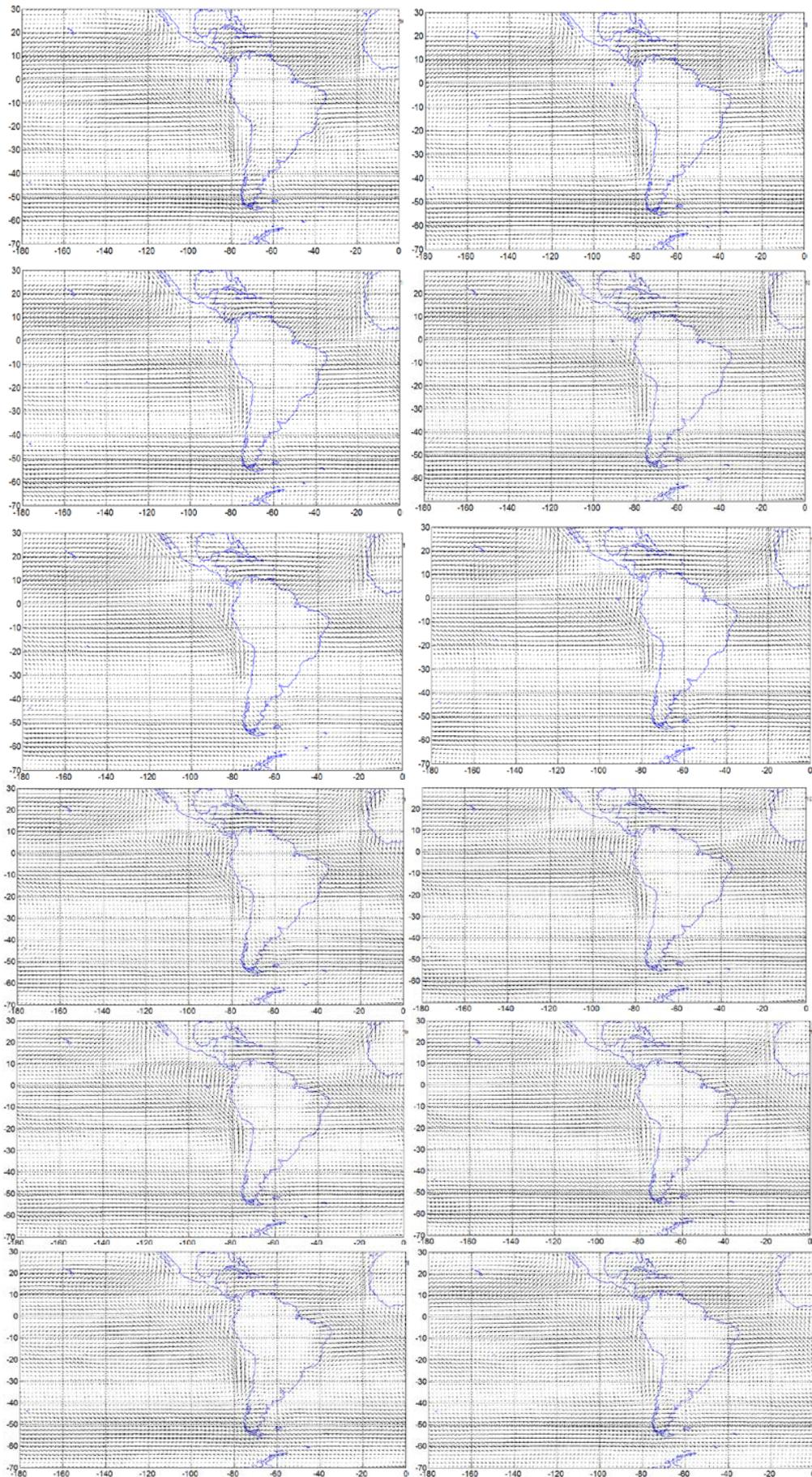
- VIRJI, H. 1981. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 3, p. 599-610.
- VUILLE, M. BRADLEY, R. WERNER, M. HEALY, R. e KEIMIG, F. 2003. Modelling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D6, p. 1984–2012.
- WILKS, D. S. 1995. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. San Diego, Academic Press. 467 p.
- WILLMOTT, C. J., ROWE, C.M. e PHILPOT, W.D. 1985. Small-scale climate maps: a sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. **American Cartographer**, v. 12, n. 1, p. 5–16
- XIE, P. e ARKIN, P.A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 78, n. 11, p. 2539–2558.
- ZHOU, J. e LAU, K.M. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**. v. 11, n. 5, p. 1020–1040.

Anexo I

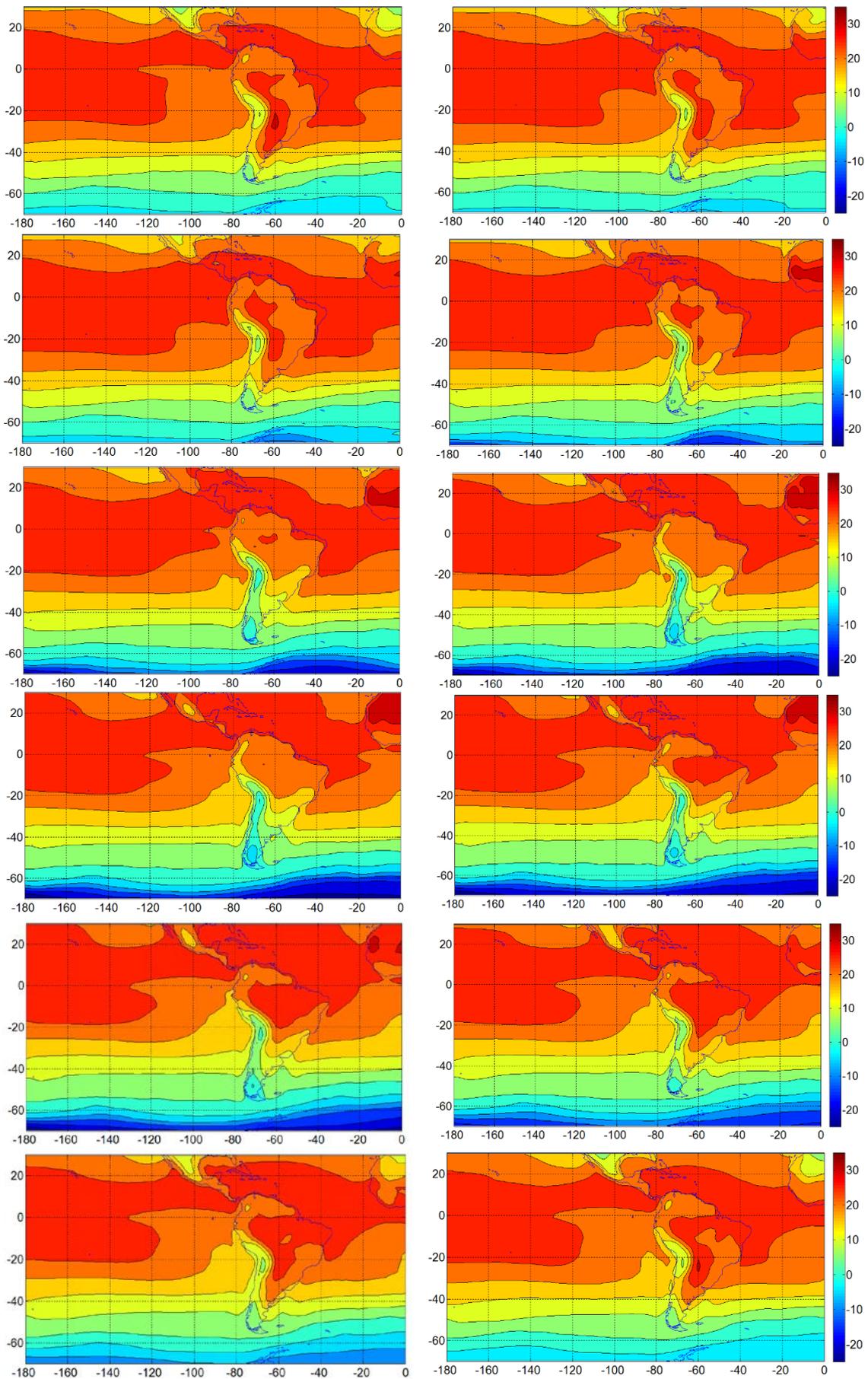
Médias climáticas da pressão atmosférica, vento, temperatura e cobertura de nuvens do período entre 1979 – 2008.



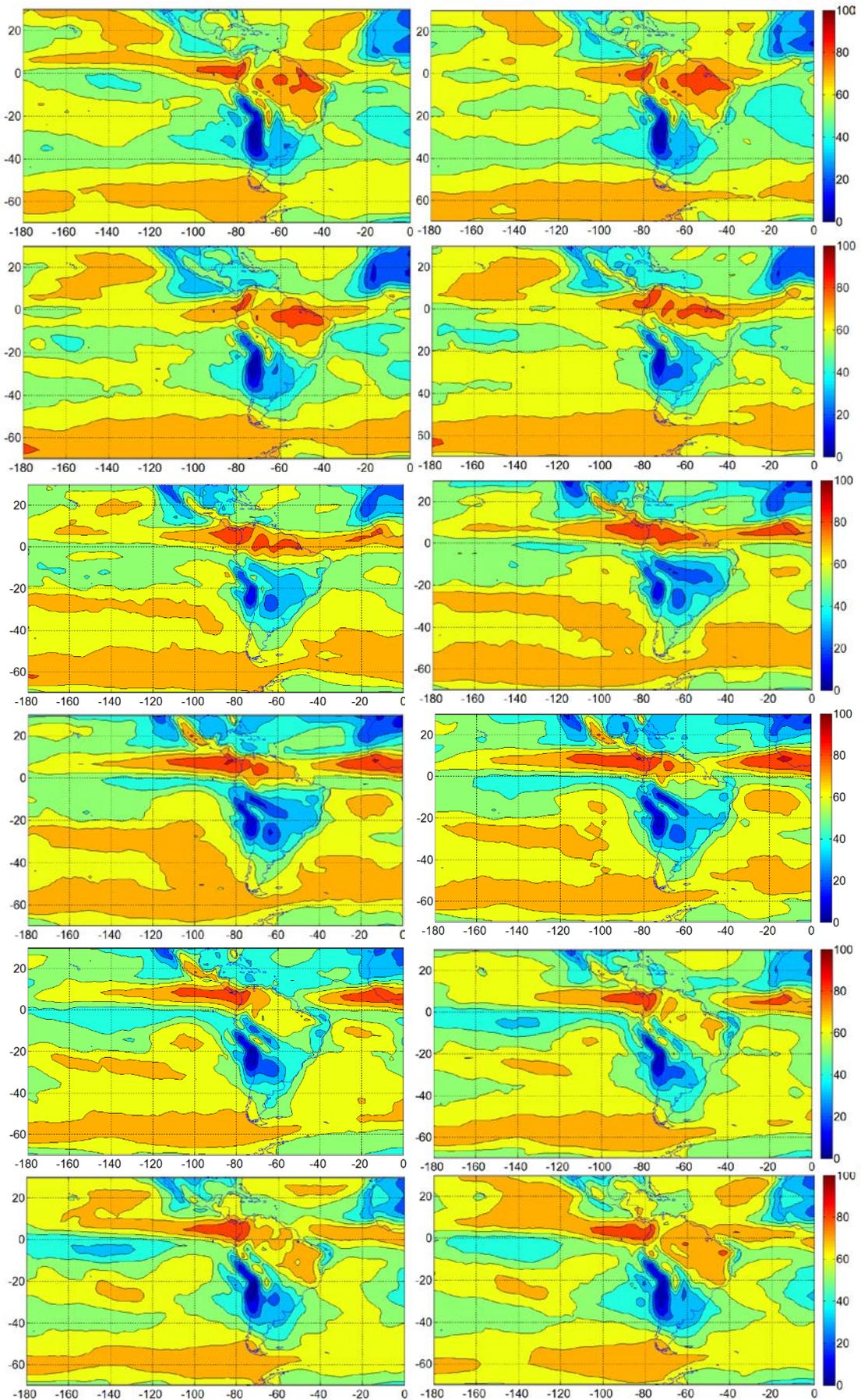
Média climática da pressão atmosférica em milibares de janeiro até dezembro.



Média climática do vento de janeiro até dezembro. Vetor máximo de 10ms^{-1}



Média climática da temperatura (°C) de janeiro até dezembro



Média climática cobertura de nuvens (%) de janeiro até dezembro

No CD-ROM em anexo o leitor encontrará:

- 1) Cópia da tese em PDF;
- 2) Os dados meteorológicos usados na tese;
- 3) Informações sobre as estações meteorológicas (nome, cidade, estado, país, latitude, longitude e altitude); e
- 4) Os roteiros (Matlab) do processamento;