



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG
INSTITUTO DE CIÊNCIAS HUMANAS E DA INFORMAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**Análise das Relações entre Dados Paleoclimáticos do
Nevado Illimani (Bolívia) e a Precipitação na Região
Tropical da América do Sul.**

LUCIANA TEDESCO DOS SANTOS

Orientador: Prof. Dr. Eder Leandro Bayer Maier.

RIO GRANDE, AGOSTO DE 2017.

Luciana Tedesco dos Santos

**Análise das Relações entre Dados Paleoclimáticos do
Nevado Illimani (Bolívia) e a Precipitação na Região
Tropical da América do Sul.**

Orientador: Prof. Dr. Eder Leandro Bayer Maier.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio Grande – PPGGEO-FURG, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geografia.

RIO GRANDE, 2017.

Luciana Tedesco dos Santos

ANÁLISE DAS RELAÇÕES ENTRE DADOS
PALEOCLIMÁTICOS DO NEVADO ILLIMANI (BOLÍVIA) E A
PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO TROPICAL DA AMÉRICA DO
SUL.

Comissão Examinadora

Professor Dr. Éder Leandro Bayer Maier
(Orientador)
ICHI – FURG

Professora Dra. Natália Lemke
CENG – UFPEL

Professora Dra. Simone Emiko Sato
ICHI – FURG

RIO GRANDE, 2017.

Dedico este trabalho à minha mãe Luci (in memoriam), ao meu pai Flávio, a meus filhos Thales, Thiago, Vítor e Vinícius e ao meu companheiro de todas as horas, Dorval. A vocês que são a minha base.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, quero agradecer à minha família. A vocês que são a minha estrutura, a minha força; por terem compreendido a necessidade de afastamento em momentos em que era necessária a minha presença. A meu pai, pelo exemplo de vida, pela generosidade e conselhos pertinentes que sempre me motivaram a seguir o caminho da dignidade, persistência e honestidade.

Meus filhos, verdadeiros anjos na minha vida e meus maiores incentivadores. Meu companheiro Dorval, pelo apoio incondicional nos momentos mais difíceis, de incertezas e dúvidas, momentos de grandes desafios, mas necessários ao nosso crescimento.

Às minhas tias Glaci e Vera por todo apoio e dedicação, por cuidarem de mim, pela sabedoria expressada em cada palavra dita quando eu mais precisava. À minha nora Letícia, teu apoio foi fundamental; agradeço também a Lisanie pela amizade, caronas e hospedagem. Às minhas amigas que entenderam minha ausência nos encontros marcados da “turma” e me esperam para as próximas pizzas... GRATIDÃO!

Também aos meus colegas de Mestrado Juliana, Tuana, William, Tatiane, César, Mateus, Paulo e Márcia, agradeço de coração por compartilharem momentos de alegria, angústia e aprendizado. Um MUITO OBRIGADO especial à Maristel que se tornou uma amiga muito querida; da mesma forma, agradeço à Vaneza e a Tainã: gurias, o apoio de vocês foi decisivo para que este trabalho se concretizasse.

Ao meu orientador, Professor Dr. Éder Maier pela disponibilidade e pelos conhecimentos que me levaram à conclusão deste trabalho. À Professora Dra. Simone Sato pela participação em minha banca, pelas valiosas sugestões e a atenção de sempre.

As queridas amigas Prof^a. Msc. Rossana Telles, Dra. Etiene Marroni, Dra. Natália Lemke e Dra. Rosemar Lemos pela amizade de tantos anos, incentivo e carinho. Pelas conversas e “sacudidas” nos momentos necessários. A vocês, meu sincero respeito e admiração.

A este PPGEIO e a FURG pela acolhida e pela oportunidade, minha eterna gratidão.

“Tenho esperança de que um maior conhecimento do mar, que há milênios dá sabedoria ao homem, inspire mais uma vez os pensamentos e as ações daqueles que preservarão o equilíbrio da natureza e permitirão a conservação da própria vida.”

Jacques Cousteau



RESUMO

O balanço hídrico no planeta possui variações em diferentes escalas espaciais e temporais, as quais causam grandes impactos na biosfera, com a ocorrência de secas e chuvas excessivas. Este trabalho tem a intenção de explorar, em macro escala, as relações entre a variação do $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho de gelo do Nevado Illimani com a variabilidade climática da precipitação na região tropical da América do Sul. Os dados dos primeiros 50 m do testemunho abrangem o período entre 1929 e 1998, por isso foram utilizadas séries temporais da precipitação do mesmo período. Os dados da precipitação foram obtidos no sistema Hidroweb da Agência Nacional das Águas e do Serviço Meteorológico Boliviano. Com as comparações entre o $\delta^{18}\text{O}$ e precipitação foi possível investigar a capacidade de reconstrução paleoclimática da precipitação utilizando o $\delta^{18}\text{O}$ até o último máximo glacial. Foi utilizada a análise de dependência por regressão, sendo realizada a elaboração e análise dos gráficos de dispersão, identificação das retas e equações de regressão e obtenção e análise dos erros da regressão. Os resultados mostram que através da comparação das séries de precipitação da região tropical da América do Sul com a série do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani foi possível verificar baixos índices de correlação, o que impossibilita a reconstrução paleoclimática da precipitação pretérita com base em uma regressão linear entre as variáveis. Embora os fenômenos tropicais (*El Niño* e *La Niña*) determinem a variabilidade interdecenal da precipitação, esta condição não indica que haja uma analogia suficiente para uma estimativa adequada da precipitação pretérita, visto que a frequência de ocorrência dos fenômenos e sua instabilidade referente à magnitude e localização geográfica podem produzir impactos diferentes na variável independente ($\delta^{18}\text{O}$) e na variável dependente (precipitação). Dessa forma, foi verificada a necessidade de trabalhos futuros com a intenção de aprofundar as investigações, a partir de análises mais detalhadas.

Palavras-chave: Anomalias; Dados Paleoclimáticos; Precipitação; Região Tropical.

Abstract

The world's hydric balance has its variations in different space and temporal scales, which causes huge impacts at the biosphere with the occurrence of excessive droughts and rains. This work intends to explore, in macro scale the relations between the $\delta^{18}\text{O}$'s variations of the ice testimony of Nevado Illimani with the climatic variation of the South America tropical region. The data of the first 50 m of the testimony comprehend the period between 1929 and 1998, therefore rainfall time series of the same period were used. The data of precipitation were obtained of the Hidroweb system of the National Water Agency and the Bolivian Meteorological Service. The comparisons between the $\delta^{18}\text{O}$ and precipitation investigated the capacity of paleoclimatic reconstruction of precipitation using the $\delta^{18}\text{O}$ until the last maximum glacial. The regression dependency analysis were chosen for the research and the graphic analyses of dispersal, the identification of the lines, the regression equations and the obtention and analysis of the regression mistakes were used as such. The results show that thru the comparison of the precipitation series of South America tropical region with Nevado Illimani's $\delta^{18}\text{O}$ series, it is possible to check low indexes of correlation, which makes impossible the paleoclimatic reconstruction of past precipitation based on a linear regression between the variables. Although the tropical phenomena known as *El Niño* and *La Niña* determines the interdecadal variability of precipitation, this condition does not indicate that there is a sufficient analogy to assume a proper estimate of past precipitation, once the frequency of the phenomena occurrence and its stability related to the magnitude and the geographic location can produce different impacts at the independent variable ($\delta^{18}\text{O}$) and that the dependent variable (precipitation). As such, the necessity of future research with the intention of making deeper investigations about it is confirmed and for that, it will be necessary more detailed analysis.

Key Works: Anomalies; Paleoclimatic Data; Precipitation; Tropical Region.

Lista de Figuras

Figura 1. Modelo do processo de fracionamento isotópico na Amazônia (Maier, 2014).....	17
Figura 2. Representação esquemática do ciclo geoquímico da água (Daveau, 1976).	18
Figura 3. Localização da Área de Estudo.	20
Figura 4. Seção de testemunho de gelo (ice core). Fonte: www.icedrill.ch (acesso em 21/05/2015 às 16:35hs).	22
Figura 5. Regimes de precipitação sobre a América do Sul. Fonte: Reboita et. al. (2010).	27
Figura 6. Atuação da ZCIT sobre a região equatorial do Planeta.....	29
Figura 7. Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).	30
Figura 8. Fenômeno El Niño, anos normais e fenômeno La Niña.....	41
Figura 9. Localização das Estações Meteorológicas observadas.	45
Figura 10. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Altamira/PA.	49
Figura 11. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Benjamim Constant/AM.	50
Figura 12. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Belém/PA.	51
Figura 13. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Boa Vista/RR.....	52
Figura 14. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Conceição do Araguaia/PA.....	53
Figura 15. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Laranjal do Jari/AP.....	54
Figura 16. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Macapá/AP.....	55
Figura 17. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Manicoré/AM.	56
Figura 18. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Óbidos/PA.....	57
Figura 19. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Palmas/TO.	58
Figura 20. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Porto Velho/RO.	59
Figura 21. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Carolina/MA.....	60
Figura 22. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Curaçá/BA.....	61
Figura 23. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 199 na Estação de Iguatu/CE.....	62

Figura 24. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Imperatriz/MA.....	63
Figura 25. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Inhambupe/BA.....	64
Figura 26. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Juazeiro/BA.....	65
Figura 27. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Nova Viçosa/BA.....	66
Figura 28. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Santa Rita de Cássia/BA.....	67
Figura 29. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Teresina/PI.....	68
Figura 30. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Grão Mogol/MG.....	69
Figura 31. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Guaxupé/MG.....	70
Figura 32. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Manga/MG.....	71
Figura 33. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Teófilo/MG.....	72
Figura 34. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Catalão/GO.....	73
Figura 35. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Cuiabá/MT.....	74
Figura 36. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Diamantino/MT.....	75
Figura 37. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Goiânia/GO.....	76
Figura 38. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Goiás/GO.....	77
Figura 39. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Ponta Porã/MS.....	78
Figura 40. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Capinota/BO.....	79
Figura 41. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Arani/BO.....	80
Figura 42. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Cobija Aeropuerto/BO.....	81
Figura 43. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Padilla/BO.....	82
Figura 44. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de San Calixto/BO.....	83
Figura 45. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Tarabuco/BO.....	84

Figura 46. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Villa Serrano/BO.	85
Figura 47. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).	86
Figura 48. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).	87
Figura 49. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).	88
Figura 50. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).	89
Figura 51. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).	90
Figura 52. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).	91
Figura 53. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).	92

Sumário

1.1. Contextualização e Justificativa	13
2- OBJETIVOS	15
2.1-OBJETIVOS ESPECÍFICOS	15
3-REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	15
3.1. Composição isotópica da água.....	15
3.2. Testemunho de Gelo no Nevado Illimani	19
3.3. Precipitação na região tropical e ciclo hidrológico.....	24
3.4. Região Amazônica	31
3.5. Região Nordeste e Minas Gerais	34
3.7. Bolívia	38
3.8. Variabilidade Climática na Região Tropical	39
4-METODOLOGIA	43
4.1. Dados	43
4.1.1. Razão Isotópica do Oxigênio Dezoito ($\delta^{18}\text{O}$)	43
4.1.2. Precipitação.....	44
4.2. Técnicas estatísticas.....	46
4.2.1. Análise de dependência por regressão.....	46
5- RESULTADOS.....	47
5.1. Análise dos Gráficos de Anomalias da Precipitação	48
5.2. Análises dos Gráficos de Correlação e Erro Médio.....	86
6. CONCLUSÕES.....	94
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96

1- INTRODUÇÃO

1.1. Contextualização e Justificativa

O continente sul-americano possui uma gama de regimes climáticos devido a sua grande extensão, abrangendo as latitudes tropicais do hemisfério norte ($23^{\circ} 27' N$) até as latitudes médias do hemisfério sul ($66^{\circ} 33' S$). Sua forma triangular e a existência da Cordilheira dos Andes, acompanhando toda a costa do Pacífico, contribuem para gerar grande diversidade de climas nos seus 17,6 milhões de km^2 (AMBRIZZI *et al.*, 2009). De acordo com Garreaud *et al.* (2009), na América do Sul, em função da extensão meridional do continente, predominam padrões de climas com características tropicais (verões quentes e úmidos; invernos com temperaturas menores e com queda no índice de precipitação); subtropicais (situa-se a partir dos trópicos até latitude 40° tanto no Hemisfério Norte quanto no Sul; o verão é mais curto, porém com temperaturas elevadas e o inverno é bastante rigoroso com baixas temperaturas; o índice pluviométrico anual fica entre 500 e 1000 milímetros) e extratropicais (que abrange a partir da linha dos trópicos em direção aos polos). Conforme o autor, devido à localização e elevada altitude, a Cordilheira dos Andes torna-se um grande obstáculo, agindo como uma barreira orográfica, isolando a circulação atmosférica da porção oeste e leste da cordilheira. Dessa forma, proporciona intensas tempestades convectivas na Floresta Amazônica ($10^{\circ}N$ e $25^{\circ}S$) e secas no altiplano e sudoeste da América do Sul.

No verão, a baixa térmica que persiste em se manter entre 20° e $30^{\circ} S$ e a intensa nebulosidade sobre a Amazônia Central e o Altiplano da Bolívia favorecem um grande fluxo de umidade. As frentes frias vindas do Sul do Brasil estão ligadas às grandes atividades convectivas e às chuvas que ocorrem ao sul e oeste da Amazônia. Esta atividade é mais intensa e ativa na época de ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Este fluxo de umidade, advindo da floresta em direção às latitudes subtropicais da América do Sul, é conduzido pelos Andes no lado oriental da Cordilheira, sendo denominado Jatos de Baixos Níveis (JBN) no lado ocidental (MARENGO e NOBRE, 2009).

Este fluxo de umidade é a principal fonte de umidade decorrente do Oceano Atlântico, conduzido pelos ventos alísios para a Amazônia, vindos do litoral até a porção leste da Cordilheira dos Andes. Na ocasião do encontro dos ventos alísios com os Andes ocorre um desvio para sudeste, o que pode configurar um JBN e conduzir a umidade da Amazônia até a foz do Rio da Prata e norte da Argentina (Marengo e Nobre, 2009).

Conforme Ribeiro *et al* (2015) as precipitações que ocorrem na região da Bolívia, onde se localiza o Nevado Illimani, acontecem principalmente durante o verão austral (80% da precipitação anual), pela advecção de massas de ar úmidas oriundas, predominantemente, da Bacia Amazônica. Na estação seca, correspondente ao inverno austral (de junho a agosto), ocorrem os ventos de norte e noroeste. Episódios de precipitação extratropical que ocorrem durante os períodos secos são atribuídos às massas de ar advindas da região antártica, através da Argentina (RIBEIRO *et al*, 2015). Na atualidade têm ocorrido muitos estudos em relação aos recordes meteorológicos e hidrológicos a partir do início do século XX. Elementos do clima como a precipitação, vazão dos rios e temperatura do ar tem sido amplamente pesquisados, sendo discutidas as mudanças climáticas e seus impactos e se elas estão relacionadas ao passado ou à influência antrópica ou à combinação dos dois (MARENGO, 2006).

Estudos mais recentes demonstram diferentes tendências da precipitação na Amazônia, provavelmente devido às técnicas utilizadas para análise das chuvas serem curtas, sendo que as tendências interanuais e interdecenais predominam na variabilidade natural do clima (MARENGO e NOBRE, 2009).

Diante desta questão, nos dias de hoje tem sido muito utilizados dados paleoclimáticos mensurados em testemunhos de gelo como fontes de informação do clima pretérito, relacionando com variáveis atmosféricas ou hidrológicas, fornecendo assim dados com alta resolução temporal. Os testemunhos de gelo são tidos como os melhores registros paleoclimáticos, sendo assim, considerados a melhor forma de reconstrução da história do clima. Através dos dados retirados dessas amostras foram obtidas informações sobre a dinâmica atmosférica da região de estudo, onde foi constatada a

conservação de informações desde o Último Máximo Glacial, há aproximadamente 18.000 anos (RAMIREZ *et. al.*, 2003).

2- OBJETIVOS

A proposta desse trabalho é estudar a relação existente entre a variação do registro isotópico do oxigênio dezoito do testemunho de gelo do Nevado Illimani (Bolívia) com o ciclo hidrológico na Região Tropical da América do Sul, verificando assim a viabilidade de fazer a estimativa da precipitação pretérita no continente Sul-Americano. As análises abrangem o período entre 1929 e 1998, a fim de analisar a possibilidade de reconstrução paleoclimática da precipitação usando o $\delta^{18}\text{O}$.

2.1-OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar as relações temporais entre a precipitação na região tropical da América do Sul e a série do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani;
- Analisar a estimativa da precipitação por regressão usando o $\delta^{18}\text{O}$; e
- Analisar casos em que os registros do $\delta^{18}\text{O}$ e da precipitação possuem (e não possuem) variações proporcionais e simultâneas.

3-REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. Composição isotópica da água

A palavra “isótopo” vem do grego, *isos* = igual e *topos* = lugar, a qual se refere a um lugar comum de um elemento específico dentro da tabela periódica (PEREIRA, 2007). Isótopos são átomos de um mesmo elemento que possuem o mesmo número de prótons (Z), mesmo número de elétrons (E) e diferente número de nêutrons (N), ou seja, mesmo número atômico e diferentes números de massa. Isto significa que um núcleo ou um átomo (isótopo) é um elemento que pode ser estável ou radioativo. O que define isto é seu único número de prótons (Z) e nêutrons (N). Um isótopo é considerado estável quando a razão $Z/N \cong 1 - 1,5$ (DAWSON; BROOKS, 2001).

Nos últimos anos tem sido empregada de forma crescente a técnica do uso de isótopos estáveis como o carbono (C), o hidrogênio (H), o oxigênio (O), entre outros, por vários pesquisadores e para diversos fins. Como por exemplo,

os isótopos de carbono e nitrogênio são muito utilizados atualmente para delinear nichos ecológicos de espécies em seus ecossistemas naturais (GARCIA, *et al*, 2007; OLIVEIRA *et al*, 2014; CLAUDINO *et al*, 2015). Os isótopos de H e O são aplicados na definição da composição da água, seja utilizada por vegetais ou pela água de recargas de precipitação (CRUZ, 1993).

Conforme Fraguas (2009), em estudos ambientais os elementos químicos que geralmente são utilizados compreendem dois ou três diferentes isótopos estáveis. Sabe-se que os isótopos leves existem com mais abundância na Terra do que os isótopos pesados, assim, para o oxigênio, existem três isótopos, ^{18}O , ^{17}O , ^{16}O , com abundâncias de 0,20%, 0,03% e 99,75%, respectivamente. O isótopo ^{17}O não é aplicado em função de sua baixa abundância na natureza. De acordo com Pereira (2007),

“Os isótopos estáveis estão presentes nos ecossistemas e sua distribuição natural reflete, de forma integrada, a história dos processos físicos e metabólicos do ambiente”.

Assim, através das medidas da distribuição isotópica, é possível compreender como estão identificados os componentes do ecossistema. A composição isotópica é representada pelo símbolo δ , que representa partes por mil (‰). Dessa forma, ficam representados os valores δ correspondentes à razão entre isótopos pesados e isótopos leves, como por exemplo $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{16}\text{O}$. Quando citado o valor de δ , é comum a utilização de alguns termos como enriquecido/empobrecido ou positivo/negativo, entre outros (PEREIRA, 2007). Por essa variação das razões de oxigênio 18 e 16 serem pequenas, a verificação dessa variável é representada em partes por mil (‰), segundo 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*) é uma amostra arbitrária que contém porcentagem de isótopos estáveis semelhante à composição média do oceano (CRAIG, 1961b).

Em relação ao fracionamento isotópico dos elementos leves, é necessário considerar que as moléculas com isótopos mais leves carregam

consigo isótopos mais pesados, com maior energia de vibração. Dessa forma, os compostos formados por isótopos mais leves apresentam uma maior pressão de vapor sendo que, com a vaporização da água, a fase líquida fica mais enriquecida de isótopos de hidrogênio e de oxigênio mais pesados (^2H e ^{18}O) e, ao mesmo tempo, empobrecida nos isótopos mais leves (^1H e ^{16}O), em comparação com a fase gasosa. Em geral, na mudança do estado da água (no estado mais denso) ficam mais concentrados os isótopos mais pesados. Essa separação ocorre de diferentes formas na natureza (CRUZ, 1993).

A utilização dos isótopos estáveis baseia-se no fato de que a relação isotópica varia de forma previsível, conforme o elemento altera na natureza. Para que essa relação seja alterada, é necessário que algum fenômeno modifique a quantidade de isótopos pesados e leves de uma amostra. Essa relação é chamada de fracionamento isotópico (FIGUEIRA, 2005).

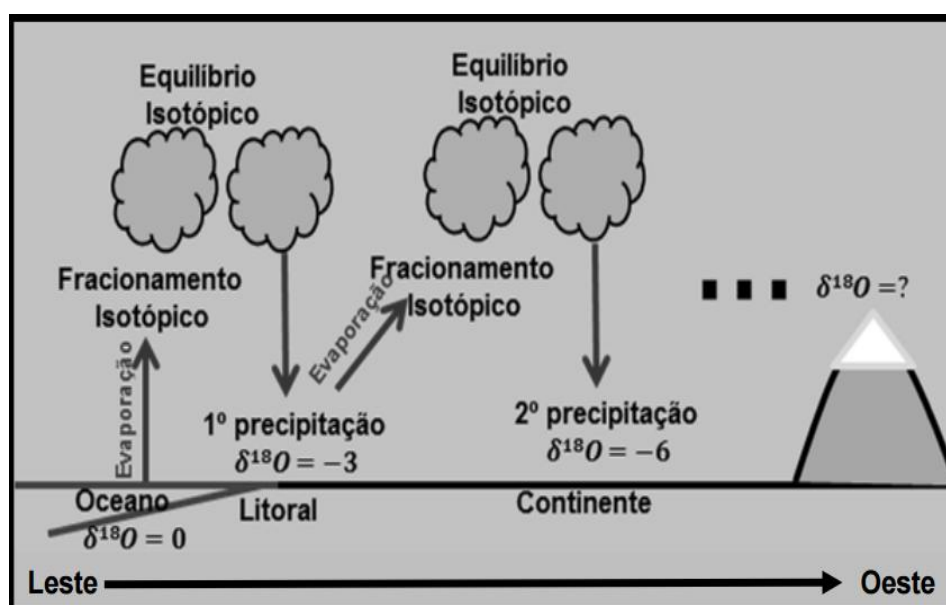


Figura 1. Modelo do processo de fracionamento isotópico na Amazônia (Maier, 2014).

Um dos processos mais importantes que ocorrem durante o ciclo da água é a evaporação do oceano, conforme se observa na Figura 1. Durante esse processo, a água do mar, em relação à atmosfera fica enriquecida de ^{18}O e empobrecida de ^{16}O . Assim, em regiões tropicais, o vapor da água é parcialmente condensado, originando nuvens, que por sua vez, formam a precipitação. Neste processo, acontece um segundo fracionamento, onde a

água não condensada existente na atmosfera se concentra nos isótopos mais leves. Esse é o momento em que ocorre o equilíbrio isotópico (CRUZ, 1993).

Na Figura 2 está representado o esquema da dinâmica do ciclo geoquímico da água, onde as setas ascendentes representam a evaporação da água do oceano e as setas descendentes representam as descargas de precipitação a partir do oceano até o continente; as setas horizontais indicam as trocas entre o oceano e o continente e cada seta equivalem a aproximadamente 30 mil km³ de água. Isto significa que a cada descarga de chuvas ocorrem perdas de isótopo de oxigênio, ou seja, a água do mar em relação à atmosfera é enriquecida em ¹⁸O e empobrecida em ¹⁶O, isto é, a razão ¹⁸O/¹⁶O é maior em águas oceânicas do que na atmosfera. Assim, conforme a sequência de precipitações no continente, após os repetidos fracionamentos, a água não condensada existente na atmosfera concentra-se em isótopos mais leves (CRUZ, 1993).

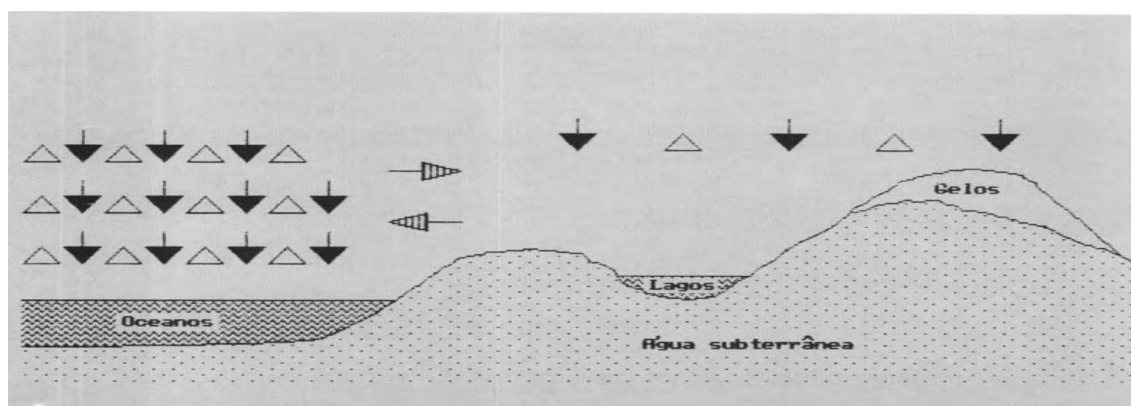


Figura 2. Representação esquemática do ciclo geoquímico da água (Daveau, 1976).

As moléculas mais pesadas de oxigênio (¹⁸O) têm a propensão de precipitar com maior frequência do que as de menor massa atômica, ou seja, aquelas que possuem o isótopo mais leve (¹⁶O). Dessa forma, ocorre uma redução de aproximadamente -3‰ a cada precipitação no continente, causando assim um empobrecimento de até 60‰ do δ¹⁸O no decorrer do processo de evaporação-precipitação nas regiões polares, devido à baixa temperatura (CRAIG, 1961b e DANSGAARD, 1964). No momento em que é verificada a sublimação do vapor de água ocorre a formação do gelo; dessa forma, a razão ¹⁸O/¹⁶O torna-se bastante inferior à água do oceano, devido à

razão do gelo com a composição média do mar (SMOW). Essa diferença pode chegar a -60‰. Assim, de acordo com o ciclo geoquímico da água, é possível afirmar a seguinte sequência:

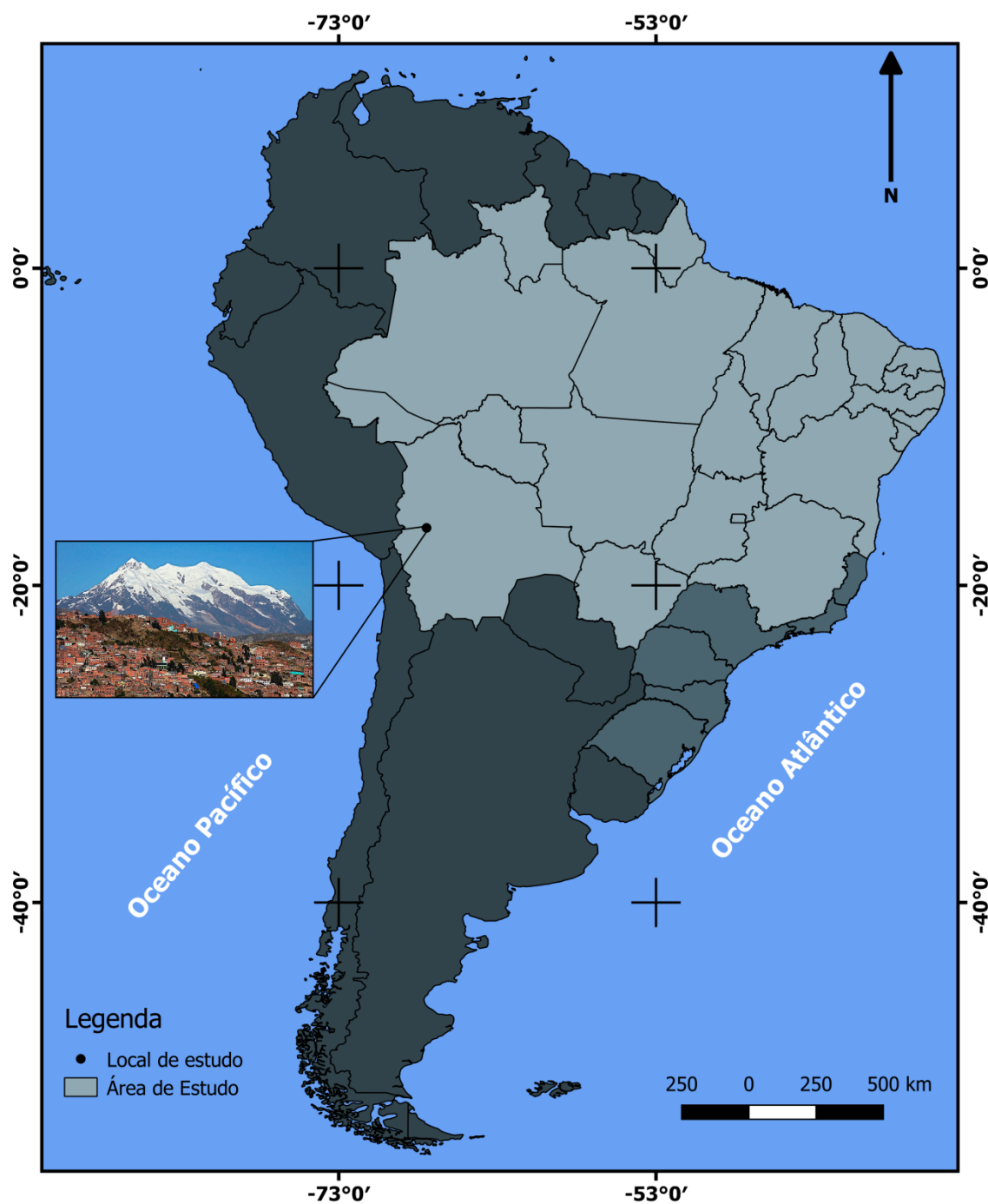
$$\delta^{18}\text{O} (\text{oceano}) > \delta^{18}\text{O} (\text{precipitação}) > \delta^{18}\text{O}(\text{gelo})$$

Logo, conforme diminui a temperatura, aumenta a eficiência do fracionamento isotópico do oxigênio devido às diferenças energéticas entre os diferentes isótopos que são maiores em função da baixa temperatura (CRUZ, 1993).

3.2. Testemunho de Gelo no Nevado Illimani

O Nevado Illimani é um cone vulcânico, situado no centro-leste da Cordilheira dos Andes, em território boliviano, na Cordilheira Real, localizado a aproximadamente 40 km de La Paz e 180 km do Lago Titicaca. É uma montanha com cerca de 10 km de comprimento, 4 km de largura e alguns picos com mais de 6.000 m de altitude (RIBEIRO *et al*, 2015), como pode ser observado no mapa de localização da área de estudo, de acordo com a Figura 3.

Segundo Maier (2014), o cume do Nevado tem cerca de 6.350 m de altitude e é coberto por camadas de gelo e neve. A água que compõem tem origem no Oceano Atlântico, o qual se localiza a uma distância média de 3.000 km do Nevado.



Localização da área de estudo	
Sistema Sirgas 2000	Escala 1:25000000

Figura 3. Localização da Área de Estudo.

Fonte: IBGE.

A neve acumulada na geleira forma camadas horizontais, preservando junto de si impurezas presentes na atmosfera, a qual se transforma em gelo. Em consequência da pressão sofrida pelas camadas depositadas sucessivamente, a neve transforma-se em *firn* (estágio intermediário entre a neve e o gelo) e gelo. Conforme Sanches (2013),

“Geleiras são construídas pela acumulação de neve, que gradualmente metamorfiza-se em *firn*, a neve que permaneceu pelo menos um verão, e posteriormente em gelo, e que fluem por ação da gravidade. Esse processo ocorre pela compactação devido ao peso das camadas sobrepostas. Neve e gelo são formações cristalinas com simetria hexagonal, mas que podem assumir uma variedade incontável de formas. O gelo de geleira se forma pela recristalização da neve durante processos de metamorfismo, e em sítios mais amenos pelo derretimento e recongelamento da neve superposta ao gelo, congelamento da chuva, condensação e congelamento do ar saturado em forma de geada.”

Esse registro é mantido em função da sequência anual das camadas e devido à preservação de sua composição química, preservadas no decorrer do tempo (BERNARDO, 2005). A camada mais profunda é composta por gelo constituído devido a precipitações de neve ocorridas no final do Último Máximo Glacial, há cerca de 18.000 anos, sendo que os primeiros 50 metros de cobertura de gelo formaram-se por precipitações sucedidas durante o século XX (RAMIREZ *et al.*, 2003).

O testemunho do gelo (*ice core*) é um cilindro de gelo (conforme Figura 4), do qual são retiradas amostras de gelo e neve, o que possibilita a reconstrução da história do clima e da composição química da atmosfera, a qual se acumulou através de milhares de anos (SIMÕES, 2014). Dessa forma, os testemunhos do gelo são obtidos através de perfurações verticais retiradas das camadas de gelo, onde são realizadas análises químicas de sua composição isotópica, impurezas e gases, fornecendo assim, séries temporais de informações ambientais. Para que seja possível saber a idade do testemunho do gelo, se faz necessário o conhecimento da profundidade da perfuração realizada e a taxa anual de acumulação de neve no local da coleta.

A idade do testemunho do gelo pode ser de até centenas de milhares de anos (BERNARDO, 2005).

Os registros dos testemunhos de gelo consistem na forma mais direta e detalhada de investigar as condições climáticas e atmosféricas passadas. Dessa forma, a cada ano, a neve que precipita e acumula sobre as geleiras, conserva concentrações atmosféricas de poeira, sal marinho, cinzas, bolhas de gases e poluentes humanos (MORAES *et al.*, 2014). Portanto, esses registros podem ser utilizados para reconstruir a temperatura, a intensidade de circulação atmosférica, a precipitação, o volume dos oceanos, as poeiras atmosféricas, erupções vulcânicas, entre outros.



Figura 4. Seção de testemunho de gelo (ice core). Fonte: www.icedrill.ch (acesso em 21/05/2015 às 16:35hs).

Os testemunhos de gelo representam ótimos marcadores sazonais, viabilizando assim uma datação com grande precisão. Estes marcadores podem ser, por exemplo, a água ou a poeira. Através dos testemunhos é possível analisar as proporções dos isótopos estáveis da água, os quais mudam de acordo com a temperatura, demonstrando dessa forma os períodos mais frios ou mais quentes do ano; ou através da poeira, por intermédio de tempestades de poeira que ocorrem em certas regiões, possibilitando assim, a contagem dos anos. Importante salientar que as concentrações de poeira devem ser altas o suficiente para serem visíveis no testemunho do gelo (MORAES *et al.*, 2014). A obtenção do testemunho do gelo no Nevado Illimani, na Bolívia ($16^{\circ}37'S$, $67^{\circ}46'W$), foi feita com a finalidade de adquirir informações de tempos pretéritos da dinâmica atmosférica influente nesta montanha. Dessa forma, com as amostras do testemunho de gelo que foram retiradas da extremidade ocidental do Nevado Illimani, foi demonstrado o regime climático

atuante sobre o Oceano Pacífico e no lado oriental as amostras coletadas representam a dinâmica climática que atua sobre o Oceano Atlântico e o planalto sul-americano (THOMPSON *et al.*, 1998).

O testemunho de gelo coletado na ocasião tem 136 m de comprimento, sendo que os primeiros 36 m são constituídos por *firn* e o restante é constituído de gelo da geleira. Os primeiros 50 metros foram fracionados em partes de 7 centímetros para fins de amostragem, sendo que cada amostra corresponde, em média, a 1,15 mês. Estes pedaços foram derretidos e um percentual da água líquida foi analisado em um espectrômetro de massa de razões isotópicas, originando, dessa forma, a série temporal do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani (RAMIREZ *et al.*, 2003).

De acordo com Bernardo (2005), por meio da medição de diversos parâmetros no gelo, como acidez, conteúdo iônico, razões de isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio, condutividade elétrica, micropartículas, entre outros, torna-se possível obter informações de atividades vulcânicas, assim como de fontes terrestres de poeira, poluição em nível global, etc. Dessa maneira, são medidas diversas espécies químicas e propriedades físicas em testemunhos de gelo e neve.

Alguns fatores destacam-se no controle da variabilidade do $\delta^{18}\text{O}$ no Nevado Illimani. A seguir são apresentados os mais relevantes:

- a. Continentalidade: é o que define a média da razão isotópica em aproximadamente -15‰ , em decorrência da distância de 3.000 km entre o Nevado e o Oceano Atlântico (ELTHAIR e BRAS, 1994);
- b. Altitude: a redução da temperatura e da disponibilidade de água na atmosfera, possibilita o aumento do fracionamento isotópico do O^{18} em relação ao O^{16} (VIMEUX *et al.*, 2005);
- c. Sazonalidade: define que a entrada de água evaporada do Oceano Atlântico no verão se dá pela ação dos ventos de monção, que favorece o transporte de isótopos de maior massa atômica para essa região em decorrência da elevação da temperatura atmosférica. Em relação ao inverno, ocorrendo à diminuição da temperatura e a cessação dos ventos monçônicos, conseqüentemente, é favorecida a redução do $\delta^{18}\text{O}$ no interior

do continente sul americano devido a maior reciclagem de água (SALATI *et al.*, 1979);

- d. Evapotranspiração: a vegetação equatorial é relevante na regulação hídrica entre a litosfera e a atmosfera. Aproximadamente 50% da água precipitada sobre a Floresta Amazônica têm origem na evaporação da umidade continental (SALATI *et al.*, 1979);
- e. Variação da temperatura superficial dos oceanos tropicais: o fenômeno *El Niño* – Oscilação Sul (ENOS) é o principal fator impactante no ciclo hidrológico que causa mudanças na temperatura superficial dos oceanos Atlântico e Pacífico, sendo preponderante na escala interanual e interdecenal (RAMIREZ *et al.*, 2003; VUILLE *et al.*, 2003).

Segundo Maier *et al.* (2013b), a variabilidade do Atlântico Norte efetua grande controle na recarga hídrica no leste da região equatorial, influenciando, portanto, no fracionamento isotópico preservado no Nevado Illimani.

Bernardo (2005) relata a importância da idade da neve/gelo como um parâmetro chave nos recentes estudos ambientais e paleoambientais. O autor afirma que os mantos de gelo/geleiras são camadas sobrepostas de pretéritas precipitações de neve, que com o decorrer do tempo e pelo seu fluxo, transformaram-se em gelo, sendo comprimidas e tensionadas pela força gravitacional. A espessura das camadas tem a tendência em afinar conforme aumenta a profundidade, considerando que, em algumas situações, a espessura das camadas pode aumentar devido a ondulações na topografia de base. Desta forma é importante que a datação de um testemunho do gelo seja executada por métodos complementares para garantir uma maior precisão. Estes métodos são comumente utilizados em combinação para datar camadas de gelo e neve. Os métodos complementares ao qual o autor se refere, são os seguintes: variações sazonais em parâmetros físicos ou químicos; identificação de horizontes de referência; modelos matemáticos do fluxo e deformação do gelo.

3.3. Precipitação na região tropical e ciclo hidrológico

Na região tropical do Brasil observa-se uma faixa de latitude que inclui a região amazônica e a região Nordeste, as quais apresentam clima chuvoso e semiárido, respectivamente. Na região amazônica a chuva mantém a floresta,

enquanto que no Nordeste, embora com a proximidade do oceano e com a entrada dos ventos alísios do mar para a terra durante todo o ano, ocorre grande escassez de chuvas (MARENGO *et al*, 2009).

Durante a estação chuvosa da Amazônia, uma grande quantidade de nuvens está agregada às correntes de ar ascendentes que declinam em grande parte para o Nordeste, bloqueando a formação local de nuvens. Já na Amazônia, o ar que vem do oceano Atlântico passa por vários ciclos de formação de nuvens e precipitação, em um processo de reciclagem que mantém o ar úmido no seu percurso para o sul, paralelo com a Cordilheira dos Andes. Estes ventos são chamados Jatos de Baixos Níveis e favorecem uma conexão aérea entre o ciclo hidrológico da bacia Amazônica e o da bacia dos rios Paraná e Prata (MARENGO *et al*, 2009).

O fenômeno *El Niño* Oscilação Sul (ENOS) tem uma influência direta no Pacífico Tropical, agindo diretamente sobre a costa do Equador, Peru, norte do Chile e, indiretamente, sobre a América do Sul, atingindo também as altas latitudes (GARREAUD *et al*, 2009). A forma triangular do continente, a Cordilheira dos Andes e sua extensão desde os trópicos até as altas latitudes, auxiliam na geração da grande diversidade do clima da América do Sul. Os eventos ENOS são fenômenos do sistema acoplado oceano-atmosfera (DEWES, 2007).

O *El Niño* (EN) é o aquecimento incomum das águas superficiais na parte central e leste do Pacífico Tropical, na região da costa oeste da América do Sul, mais particularmente na costa do Peru (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007), onde ocorrem mudanças na circulação oceânica associadas a ele. Possui uma ligação muito próxima com a Oscilação Sul (SO), à contrapartida atmosférica, provocando um enfraquecimento na entrada dos ventos alísios no continente e na circulação tropical associada.

Durante estes episódios, ocorre um aquecimento da temperatura da superfície do mar (TSM) no Oceano Pacífico Equatorial Central e Leste, provocando o aumento da convecção atmosférica nessas regiões, ao mesmo tempo em que se esfria no Pacífico Oeste, onde a convecção e a precipitação diminuem (GRIMM, 2009). Padrões de umidade são alterados e com isso, ocorrem variações da distribuição das chuvas em regiões tropicais, de latitudes

médias e altas. Devido às mudanças de direção e velocidade dos ventos, o comportamento das massas de ar também se modifica. O *El Niño* é a fase quente do ENOS e a *La Niña* é a fase fria.

De acordo com Reboita *et. al.* (2010) na América do Sul ocorrem oito regimes de precipitação, reconhecidos pelo volume e distribuição temporal das precipitações de acordo com a localização dos regimes, com a quantidade de precipitação (em mm) e sazonalidade. A seguir são citados os regimes de precipitação:

a) (R1) - No Sudoeste da América do Sul, com uma precipitação de 1000–1700 mm anuais (máxima no inverno e mínima no verão);

b) (R2) - No Norte do Chile, noroeste e centro-sul da Argentina, com 350 mm anuais (máximas no inverno e mínimas no verão);

c) (R3) - No oeste do Peru, oeste e sul da Bolívia, norte e centro-leste da Argentina e centro-norte do Paraguai, sendo que ao Norte, a precipitação é de 350-700 mm e ao sul é de 700-1400 mm, com máximas no verão e mínimas no inverno;

d) (R4) - No sul do Brasil, sul do Paraguai e Uruguai, a precipitação anual é de 1050-1750 mm, sendo que as chuvas são homogêneas;

e) (R5) - No noroeste a sudeste do Brasil, incluindo o Equador e norte do Peru, a precipitação anual ao Sul é de 1500 mm e ao Norte é de 2450-3000 mm, com precipitações máximas no verão e mínimas no inverno;

f) (R6) - No norte da Região Norte do Brasil e litoral do Nordeste do Brasil, as precipitações ficam entre 1500-2000 mm, com precipitação máxima no verão e outono e mínimas no inverno e primavera;

g) (R7) - No sertão nordestino do Brasil a precipitação anual varia entre 200-500 mm, sendo que a precipitação máxima ocorre no verão e no outono e a mínima no inverno;

h) (R8) - No norte da América do Sul a precipitação é superior a 1500 mm, com precipitações máximas no inverno austral e mínimas no verão austral.

Os referidos regimes de precipitação estão apresentados na Figura 5.

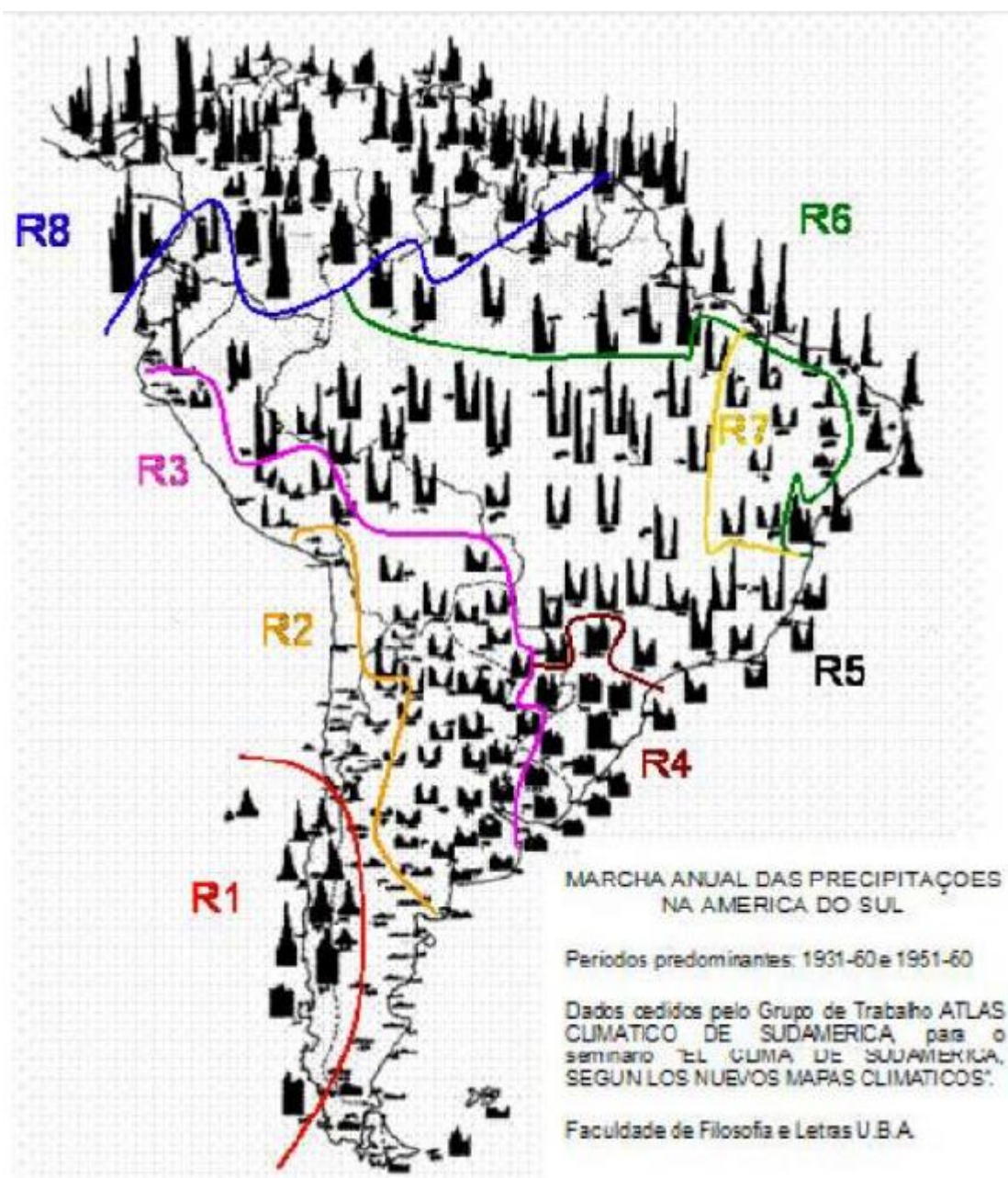


Figura 5. Regimes de precipitação sobre a América do Sul. Fonte: Reboita et. al. (2010).

O volume e a sazonalidade da precipitação estão diretamente relacionados com a atuação dos mecanismos atmosféricos que transportam e elevam a umidade. Em resposta às mudanças sazonais do balanço térmico terrestre, ocorre uma alteração na intensidade, frequência e localização desses mecanismos, como por exemplo, a migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o hemisfério norte, durante o inverno e para o sul durante o verão austral (REBOITA *et. al.*, 2010).

No continente sul-americano ocorrem sistemas atmosféricos de transporte e convergências de umidade, os quais são os responsáveis pela dinâmica das chuvas eventos. A combinação desses mecanismos semifixos de transporte e convergência de umidade na região tropical promove os maiores volumes de chuvas na América do Sul (REBOITA, *et.al.*, 2010). Serão citados a seguir, os principais sistemas que caracterizam a distribuição espacial e temporal da precipitação.

A Zona de Convergência Intertropical do Atlântico (ZCIT) é o sistema mais importante que origina a precipitação sobre a região equatorial dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico. É visualizado em imagem de satélite como uma banda de nuvens convectivas que se estende em uma faixa ao longo da região equatorial (MELO *et. al.*, 2009). Sua formação ocorre na extensão das baixas latitudes, onde acontece a junção dos ventos alísios de nordeste e sudeste, criando uma ascendência de massas de ar, que geralmente são úmidas (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007). Tem papel importante na determinação da estação chuvosa do norte da região Nordeste, devido a sua migração sazonal associada aos fatores que provocam o fortalecimento ou enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste e sudeste (MELO *et. al.*, 2009).

Mendonça e Danni-Oliveira (2007) relatam que a ZCIT é nitidamente observada em imagens de satélite devido à formação de uma massa de nuvens, de algumas centenas de quilômetros de largura, que se formam de acordo com a considerável ascendência zonal onde o céu apresenta-se com uma grande cobertura de nuvens, que resultam em fortes precipitações. A ZCIT é uma característica permanente dos trópicos, e sua posição é observada por uma ou mais faixas de nuvens nas imagens de satélite.

A ZCIT forma um divisor entre as circulações atmosféricas celulares que se localizam nas proximidades do Equador, as células de norte e sul de Hadley; é móvel, em razão do deslocamento que ocorre durante o ano sob a ação do movimento aparente do Sol. Sua posição em março é mais ao sul e em setembro, mais ao norte, com uma diferença sazonal de aproximadamente 50 dias. Sua disposição sazonal e diária depende de alguns fatores, ou seja, a continentalidade ou a maritimidade, relevo e vegetação. A Zona de Convergência Intertropical aproxima-se à descrição da ascendência do ar e a

subsequente formação de acentuada massa de nuvens que evidencia a cintura equatorial do Planeta (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007). Na Figura 6 é possível observar a atuação da ZCIT sobre a região equatorial do Planeta.

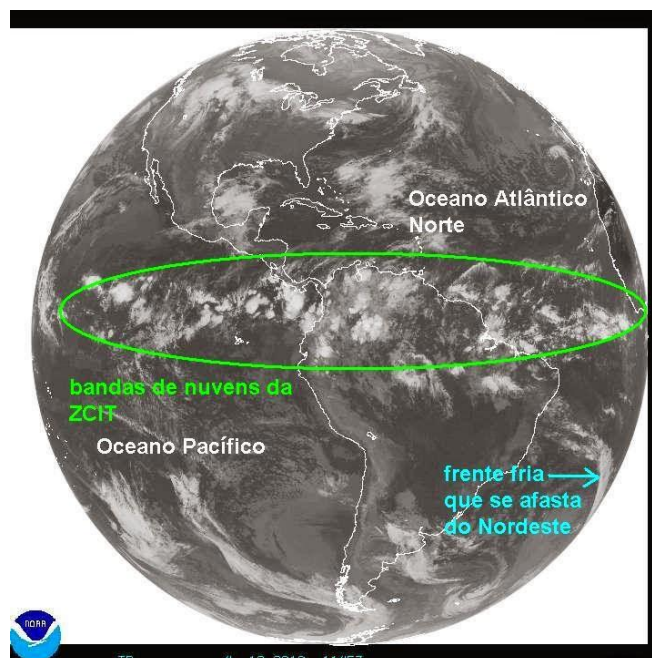


Figura 6. Atuação da ZCIT sobre a região equatorial do Planeta.

Fonte: <http://www.climatempo.com.br/> imagem de 13/04/2010, acesso em 24/11/2015.

Conforme Rao e Hada (1990), as altas temperaturas e os ventos alísios na região equatorial apresentam-se eficientes na dinâmica da evaporação e do transporte de umidade que converge na ZCIT e nos complexos convectivos de mesoescala (CCM). Dessa forma, com a combinação destes mecanismos, formam-se grandes volumes pluviométricos, podendo ultrapassar 2.500 mm no período de um ano. Embora os valores totais anuais de precipitação na região tropical possam ultrapassar 2.500 mm, estes valores também podem manter-se abaixo de 500 mm. Fica evidente, na primeira situação, que o regime pluviométrico forma um complexo ciclo hidrológico sobre o continente, e na segunda situação, é natural a ocorrência de escassez de água, devido à rápida evaporação da água das chuvas, em decorrência das altas temperaturas e dos ventos.

As regiões que recebem abundantes chuvas são as que também recebem os ventos monçônicos, pois através dos jatos de baixos níveis é feito

o transporte da umidade que converge nos complexos convectivos de mesoescala ou na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCAS se origina da intensificação do calor e da umidade provenientes do encontro de massas de ar quentes e úmidas da Amazônia e do Atlântico Sul, na região central do Brasil. Possui uma forma alongada de nebulosidade de orientação NW/SE, facilmente observada em imagens de satélite, estendendo-se do sul da região Amazônica até a região central do Atlântico Sul (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007), conforme demonstrado na Figura 7.

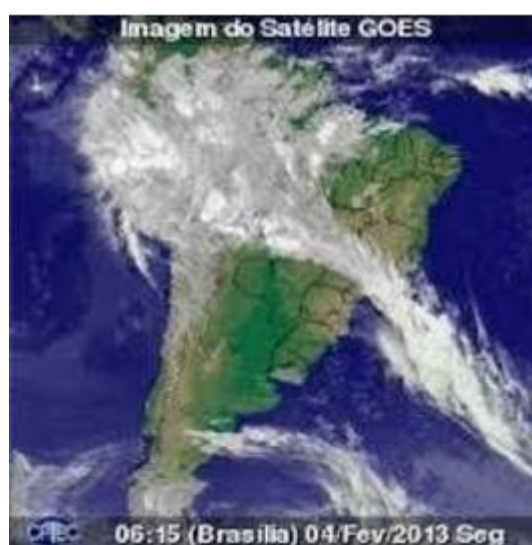


Figura 7. Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Fonte: <http://www.climatempo.com.br/> imagem de 04/02/2013, acesso em 24/11/2015.

Carvalho *et. al.* (2009) afirmam que a intensidade da ZCAS pode ser considerada independente de sua extensão sobre o oceano, ou seja, é possível observar intensa e persistente atividade convectiva sobre o continente sem ocorrer uma correspondente alta atividade convectiva sobre o oceano. Também pode acontecer o contrário, ocorrer uma intensa atividade convectiva sobre o oceano e região Sudeste do Brasil, independentemente do que se observa no interior do continente. Ainda sobre o assunto, é possível acrescentar que esses autores demonstram que a atividade convectiva intensa sobre o oceano ocorre em associação com a propagação de trens de ondas de latitudes médias ligados a distúrbios intrassazonais tropicais.

Quando a convecção é intensa sobre o continente, mas desacoplada da atividade convectiva sobre o oceano, não se observa uma relação clara com a propagação de trens de onda em latitudes médias do Hemisfério Sul, sugerindo que outros fatores, locais ou remotos, ao ocorrer nos trópicos, possam contribuir para essa variabilidade.

Foram observados durante o experimento TRMM/LBA (*Tropical Rainfall Measuring Mission/Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*), que regimes de ventos de oeste e leste estavam associados a mudanças nas características de convecção (CARVALHO E JONES, 2009). Dessa forma, foi desenvolvido por Jones e Carvalho (2002) um estudo climatológico para investigar fases ativas e inativas na monção da América do Sul. Anomalias intrassazonais (10-70 dias) na direção do vento em baixos níveis, em Rondônia, foram usadas para classificar regimes de oeste (W) e leste (E). Composições em regimes de W mostraram ventos de baixos níveis cruzando o Equador em direção sul e fechando em circulação ciclônica sobre a costa da Argentina.

Regiões extensas de convecção e chuva sobre o Altiplano da Bolívia e o norte da América do Sul foram observadas nesses padrões, caracterizando a presença de ZCAS. Em oposição, nos regimes de E, padrões opostos foram observados na circulação, convecção e chuva, caracterizando as situações de ausência ou enfraquecimento de ZCAS (NZCAS). Herdies *et. al.* (2002) analisaram o balanço integrado verticalmente do fluxo de umidade durante o experimento TRMM/LBA, constatando que o transporte de umidade dos trópicos para os extratropicos da América do Sul é mais eficaz durante o regime de ZCAS do que durante o regime de NZCAS.

3.4. Região Amazônica

A bacia amazônica é composta por uma grande variedade de ecossistemas e grande diversidade biológica. Engloba a maior extensão da floresta tropical, com mais de 5 milhões de km e compreende um quarto das espécies animais e vegetais do planeta; a precipitação anual em média é de 2.300 mm e a descarga do Rio Amazonas no Oceano Atlântico é de, aproximadamente, 220.000 m³/s, correspondendo a 18% da descarga total de água doce nos oceanos do planeta (MARENGO E NOBRE, 2009).

A floresta tem grande importância na preservação do equilíbrio dinâmico entre clima e vegetação e seu papel é indispensável na reciclagem do vapor d'água. Existe a hipótese de que a Floresta Amazônica funciona como regulador climático em escala global, agindo como regulador dos balanços de energia e hídrico (MARENGO E NOBRE, 2009). Conforme os autores, a Amazônia brasileira representa 60% de toda a floresta amazônica, a qual se prolonga a outros países da América do Sul, como o Peru, Colômbia e Venezuela.

Na Amazônia, durante o verão, a circulação atmosférica apresenta uma diminuição da pressão atmosférica persistente em torno de 20° e 30°S, na região do Chaco, sobre a Amazônia Central e o Altiplano da Bolívia, no período em que a ZCAS atua com maior intensidade. Marengo e Nobre (2009) afirmam que nessa época do ano as frentes frias que vêm do Sul estão associadas às acentuadas atividades convectivas e às precipitações sobre a região sul e oeste da Amazônia, assim como por um fluxo intenso de umidade da Amazônia para latitudes maiores na América do Sul. Essa umidade é conduzida pelos Andes no lado oriental da cordilheira e é conhecido como Jato de Baixos Níveis (JBN) ao leste dos Andes.

Marengo e Nobre (2009) salientam um importante padrão da circulação equatorial, que são chamados ventos alísios, os quais são responsáveis por transportar a umidade do Atlântico Tropical para a Amazônia, coligados a uma maior pressão atmosférica no Atlântico Tropical Norte, no decorso do verão e outono. Os ventos alísios, ao se depararem com os Andes, sofrem um desvio para sudeste e, se houver uma intensificação desse fluxo, poderá caracterizar um JBN. Nos níveis mais baixos, estes eventos de JBNs poderão alcançar velocidades de vento de até 15m/s e, dessa forma, transportar a umidade da Amazônia até a Bacia do Prata e o norte da Argentina.

Já nos níveis superiores da atmosfera, a Amazônia do Sul é vigorosamente aquecida durante o verão austral, pelo fortalecimento do gradiente zonal de temperatura e do grande fluxo meridional em altos níveis. Durante o inverno, a circulação em altos níveis sofre um enfraquecimento do fluxo sobre os trópicos, ou seja, o jato de alto nível se torna mais intenso e mais próximo do Equador. Em baixos níveis, a ZCIT se desloca mais para o

norte, contíguo com a baixa pressão equatorial e as águas superficiais mais quentes do Atlântico Tropical Norte (MARENGO E NOBRE, 2009).

Ainda de acordo com os autores, a Amazônia exibe significativa heterogeneidade espacial e sazonal das chuvas, sendo a região com maior total pluviométrico, onde é possível observar que a maior pluviosidade se encontra no litoral do Amapá, na foz do Rio Amazonas e no setor ocidental da região, onde as chuvas ultrapassam 5.000 mm/ano. Nessa área são encontrados três núcleos de excessiva precipitação: o primeiro localiza-se no noroeste da Amazônia, com precipitação acima de 3.000 mm/ano, agrega-se à condensação do ar úmido trazido pelos ventos de leste da ZCIT, devido ao levantamento orográfico sobre os Andes, ocorre principalmente no trimestre abril/maio/junho; o segundo localiza-se na parte central da Amazônia (5°S), com chuvas de 2.500 mm/ano, onde a estação chuvosa acontece entre março/abril/maio; o terceiro encontra-se na parte sul da região amazônica, onde as máximas de precipitação ocorrem entre janeiro/fevereiro/março. Porém, deve ser considerado um quarto centro, próximo a Belém, na parte leste da bacia Amazônica, com chuvas superiores a 4.000 mm/ano, com máximas entre fevereiro/março/abril. O quarto centro deve-se às linhas de instabilidade que se formam ao longo da costa, forçadas pela circulação de brisa marítima, geralmente, nos finais de tarde (MARENGO E NOBRE, 2009).

De acordo com os autores, o início da estação chuvosa no sul da Amazônia é na primavera, sendo que os máximos de precipitação acontecem no verão. No outono, os máximos de precipitação decorrem na Amazônia Central, no sentido oeste até a foz do Rio Amazonas. No inverno, na Amazônia Central e do Sul, ocorre a estação seca, entretanto, o máximo da estação chuvosa ocorre no extremo norte da Amazônia. Marengo e Nobre (2009) ainda acrescentam que

Os trimestres mais secos na região Norte mudam progressivamente de setembro/outubro/novembro no extremo norte, para agosto/setembro/outubro, numa longa faixa latitudinal desde o oeste da região Nordeste; para julho/agosto/setembro no vale da bacia Amazônica, sobretudo a oeste, e para junho/julho/agosto na parte sul. Segundo Rao e Hada (1990), estações localizadas no Hemisfério Norte, como Oiapoque (3°N, 60°W), exibem o máximo de chuvas

durante o inverno austral (jun/jul/ago) e o mínimo durante o verão austral (dez/jan/fev).

O início da estação chuvosa tem sido avaliado utilizando-se observações das precipitações diárias e as mudanças nos campos de circulação e convecção. O início e fim da estação chuvosa na Amazônia movem-se progressivamente de sul para norte. A variabilidade interanual do início e fim da estação das chuvas depende dos campos de Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM), no Pacífico ou no Atlântico Tropical. Estes oceanos têm fundamental importância no controle do início e fim da estação chuvosa. A influência da TSM aparenta ter maior intensidade do que o volume de precipitação acumulada na região, durante o início e fim da estação das chuvas (MARENGO E NOBRE, 2009).

3.5. Região Nordeste e Minas Gerais

O Nordeste do Brasil tem uma área de 1.558.196 Km², localiza-se no extremo nordeste da América do Sul, a leste da maior floresta tropical do planeta (KAYANO E ANDREOLI, 2009). É banhado pelo Oceano Atlântico ao norte e leste e, apesar da localização, não possui uma distribuição de chuvas típicas da região equatorial. Possui três tipos de clima, sendo que a precipitação anual varia de 300 a 2.000 mm, os quais são: clima litorâneo úmido (do litoral da Bahia ao litoral do Rio Grande do Norte); clima tropical (em áreas dos Estados da Bahia, Ceará, Maranhão e Piauí); e clima tropical semiárido (em todo o sertão nordestino), sendo que as temperaturas variam entre 20° a 28° (média anual) (KAYANO E ANDREOLI, 2009).

Ainda segundo os autores, o Nordeste brasileiro está sob a influência dos Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS) e do Atlântico Norte (ASAN) e do cavado equatorial que definem o clima da região. O ASAS avança sobre o país de leste para oeste, se fortalecendo com regularidade, iniciando no final do verão do Hemisfério Sul (HS), chegando a sua intensidade máxima em julho, aproximando-se do fim em janeiro. Ao contrário, o ASAN é mais irregular; tem maior consistência em julho, porém, enfraquece em novembro, reintensifica-se até fevereiro, torna-se fraco novamente em abril e outra vez toma força até julho.

Os JBN associados aos sistemas de pressão são os alísios de sudeste, na borda norte do ASAS e, de nordeste, na borda sul do ASAN. Dessa forma, a ZCIT no Atlântico está na região de convergência dos alísios de nordeste e sudeste, retratando movimentos ascendentes, baixas pressões, nebulosidade e chuvas abundantes (KAYANO E ANDREOLI, 2009). As chuvas nessa região apresentam má distribuição temporal no período de um ano e grande variabilidade espaço-temporal, dependendo do sistema atuante. Esta má distribuição temporal é demonstrada por Strang (1972), onde o autor relata que uma alta porcentagem das chuvas anuais ocorre somente em três meses do ano: 60% de novembro a janeiro para o alto e médio São Francisco; mais de 60% de fevereiro a abril na área que inclui o Maranhão, Piauí, Ceará, toda a região semiárida a oeste do Planalto da Borborema até o extremo norte da Bahia; 50% de maio a julho na costa leste do Nordeste brasileiro (KAYANO E ANDREOLI, 2009). As variações dos alísios podem provocar alterações na intensidade e posição da ZCIT (NAMIAS, 1972b). Os Sistemas Frontais (SFs) do HS e do HN podem aumentar a convecção da ZCIT, ao se locomoverem para latitudes equatoriais. A característica mais interessante da convecção na ZCIT pode estar ligada a complexos convectivos que se formam na região da África. Dessa forma, os sistemas de grande escala, como o ASAS e o ASAN, assim como os de escala sinótica, afetam a intensidade da ZCIT, logo, tornam-se os fatores determinantes das chuvas no norte e nordeste do Brasil no outono austral.

De acordo com Kayano e Andreoli (2009), na costa leste do nordeste brasileiro, o escoamento médio e a brisa terramar promovem um máximo noturno ao longo da costa e um máximo diurno até 300 km além da costa. Nessas áreas, as máximas precipitações anuais, que ultrapassam 1.500 mm, concentram-se próximo a região litorânea, devido à influência de brisas que levam nebulosidade, provocando maior concentração de precipitação nessa área.

Devido à utilização dos dados de bases meteorológicas do Estado de Minas Gerais, nesse subcapítulo também será abordado o clima deste estado, para que seja possível a análise das referidas bases. O Estado de Minas Gerais localiza-se na região Sudeste do Brasil, possui uma área de 586.852,35

km². O clima é tropical e em função da altitude, apresenta variações, tais como, tropical de altitude, tropical úmido, entre outros. No extremo norte do estado ocorre o clima semiárido, devido à baixa pluviosidade. As temperaturas médias anuais são superiores a 18°C, com exceção dos planaltos mais elevados do centro-sul do estado, sendo que, no inverno, as temperaturas médias são inferiores a 18°C (Fonte: Portal do Governo de Minas Gerais).

A aproximação ao Trópico de Capricórnio proporciona uma posição geográfica ímpar pois, do ponto de vista climático, a localização lhe favorece um grande fluxo de energia durante todo o ano e uma distribuição irregular da precipitação, entre outros fatores. É possível citar como características condicionantes do clima, a maritimidade/continentalidade - que influencia as condições de temperatura e a disponibilidade de umidade - e a topografia, que apesar de não se caracterizar como de elevada altitude, promove turbulência constante por ser acidentada (NUNES *et al.*, 2009).

Segundo os autores, a distribuição espacial das chuvas é altamente influenciada pela disposição do relevo, pela atuação das frentes polares e pela continentalidade, onde configura quatro zonas de totais pluviométricos diferentes na região Sudeste. As zonas que interessam para este trabalho se referem à segunda zona, que apresenta pluviosidade destacada. Dispõem-se no sentido SE-NW, atingindo o oeste de Minas Gerais, com volumes em torno de 1.500 mm a 1.700 mm anuais. Coincidindo com a topografia da Serra da Canastra (noroeste) e a Serra da Mantiqueira (sudeste), reflete, dessa forma, a orografia na ocorrência das chuvas. Nessa região também se observa a ocorrência do equilíbrio dinâmico entre o anticiclone migratório polar e o sistema de alta pressão do Atlântico Sul, no verão, que por consequência, mantém a permanência das frentes polares, provocando precipitações intensas e prolongadas.

A terceira zona que mantém chuvas mais reduzidas, em torno de 1.250 mm e 1.400 mm, situa-se mais para o interior do continente, no caso, localiza-se mais para o centro-oeste mineiro, onde o fator gerador atuante das precipitações no local é a frente polar (NUNES *et al.*, 2009). A entrada de massas polares torna-se um fator de peso para a alta variabilidade, pois a maior frequência induz a maiores totais pluviais; e quando há uma menor

frequência da atuação das massas polares, ocorrem anos mais secos, devido ao maior domínio dos sistemas intertropicais. Outro fator que tem grande influência na precipitação da região é a configuração e persistência da ZCAS, que tende a dificultar a entrada de massas polares, mantendo-as mais ao sul (NUNES *et al.*, 2009).

3.6. Região Centro-Oeste

A região Centro-Oeste localiza-se no Planalto Central, com uma grande variedade de vegetação, sendo o pantanal sua maior área úmida do mundo, com uma vasta biodiversidade e a vegetação predominante é o cerrado. Sua área é em torno de 1.607.000 Km², sendo formada pelos Estados de Goiás, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso e o Distrito Federal (ALVES, 2009).

Devido à diversidade dos fatores geográficos (latitude, relevo, vegetação entre outros), a região possui uma complexa variabilidade climática, sobretudo em relação à temperatura. A distribuição espacial e temporal da precipitação também é um fator marcante da região, isto é, o inverno é seco e com temperaturas amenas, enquanto que o verão é extremamente quente e chuvoso. Na região Centro-Oeste existe três tipos de climas: Cwa - temperaturas moderadas com verões quentes e chuvosos (áreas altas de Goiás e sul do Mato Grosso do Sul); Aw - temperaturas elevadas, chuva no verão e seca no inverno (prevalece em todos os estados); e Am - temperaturas elevadas com alto índice pluviométrico (na parte norte do Mato Grosso), de acordo com a classificação de Köppen (ALVES, 2009).

As características climáticas da região sofrem influência dos sistemas atmosféricos de origem tropical e extratropical, devido sua localização ser no subtropical, ou seja, o setor norte da região recebe influência dos sistemas que atuam na região amazônica e o setor sul recebe a dinâmica dos sistemas extratropicais, assim como dos sistemas frontais (ALVES, 2009). A grande variabilidade de chuvas na região tem ampla relação com as condições atmosféricas decorrentes da interação entre diversas escalas temporais e espaciais, desde a escala planetária à escala local. A distribuição espacial da precipitação ocorre em média de 1.500 mm/ano, o que torna essa uma característica marcante da região, entretanto, no norte do Mato Grosso verifica-

se um acúmulo de precipitação anual de 1.800 mm/ano. Estes altos níveis de precipitação resultam das influências de sistemas da Amazônia.

Alves (2009) afirma que o regime de precipitação do Centro-Oeste possui variação sazonal, definidos por pelo menos dois regimes: uma estação seca no inverno (junho/julho/agosto) e uma estação chuvosa no verão (dezembro/janeiro/fevereiro), o que estabelece duas estações bem definidas. Mais de 70% do total de precipitação ocorre no verão e outono, ao passo que os meses de inverno são extremamente secos. As chuvas significativas têm início a partir da primeira quinzena de outubro (ALVES *et.al.*, 2005; GAN; RAO; MOSCATI, 2005), expandindo-se até março, acumulando totais superiores a 200 mm/mês. Essas precipitações estão relacionadas aos sistemas frontais vindos do sul, onde se organizam e interagem com a convecção local. Já os períodos de seca vão de maio a setembro, sendo que os totais acumulados não excedem 50 mm/mês.

3.7. Bolívia

A Bolívia é um país localizado na AS, no Altiplano, que é uma bacia sedimentar com uma altitude média de 3.600 m acima do nível do mar. No norte do Altiplano localiza-se o Lago Titicaca, que é o maior lago de altitude do planeta (SANCHES, 2014). Devido sua localização, a Bolívia recebe umidade procedente da bacia Amazônica (PERES e MAIER, 2016), e é onde fica situado o Nevado Illimani, objeto deste estudo. Conforme Ribeiro (2014), por intermédio da evapotranspiração, a bacia e a Floresta Amazônica tem influência na ocorrência de chuvas sobre os Andes, fazendo com que, devido à diminuição das chuvas e somando-se a elevação da temperatura global, provoca uma modificação no comportamento das geleiras.

Na Bolívia o clima apresenta duas estações anuais bem definidas, o inverno é seco e o é verão úmido, variando entre 70 a 80% da precipitação anual. Isso ocorre devido à influência da ZCIT, que se desloca para sul e que permite a entrada de massas de ar úmidas provenientes do Oceano Atlântico. Considerando também, a entrada dos ventos de leste e sudeste, o que colabora para a formação de nuvens na região durante o verão. No inverno, a ZCIT se move para norte permitindo assim, a entrada de ventos secos oriundos do leste do Pacífico. Também pode acontecer a entrada de massas de ar polar

(nos meses de julho e agosto) que tem origem em regiões de altas latitudes (RIBEIRO *et. al.*, 2010).

Nos verões de *El Niño* a precipitação tende a diminuir na Bolívia, mas no ano seguinte ao evento, a estação das chuvas normalmente apresenta anomalias positivas de precipitação. Essa alteração térmica do Oceano Pacífico Oriental atinge de maneira direta o balanço de massa das geleiras (RIBEIRO *et. al.*, 2010).

3.8. Variabilidade Climática na Região Tropical

Em escalas de tempo interanuais, o fenômeno *El Niño* tem um desempenho fundamental na variabilidade da monção na América do Sul e na ZCAS, até mesmo na ocorrência de eventos extremos de precipitação. Marengo (2006) afirma que os fenômenos *El Niño* e *La Niña* sobre o Pacífico Equatorial e o gradiente meridional de anomalias da TSM sobre o Atlântico Tropical, regulam conjuntamente uma grande parte da variabilidade interanual do clima sobre a América do Sul. Estes fenômenos caracterizam-se pelo aquecimento/esfriamento das águas superficiais do Oceano Pacífico Tropical Central e Leste. Conforme o autor, o gradiente de pressão entre o Pacífico Central e do Oeste (chamado “oscilação sul”), experimenta variações associadas ao aquecimento ou esfriamento do Pacífico Equatorial. Essa relação entre o comportamento de anomalias de TSM no Pacífico Tropical e as mudanças na circulação atmosférica resultante deste aquecimento, estabelece a interação oceano-atmosfera citado na literatura como ENOS (*El Niño* Oscilação Sul), ou seja,

El Niño é um fenômeno atmosférico-oceânico caracterizado por um aquecimento anormal das águas superficiais no oceano Pacífico Tropical, e que pode afetar o clima regional e global, mudando os padrões de vento a nível mundial, e afetando assim, os regimes de chuva em regiões tropicais e de latitudes médias

(Fonte: <http://enos.cptec.inpe.br/>).

O aquecimento das águas superficiais no Pacífico Central interfere no regime de ventos sobre toda a região equatorial do Pacífico (MARENGO, 2006). As nuvens que normalmente produzem chuvas abundantes na parte oeste do Pacífico deslocam-se para leste, para o Pacífico Central, direcionando-se para a costa oeste da América do Sul, trazendo as chuvas

para o deserto peruano. Conforme ocorre a mudança de posição das chuvas no Pacífico, mudanças vão ocorrendo nas condições climáticas de várias regiões continentais ao redor do mundo, em decorrência da excessiva quantidade de energia no processo de formação das precipitações. Em algumas regiões constatam-se temperaturas mais elevadas que o normal, enquanto que em outras ocorre frio em excesso (MARENGO, 2006).

Porém, pode acontecer o contrário, ou seja, o aquecimento anormal do Pacífico Oeste e o resfriamento das águas superficiais na parte central do Pacífico, possivelmente atingindo a costa do Peru. Esse fenômeno é chamado *La Niña*, e ocorre com menor frequência que o *El Niño*.

La Niña representa um fenômeno oceânico-atmosférico com características opostas ao *El Niño*, e que se caracteriza por um esfriamento anormal nas águas superficiais do Oceano Pacífico Tropical. Alguns dos impactos de *La Niña* tendem a ser opostos aos de *El Niño*, mas nem sempre uma região afetada pelo *El Niño* apresenta impactos significativos no tempo e clima devido à *La Niña*.
(Fonte: <http://enos.cptec.inpe.br/>).

Na Figura 8 estão representadas as condições que indicam a presença do fenômeno *El Niño*, *La Niña* e para anos normais.

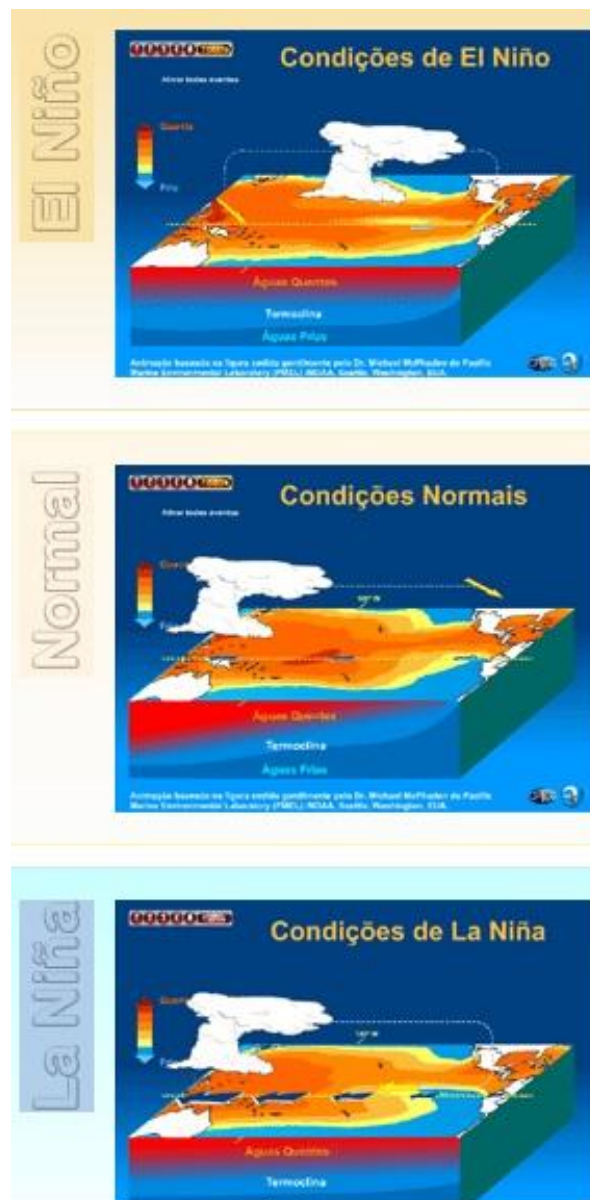


Figura 8. Fenômeno El Niño, anos normais e fenômeno La Niña.

(Fonte: <http://enos.cptec.inpe.br/>). Acesso em 12/06/2017.

Marengo (2006) afirma que em anos de *La Niña*, os ventos alísios no Pacífico são mais intensos que a média climatológica, mas geralmente o episódio inicia seu desenvolvimento em meados do ano, e no final desse mesmo ano, atinge sua máxima intensidade e se dispersa cerca de seis meses depois. Normalmente, as anomalias climáticas associadas ao fenômeno *La Niña* são inversas às anomalias observadas no *El Niño*.

O fenômeno *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS) sobre o Pacífico Equatorial articula com o Oceano Atlântico Tropical uma grande parte da variância

interanual do clima sobre a Amazônia. A combinação das circulações atmosféricas anômalas, induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical, influenciam o posicionamento latitudinal da ZCIT sobre o Atlântico, afetando a distribuição das chuvas sobre a bacia do Atlântico e o norte da América do Sul. Mesmo que a variabilidade interanual das TSMs e dos ventos sobre o Atlântico seja menor do que a variabilidade observada no Pacífico, esta desempenha grande influência na variação do clima sobre a região Norte (MARENGO e NOBRE, 2009).

Durante a influência do *El Niño* são observadas grandes secas na Índia, no Nordeste do Brasil, na Amazônia, entre outras regiões, o que se supõe sejam em decorrência do fenômeno. Da mesma forma, ocorrem enchentes no Sul e Sudeste do Brasil, no Peru e no Equador; em algumas regiões as temperaturas são mais elevadas do que o normal, como por exemplo, as regiões Central e Sudeste do Brasil, durante o inverno, enquanto que em outras regiões, faz frio e neve em excesso.

Kayano e Andreoli (2009) afirmam que as variações interanuais das chuvas no Nordeste brasileiro têm ligação com o fenômeno *El Niño*. As teleconexões do ENOS são estabelecidas por meio de trens de onda, via latitudes médias e altas, ou por meio de circulações Leste-Oeste do tipo de Walker, associadas a aquecimentos na área tropical, via latitudes tropicais. Walker (1928) documentou a coincidência entre o aquecimento anormal das águas superficiais do Pacífico Equatorial Leste e as secas do Nordeste do Brasil, através de uma equação de regressão para prever secas nessa região. A consequência é principalmente notada no setor norte do Nordeste do Brasil, cujas anomalias negativas (positivas) de precipitação são associadas a episódios de *El Niño* (*La Niña*).

Zhou e Lau (2001) relatam que, em anos de *El Niño*, o ramo descendente sobre o NEB está relacionado com ambas às circulações de Walker, deslocadas para leste, e a de Hadley, que se forma em ambos os lados do equador, na área do Atlântico Tropical. Embora existam estudos referentes a outros autores sobre essas anomalias, nos últimos anos, a interpretação mais aceita é que a variabilidade de TSM do Atlântico Tropical

seja o fator determinante das anomalias de precipitação no NEB, enquanto o ENOS, em algumas ocasiões pode reforçá-las e, em outras, enfraquecê-las.

4-METODOLOGIA

4.1. Dados

4.1.1. 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 ($16^{\circ}37'\text{S}$, $67^{\circ}46'\text{W}$ e 6350 m), o qual se situa na cordilheira Oriental dos Andes, na Bolívia, próximo da capital La Paz e do Lago Titicaca. 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* e os demais são gelo da geleira. É composto por precipitações desde o Último Máximo Glacial, que se acumulou com uma taxa média de 580 mm por ano, porém com grande variabilidade temporal (KNUSEL *et al.*, 2002). Os primeiros 50 m do testemunho de gelo originam-se do acúmulo de neve precipitada entre o período 1929–1998 (RAMIREZ *et al.*, 2003).

A datação do testemunho foi realizada através da análise de múltiplas variáveis (*multi-proxy analysis*) comparando 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 (KNUSEL *et al.*, 2003).

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 os

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 utilizada uma função de interpolação do Matlab para estimar a variação do $\delta^{18}\text{O}$.

4.1.2. Precipitação

Os totais mensais da precipitação foram coletados em 37 estações meteorológicas, conforme demonstrado na Tabela 1 e distribuídas ao longo da região tropical do continente sul-americano, demonstrado na Figura 9. Os dados da tabela foram disponibilizados pela Agência Nacional das Águas - ANA (Brasil) e pelo Serviço Nacional de Meteorologia e Hidrologia (Bolívia).

Tabela 1. Lista das estações meteorológicas observadas.

Região	Estação - Estado (lat - long)
Amazonas	Altamira - PA (-3.21, -51.79); Benjamin Constant - AM (-4.38, -70.03); Belém - PA (-1.44, -48.44); Boa Vista - RR (1.18, -60.65); Conceição do Araguaia - PA (-8.26, -49.26); Laranjal do Jarí - AP (-0.57, -52.58); Macapá - AP (-0.05, -51.11); Manicoré - AM (-5.82, -61.3); Óbidos - PA (-1.90, -55.52); Palmas - TO (-10.72, -48.42); Porto Velho - RO (-8.77, -63.92).
Nordeste do Brasil e Minas Gerais	Carolina - MA (-7.33, -47.47); Curaçá - BA (-8.98, -39.9); Iguatu - CE (-6.37, -39.3); Imperatriz - MA (-5.54, -47.48); Inhambupe - BA (-11.78, -38.35); Juazeiro - BA (-9.41, -40.50); Nova Viçosa - BA (-17.81, -39.66); Santa Rita de Cássia - BA (-11.01, -44.53); Teresina - PI (-5.08, -42.82); Grão Mogol - MG (-16.87, -42.9); Guaxupé - MG (-21.29, -46.70); Manga - MG (-14.76, -43.93); Teófilo - MG (-17.85, -41.52).
Centro-Oeste do Brasil	Catalão - GO (-18.17, -47.96); Cuiabá - MT (-15.62, -56.11); Diamantino - MT (-14.41, -56.45); Goiânia - GO (-16.67, -49.26); Goiás - GO (-15.94, -50.14); Ponta Porã - MS (-22.53, -55.72).

Bolívia

Arani - SC (-16.43, -64.25); Capinota - EB (-16.28, -65.74);
Cobija Aeropuerto - P (-10.96, -67.22); Padilla - SC (-18.70, -
63,70); San Calixto - LA (-15.50, -67.87); Tarabuco - SC (-
18.82, -64.09); Villa Serrano - SC (-18.88, -63.68).



Figura 9. Localização das Estações Meteorológicas observadas.

Fonte: Agência Nacional das Águas – ANA (Brasil) e Serviço Nacional de Meteorologia e Hidrologia (Bolívia).

A fim de complementar as séries de precipitação observadas, foram integradas bases de dados modelados disponibilizados pela Universidade de *Delaware*. Essa base compila observações da rede global de climatologia histórica e interpola esses dados em uma grade de $0,5^\circ$ de latitude e longitude (MATSUURA e WILLMOTT, 2009). A normal climatológica 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.

Os dados que completaram as séries históricas são oriundos da interpolação linear da grade acima descrita, sendo aceitos com uma confiabilidade de 95%, quando comparado com as observações.

Anomalias da precipitação foram utilizadas nas análises, as quais foram obtidas pela subtração da média mensal das amostras. Essa subtração retira o ciclo sazonal e maximiza os efeitos das perturbações do ciclo da precipitação. Adicionalmente, as séries foram divididas conforme as estações sazonais, com a seguinte distribuição temporal:

- a) Verão: dezembro/janeiro/fevereiro;
- b) Outono: março/abril/maio;
- c) Inverno: junho/julho/agosto;
- d) Primavera: setembro/outubro/novembro.

4.2. Técnicas estatísticas

4.2.1. Análise de dependência por regressão

A análise de dependência foi utilizada para investigar a possibilidade de estimar a precipitação pretérita na América do Sul utilizando dados do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani. A sobreposição temporal das duas amostras ocorre no período entre 1929–1998. Conforme Lattin *et al.* (2011) essa análise possuiu quatro fases sequenciais, tais como:

- a) Elaboração dos diagramas de dispersão;
- b) Identificação das equações matemáticas de regressão;
- c) Mensuração do erro;
- d) Avaliação da confiabilidade das estimativas por regressão.

Os diagramas de dispersão são representações gráficas da variável independente ($\delta^{18}\text{O}$) no eixo horizontal X e da variável dependente (precipitação) no eixo vertical Y. Desta maneira, torna-se possível visualizar o grau de dependência das variáveis segundo a magnitude das amostras, assim como o melhor ajuste da equação matemática de regressão (Eq. 1). Essas equações foram identificadas no aplicativo ajuste de curva (*curve fitting*) do programa Matlab. Além disso, aplicou-se a regressão linear (Eq. 2) e calculou-se a diferença entre a estimativa e o valor real da variável dependente (erro).

$$\text{Regressão Linear: } y=p1*X+p2 \quad \text{Eq. 2}$$

onde p_1 é o fator de multiplicação e p_2 o fator de adição.

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

Em primeira análise foi mensurada a correlação de todas as séries temporais da precipitação com a série do $\delta^{18}\text{O}$, elaborando-se gráficos de dispersão, que não geraram resultados satisfatórios em pesquisas anteriores. Na sequência, operacionalizou-se a mesma técnica para analisar as séries fracionadas, isto é, de acordo com as estações sazonais. Além disso, as séries temporais da precipitação foram filtradas com o uso da média móvel de 3 a 12 meses, sendo selecionada a série filtrada com maior correlação com o $\delta^{18}\text{O}$.

As séries temporais da precipitação com maiores índices de correlação, quando comparadas com o $\delta^{18}\text{O}$, foram submetidas à análise de dependência por regressão, sendo que os gráficos e as equações representam duas relações, correlação positiva e negativa. A interpretação das equações, gráficos de dispersão e a mensuração do erro permitem a análise da possibilidade da reconstrução da precipitação pretérita utilizando o $\delta^{18}\text{O}$.

5- RESULTADOS

Neste capítulo serão demonstrados os resultados desta dissertação através de gráficos, onde são apresentadas a razão isotópica, as anomalias da precipitação e a relação entre a razão isotópica e a precipitação. Estes fenômenos estão retratados em três tipos de gráficos, para cada estação meteorológica, as quais foram analisadas as informações e interpretados os gráficos, conforme os seguintes tipos:

- a. O primeiro gráfico representa a anomalia da precipitação, onde o eixo horizontal representa a série temporal (1929-1998) e o eixo vertical as anomalias da precipitação;

- b. O segundo gráfico demonstra a relação entre os isótopos e a precipitação, onde o eixo horizontal reproduz a razão isotópica e o eixo vertical as anomalias da precipitação;
- c. No terceiro gráfico, a linha zero simboliza os resíduos que representam os erros entre a reta de regressão e as amostras do gráfico superior. Salienta-se que quando há uma grande dispersão de pontos é gerado um grande resíduo (erro).

As informações para a caracterização dos fenômenos *El Niño* e *La Niña* foram retiradas da página do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), conforme tabela de últimas ocorrências dos referidos fenômenos, de acordo com o período analisado neste trabalho (de 1929 a 1998).

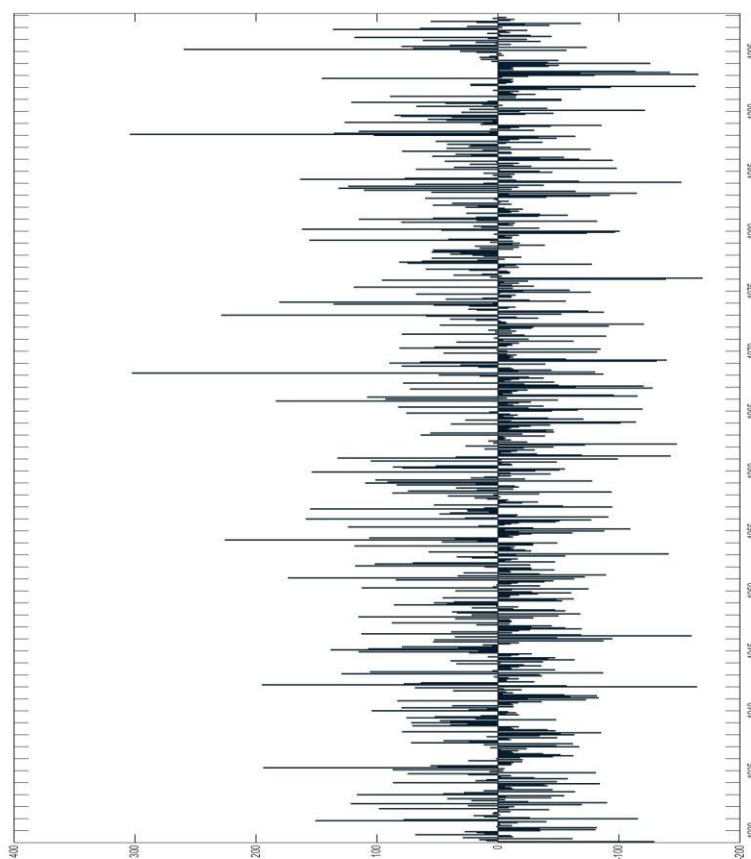
5.1. Análise dos Gráficos de Anomalias da Precipitação

Estação 1: Altamira (PA)

A região de Altamira está localizada na região leste da Amazônia onde a precipitação excede 4.000 mm/ano. As anomalias positivas e negativas apresentadas ao longo desta série temporal indicam que houve uma variação muito acentuada no volume de chuvas, as anomalias máximas chegaram a 300 mm/mês nessa região e percebe-se um pico de precipitação no verão de 1968 e 1988, onde foi observado um *El Niño* moderado, assim como nos anos de 1966 e 1995 que a anomalia da precipitação alcançou 150 mm e 260 mm/mês, respectivamente. Em 1939, 1941 e 1983 observa-se um *El Niño* e uma diminuição na precipitação de 100 mm/mês. Em 1990 a 1993, ocorreram anomalias de 40 a 150 mm/mês, sendo considerados anos de forte ocorrência de *El Niño*, enquanto que a maior magnitude da anomalia negativa nesta série chegou a aproximadamente 180 mm/mês no verão de 1976. Observa-se nos verões de 1964 e 1965 um *La Niña* moderado, quando há anomalia de -100 mm/mês e em 1984 chegando a -150 mm/mês. Entre os anos de 1995 e 1996, foi observado um *La Niña* fraco, com anomalias de precipitação de -50 mm/mês. Os campos de Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (ATSMs) atuam com um comportamento ativo no controle do início e do fim da estação chuvosa na região, fazendo com que o aquecimento das águas superficiais do Pacífico Equatorial influencie diretamente na precipitação da

região. O fenômeno *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS) sobre o Pacífico Equatorial, conjuntamente com o Oceano Atlântico Tropical, é responsável por uma grande parte da variação interanual do clima sobre a Amazônia. Visto que esses fenômenos alteram a posição e intensidade da Zona de Convergência Intertropical, predomina o deslocamento para norte/sul quando o aquecimento/resfriamento dos oceanos do hemisfério norte, causando seca/chuva acima da média no hemisfério sul e chuva acima da média/seca no hemisfério norte.

Figura 10. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Altamira/PA.



Estação 2: Benjamin Constant (AM)

A região de Benjamin Constant localiza-se a noroeste da Região Amazônica, onde normalmente ocorrem chuvas acima de 3.000 mm/ano.

Encontra-se nessa região condensação do ar úmido transportado pelos ventos de leste da ZCIT e que sofrem elevação orográfica sobre os Andes. Observa-se que nos verões de 1968 e 1988 a máxima anomalia positiva ultrapassou 300 mm/mês, quando constata-se os picos de precipitação. Nos verões de 1958 e 1959 constata-se um *El Niño* forte, havendo uma diminuição das chuvas, o que é conhecido como impacto do ENSO, levando-se em conta que em anos de *El Niño*, ocorrem secas na Amazônia. A anomalia negativa máxima foi no verão de 1976, chegando a aproximadamente 170 mm/mês, o que demonstra os maiores períodos de seca nesta série. Observa-se no período equivalente as máximas positivas representadas na Figura 11, que 1968 e 1988 foram anos de *El Niño* moderado, enquanto que no ano de 1976 foi de forte ocorrência de *La Niña*.

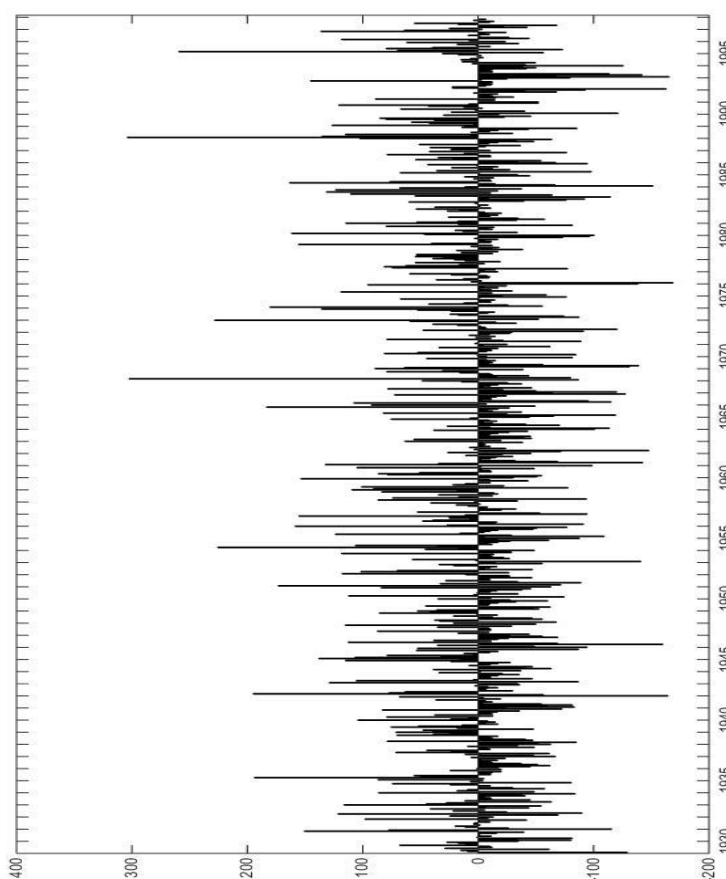


Figura 11. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Benjamin Constant/AM.

Estação 3: Belém (PA)

Localizada na região leste da Amazônia, onde a precipitação excede 4000 mm, observa-se que a anomalia máxima positiva chegou a quase 350 mm/mês em 1977 enquanto que a anomalia negativa máxima chegou a aproximadamente, -180 mm/mês em 1978. Belém localiza-se a leste da bacia Amazônica, região na qual são de fortes precipitações, porque ocorrem linhas de instabilidade que se formam ao longo da costa nos fins de tarde, forçadas pela circulação da brisa marítima. Em 1941 foi observada uma forte ocorrência de *El Niño*, com uma seca, com precipitações que não alcançaram 50 mm/mês. Em 1973 observa-se que foi um ano de forte incidência do *El Niño*, assim como em 1992, com chuvas abaixo de 100 mm/mês. O fenômeno *La Niña* foi observado com forte ocorrência entre os anos de 1948 a 1951, com chuvas entre 100 mm/mês e 200 mm/mês. Entre os anos de 1983 e 1984 foi observado um *La Niña* fraco e em 1998, um *La Niña* moderado, no qual as chuvas ficaram em torno de menos de 100 mm/mês.

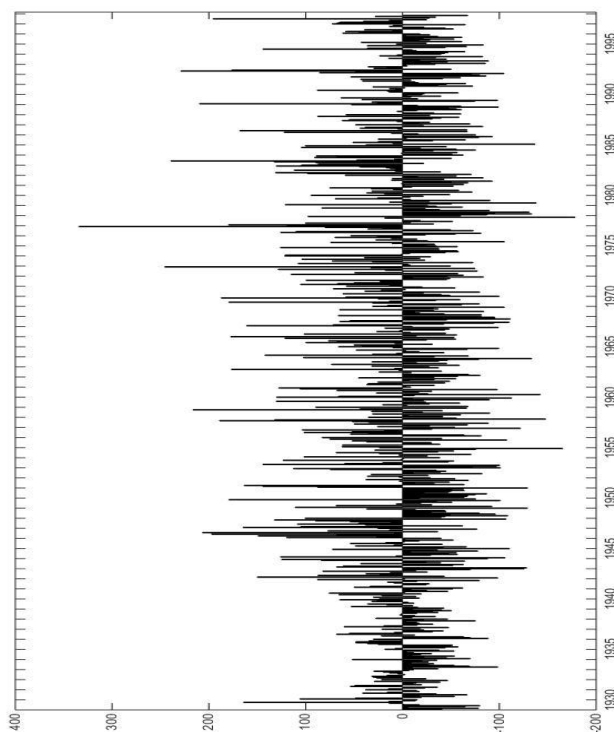


Figura 12. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Belém/PA.

Estação 4: Boa Vista (RR)

A estação meteorológica localizada em Boa Vista (RR) encontra-se na região noroeste da Amazônia, com chuvas acima de 3.000 mm/ano. A precipitação na região é compreendida como resposta à flutuação dinâmica dos núcleos permanentes de convecção na região. De acordo com a Figura 13, verifica-se que as anomalias positivas máximas são em torno de 400 mm/mês nos anos de 1964 e 1990. Em 1990 foi registrado um forte *El Niño*, assim como em 1949 e 1951 houve anomalias em torno de -150 mm/mês, enquanto a anomalia negativa máxima chegou a -200 mm/mês em 1992. Os anos de 1940 e 1941 foram anos de forte incidência de *El Niño*, com anomalias de -100 mm/mês. Observa-se que em 1929 e de 1983 a 1985, assim como nos anos de 1995 e 1996, foi registrado uma fraca ocorrência de *La Niña*, com anomalias de 100 mm/mês.

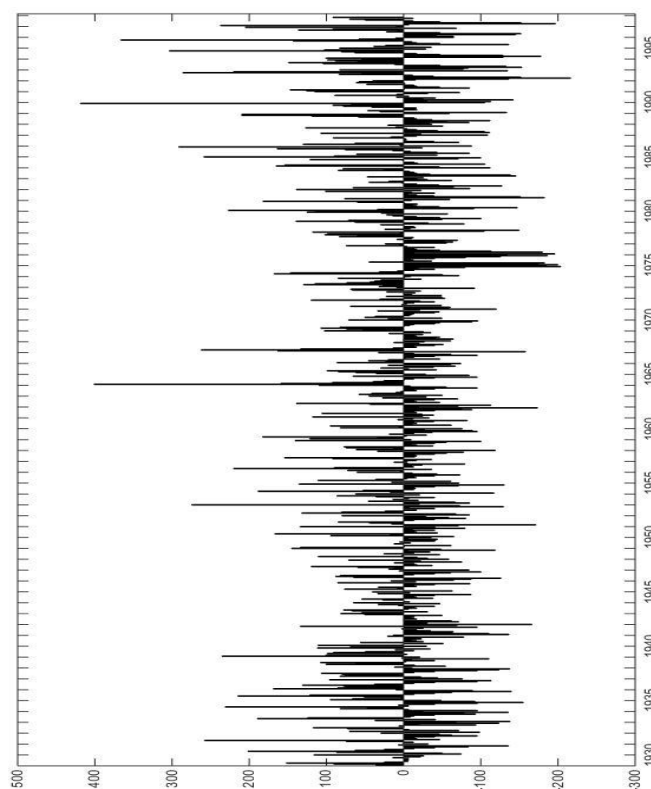


Figura 13. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Boa Vista/RR.

Estação 5: Conceição do Araguaia (PA)

A estação de Conceição do Araguaia (PA) está localizada na região leste da Amazônia, as chuvas nessa região possivelmente se formam em decorrência das linhas de instabilidade que tem formação ao longo da costa. De acordo com a Figura 14, verifica-se que no ano de 1980 observa-se um pico de anomalia máxima positiva próximo de 400 mm/mês e em 1949 um pico de anomalia negativa máxima de aproximadamente -400 mm/mês. No verão de 1949 houve uma forte ocorrência de *La Niña*, o que caracteriza fortes chuvas na região amazônica. De 1939 a 1941 observa-se que foram anos de forte ocorrência de *El Niño*, com precipitações abaixo de 100 mm/mês e uma ocorrência moderada nos anos de 1946 e 1947 e em 1968 a 1970, observa-se uma moderada ocorrência de *El Niño*, com anomalias de 100 mm/mês. Em 1970 foi registrada uma ocorrência moderada de *La Niña*, com anomalias de quase 200 mm/mês. Nos anos de 1983 a 1985 assim como em 1995 e 1996, houve um fraco episódio de *La Niña*, não alcançando os 100 mm/mês.

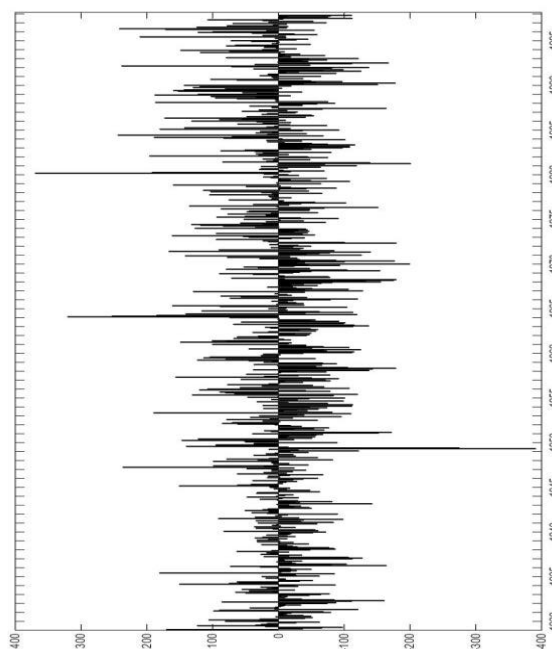


Figura 14. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Conceição do Araguaia/PA.

Estação 6: Laranjal do Jari (AP)

A estação meteorológica de Laranjal do Jari encontra-se localizada no norte da região amazônica onde se observa um clima equatorial chuvoso, com precipitação acima de 5.000 mm/ano, sem estação seca. Observa-se uma anomalia positiva máxima no verão de 1971, em torno de 380 mm/mês e uma anomalia negativa máxima de aproximadamente -330 mm/mês no verão de 1981. Em 1939 registrou-se uma forte ocorrência de *El Niño*, com chuvas abaixo de 50 mm/mês, assim como em 1957 e 1959. O fenômeno *El Niño* moderado ocorreu em 1965 e 1970 com anomalias de -200 mm/mês. Entre 1976 e 1977 registrou-se um fenômeno *El Niño* fraco, ocorrendo anomalias de -200 mm/mês. Houve uma forte ocorrência do fenômeno *La Niña* no verão de 1951, com anomalias de 200 mm/mês e no verão de 1954 com maior impacto, chegando a quase 300 mm/mês. No verão de 1964 foi observado um fenômeno *La Niña* moderado, com chuvas acima de 100 mm/mês.

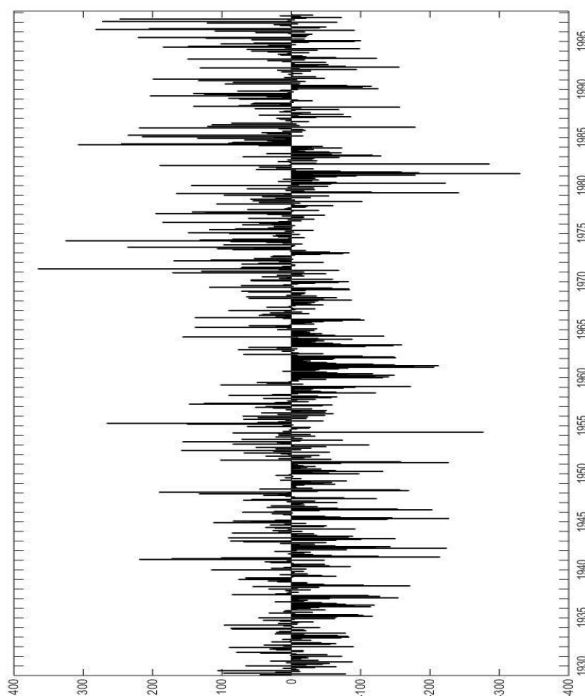


Figura 15. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Laranjal do Jari/AP.

Estação 7: Macapá (AP)

Macapá está localizada no extremo norte do Brasil e seu clima é o equatorial chuvoso, onde a precipitação excede 5.000 mm/ano. Revela um clima bastante sazonal, com grandes volumes de precipitação no primeiro semestre do ano, diminuindo gradativamente até formar uma curta estação seca (TAVARES, 2014). Devido a sua localização, sofre influência direta da ZCIT, o que faz com que ocorra grande quantidade de chuvas. De acordo com a Figura 16, verifica-se vários anos de anomalias positivas, com um pico maior no verão de 1988 e anomalia positiva máxima de aproximadamente 300 mm/mês. A anomalia negativa máxima ultrapassou -200 mm/mês no verão de 1983. Foi registrada uma forte ocorrência de *El Niño* em 1959 com anomalias de -50 mm/mês, assim como em 1972, 1982 e 1983. Em 1997 e 1998, também foram anos de grande impacto do *El Niño* na região, com baixa precipitação no período. O *La Niña* é percebido com grande relevância no ano de 1951, quando houve forte ocorrência do fenômeno. No verão de 1965 e 1970 é observada uma moderada ocorrência de *La Niña*, chegando a aproximadamente 180 mm/mês.

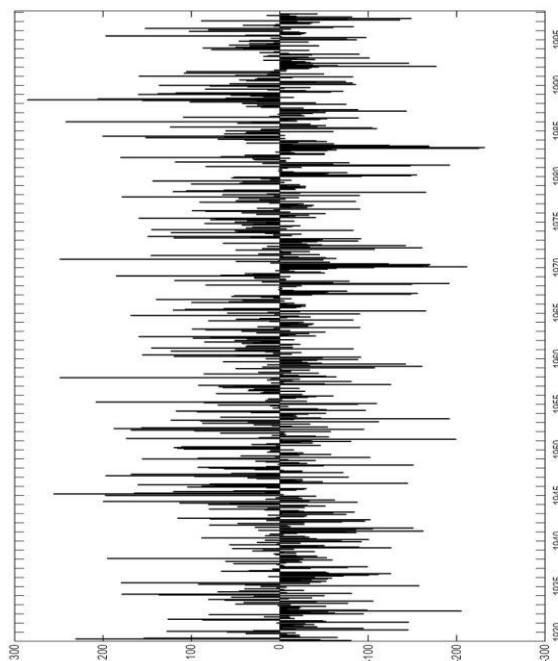


Figura 16. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Macapá/AP.

Estação 8: Manicoré (AM)

Manicoré localiza-se na região central da Amazônia, com precipitações em torno de 2.500 mm/ano. De acordo com a Figura 17 verifica-se que no verão de 1990 ocorreu o maior pico de precipitação, com a anomalia positiva máxima de 400 mm/mês. Constata-se que entre o verão de 1939 a 1941 e 1982 houve uma acentuada atividade de chuvas, sendo que estes foram anos de forte *El Niño*, com anomalias de quase 300 mm/mês. Nos verões de 1932 e 1994 observa-se a incidência de um *El Niño* moderado, onde a anomalia ficou em torno de 150 a 180 mm/mês. Em relação a *La Niña*, constata-se que no verão de 1983 e no ano de 1985 as anomalias negativas máximas, alcançaram -250 mm/mês. No verão de 1938, 1939, de 1954 a 1955, em 1973 e 1976, ocorreu um forte *La Niña*, com anomalias de -50 mm/mês, assim como nos anos de 1988 e 1989. Em 1970 observa-se um *La Niña* moderado, com anomalias de 100 mm mensais. Nos verões de 1983 e 1985 foi observada uma fraca incidência de *La Niña*, com anomalias de 200 mm/mês.

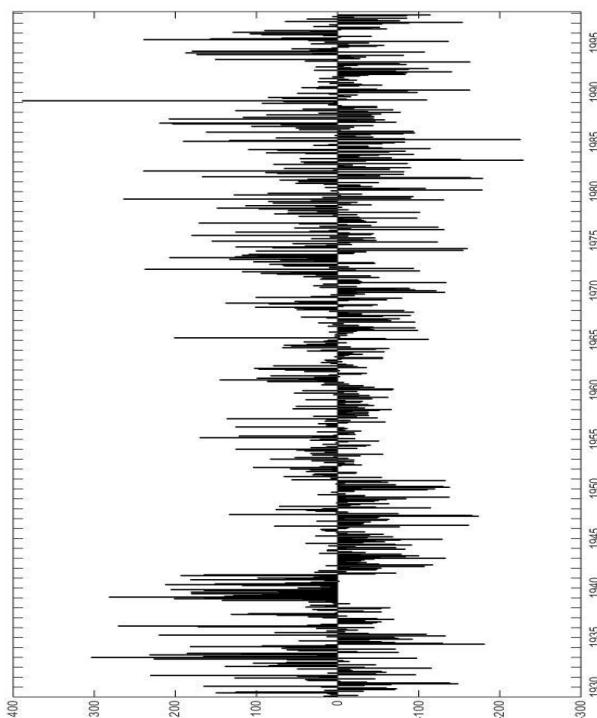


Figura 17. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Manicoré/AM.

Estação 9: Óbidos (PA)

Óbidos é um município que se localiza na parte leste da bacia Amazônica, tem um clima equatorial chuvoso, praticamente sem estação seca. A precipitação anual é superior a 4.000 mm, este número ocorre, possivelmente, às linhas de instabilidade que se formam ao longo da costa, forçadas pela circulação da brisa marinha no decorrer do final de tarde (MARENGO; NOBRE, 2009). De acordo com a Figura 18 verifica-se uma anomalia positiva máxima que ocorreu no final do ano de 1995, chegando a quase 500 mm/mês. Em 1939, 1972, 1990, 1993 e 1998 houve uma forte ocorrência de *El Niño*, com anomalias de 100 mm/mês. A anomalia negativa máxima alcançou 200 mm/mês no verão de 1990. No final do ano de 1989 houve uma ocorrência de forte *La Niña*, com anomalias de -200 mm mensais e em 1950 chegando a quase -200 mm/mês.

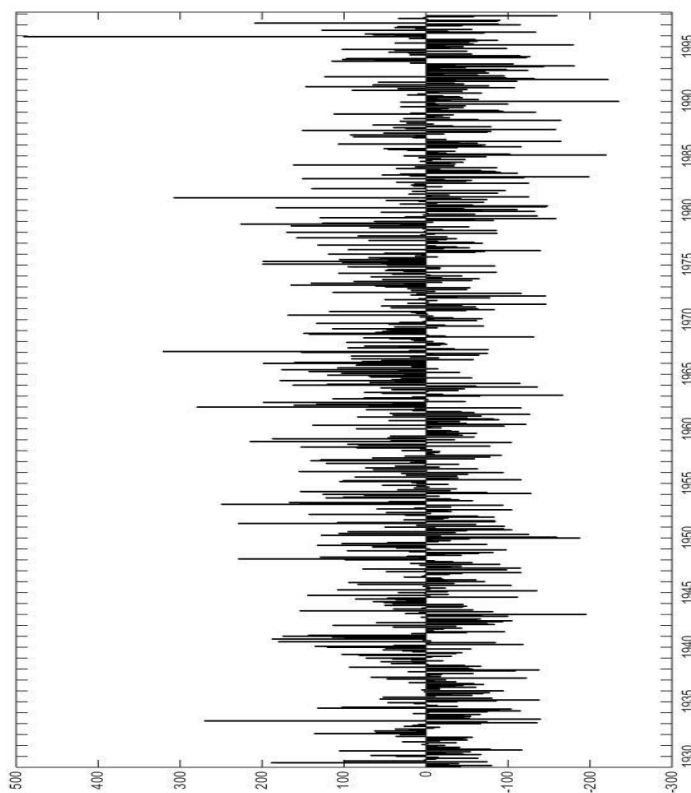


Figura 18. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Óbidos/PA.

Estação 10: Palmas (TO)

Palmas apresenta um clima tropical e a distribuição sazonal das precipitações apresenta-se bem definida em estação chuvosa e a estação seca no inverno. Observa-se nítido efeito da continentalidade no clima da região. A anomalia positiva máxima ocorreu no verão de 1994, com anomalia acima de 300 mm/mês. Nos verões de 1939, 1957, 1973, 1983, 1993 e 1998 foram observadas fortes ocorrências de *El Niño*, com precipitações abaixo de 100 mm mensais. Observa-se que houve forte ocorrência de *La Niña* nos verões de 1955 e 1976 com precipitações acima de 150 mm/mês.

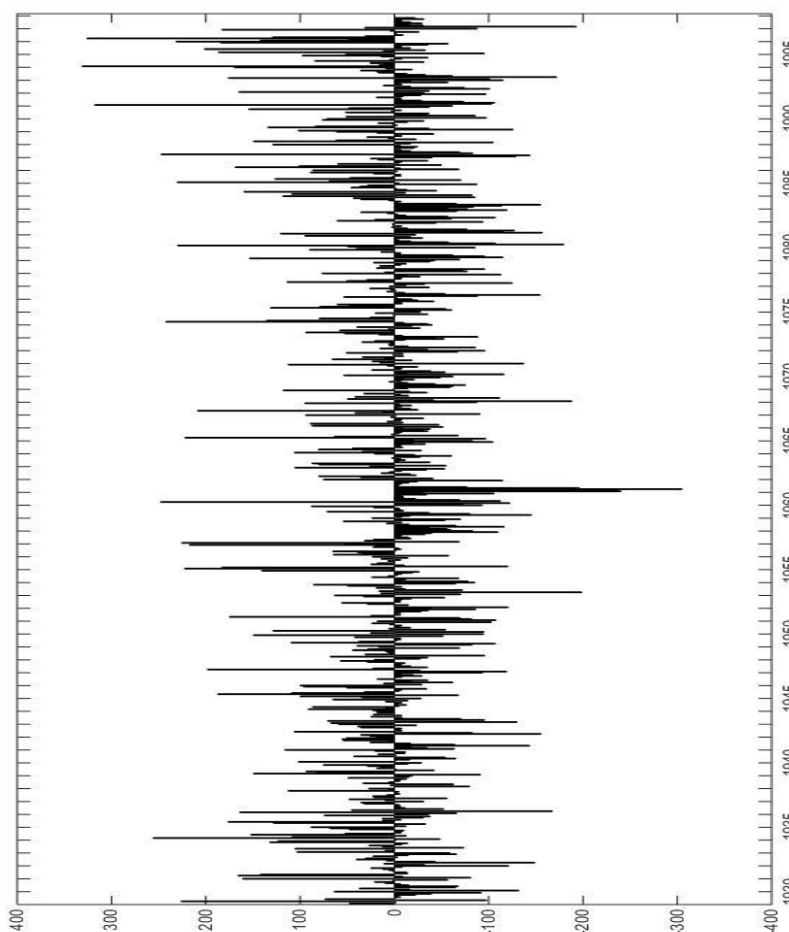


Figura 19. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Palmas/TO.

Estação 11: Porto velho (RO)

Em Porto Velho o clima é o tropical quente com estação seca no inverno austral e localiza-se na parte oeste da região Norte, com precipitações de até 2.400 mm/ano (Fonte: EMPRAPA, 2017). Observam-se picos de precipitação nos verões austrais de 1939, 1950, 1957, 1968, 1973, 1982 e 1985, com anomalias entre 180 e 300 mm/mês. Parte desses anos foi registrada forte influência do *El Niño*. A anomalia negativa máxima aconteceu no verão de 1965, com precipitação de quase -300 mm/mês. Nos verões de 1939, 1950, 1974 e 1988, as anomalias foram de aproximadamente -50 mm mensais e foi registrado um forte *La Niña*.

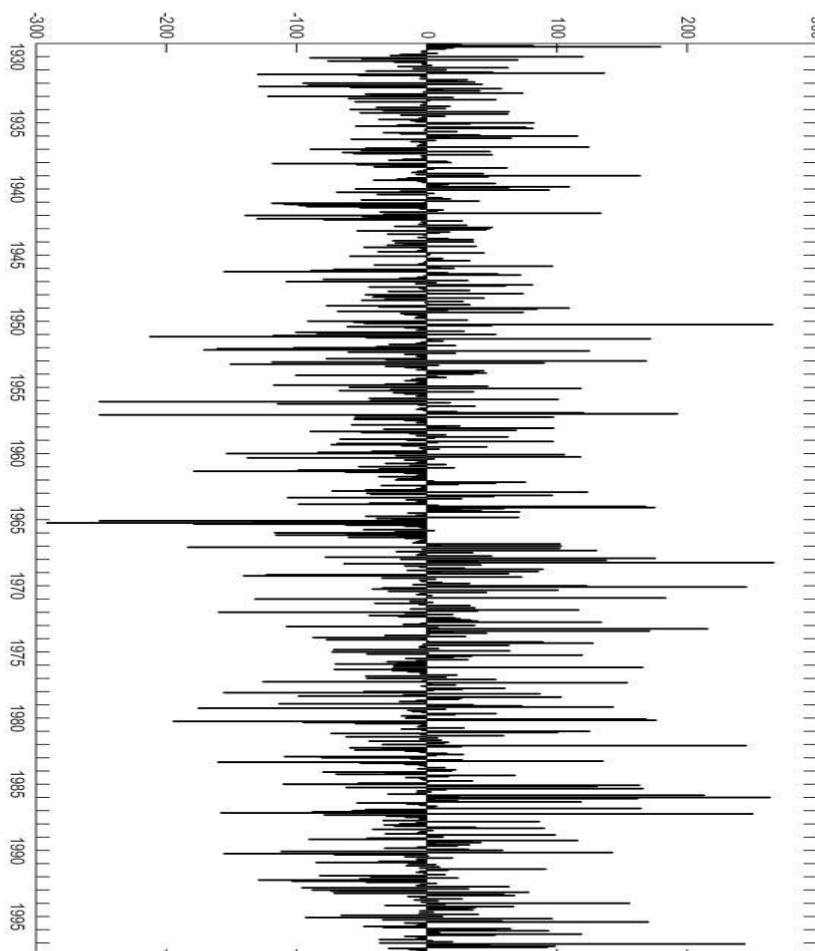


Figura 20. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Porto Velho/RO.

Estação 12: Carolina (MA)

Carolina localiza-se na Região Nordeste, ao sul do Maranhão e o clima é o tropical. Possui duas estações bem distintas: uma seca e outra chuvosa, com precipitações de até 2.500 mm anuais (RIBEIRO e PINESE, 2003). De acordo com a Figura 21 verifica-se uma anomalia positiva máxima no verão de 1957 e de 1980, de 300 mm mensais, sendo que o ano de 1957 sucedeu a um forte *La Niña*, que gerou essa anomalia positiva. Já no verão de 1980, apesar de ter ocorrido um *El Niño* fraco, outros fatores contribuíram com chuvas acima da média (ex: deslocamento da ZCIT). Em relação às anomalias negativas, observam-se no verão de 1962 e de 1984, atingindo -200 mm/mês. Os anos que houve uma forte incidência de *El Niño* foram em 1939, 1957, 1997, sendo que, durante estes anos houve seca na região, com anomalias abaixo de -50 mm/mês. O fenômeno *La Niña* ocorreu com forte incidência nos verões de 1938, 1949 e 1954, com anomalias entre 180 a 220 mm mensais.

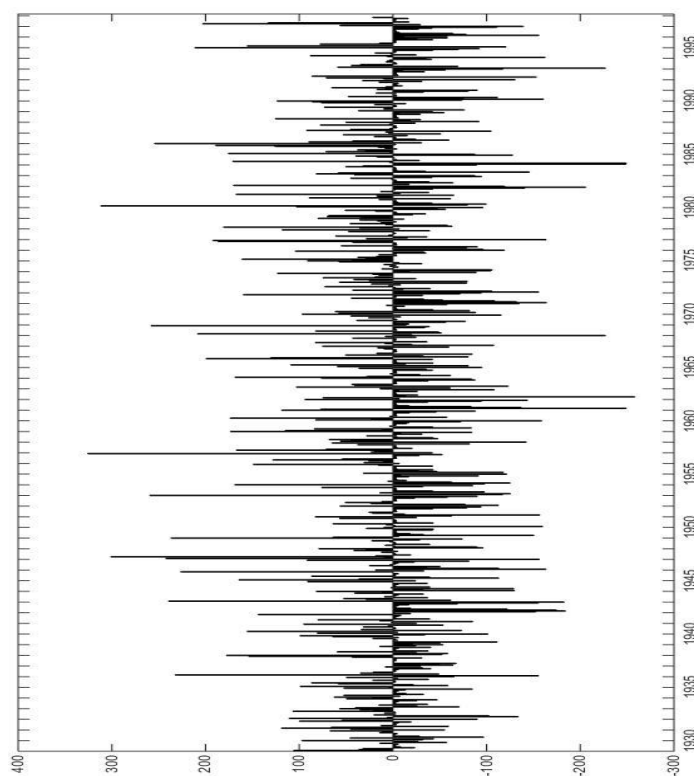


Figura 21. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Carolina/MA.

Estação 13: Curaçá (BA)

Localiza-se ao norte do estado da Bahia, no semiárido nordestino. A área é de baixa umidade e pouca precipitação, com média anual de 263,5 a 572,6 mm (Fonte: EMBRAPA, 2017). De acordo com a Figura 22, verifica-se uma anomalia positiva máxima no verão de 1985, alcançando a média de aproximadamente, 600 mm mensais e no verão de 1964, com 550 mm/mês. A anomalia negativa máxima foi de aproximadamente -200 mm/mês no verão de 1969 e também se pode observar nos verões de 1950, 1954 e 1956 que houve picos em torno de -250 mm mensais. De acordo com a Figura 22 é possível observar que no verão de 1988 aconteceu um forte *La Niña*, onde a precipitação foi de 200 mm mensais de chuvas. Foi registrado nos verões de 1940, 1957, 1973, 1983 e entre os anos de 1992 e 1993, que foram anos de forte ocorrência de *El Niño*, nos quais foram observadas anomalias abaixo de -50 mm/mês, caracterizando fortes secas na região.

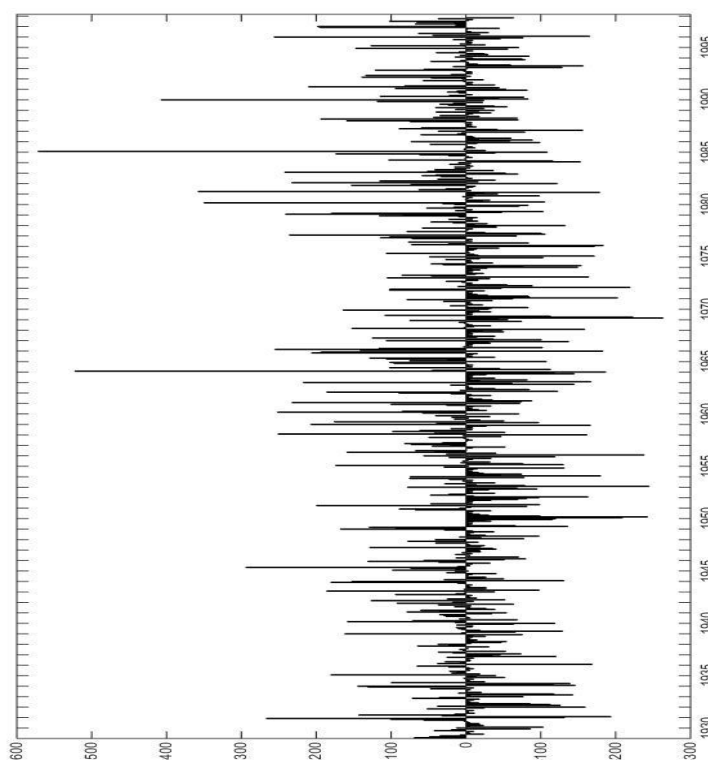


Figura 22. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Curaçá/BA.

Estação 14: Iguatu (CE)

Iguatu é um município localizado no interior do estado do Ceará, no semiárido. A média anual de precipitação fica em torno de 263,5 a 572,6 mm (Fonte: EMBRAPA, 2017). De acordo com a Figura 23, verifica-se uma anomalia positiva máxima acima de 300 mm/mês no ano de 1945 e no verão de 1980. Já a anomalia negativa máxima foi entre -150 e -180 mm mensais nos verões de 1931, 1936, 1949, 1957, 1959, 1971 e 1980. Observa-se que houve forte ocorrência de *El Niño* entre os anos de 1972 e 1973 e 1982, onde a ocorrência de chuvas foi abaixo de 50 mm/mês, fato este que caracteriza períodos de seca na região. O fenômeno *La Niña* foi observado com forte intensidade nos verões de 1939, 1950 e 1988, com chuvas na média de 150 mm mensais. Constata-se uma forte ocorrência de *El Niño* no verão de 1940, 1957 e 1997, com baixa precipitação, ficando em torno de 50 mm/mês.

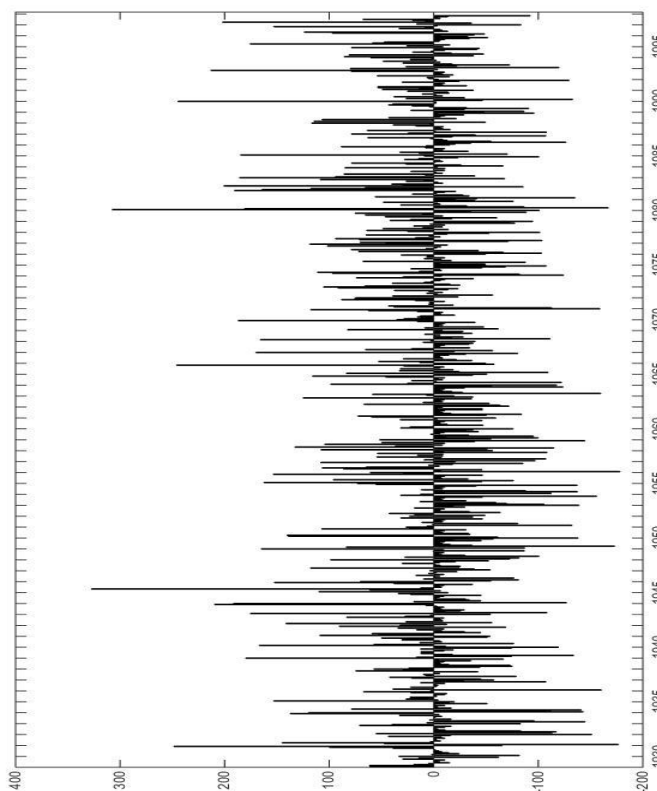


Figura 23. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 199 na Estação de Iguatu/CE.

Estação 15: Imperatriz (MA)

Localizada na Região Nordeste, a oeste do estado do Maranhão, possui clima tropical quente e úmido com inverno seco e chuvas concentradas no verão (LOPES e NECHET, 2006) e com precipitação anual em torno de 1.400 mm (Fonte: EMBRAPA, 2017). Observa-se uma anomalia positiva máxima de aproximadamente, 380 mm mensais, nos anos de 1952 e 1982 e anomalia negativa máxima no verão de 1969 de quase -300 mm/mês. Foi observada uma forte ocorrência de *La Niña* nos verões de 1949 e 1955, onde ocorreram anomalias de 200 mm/mês. Já o fenômeno *El Niño* foi percebido com forte ocorrência nos verões de 1939, 1941, 1958, 1982, 1992 e 1997, com pouca quantidade de chuvas ficando abaixo de 100 mm mensais.

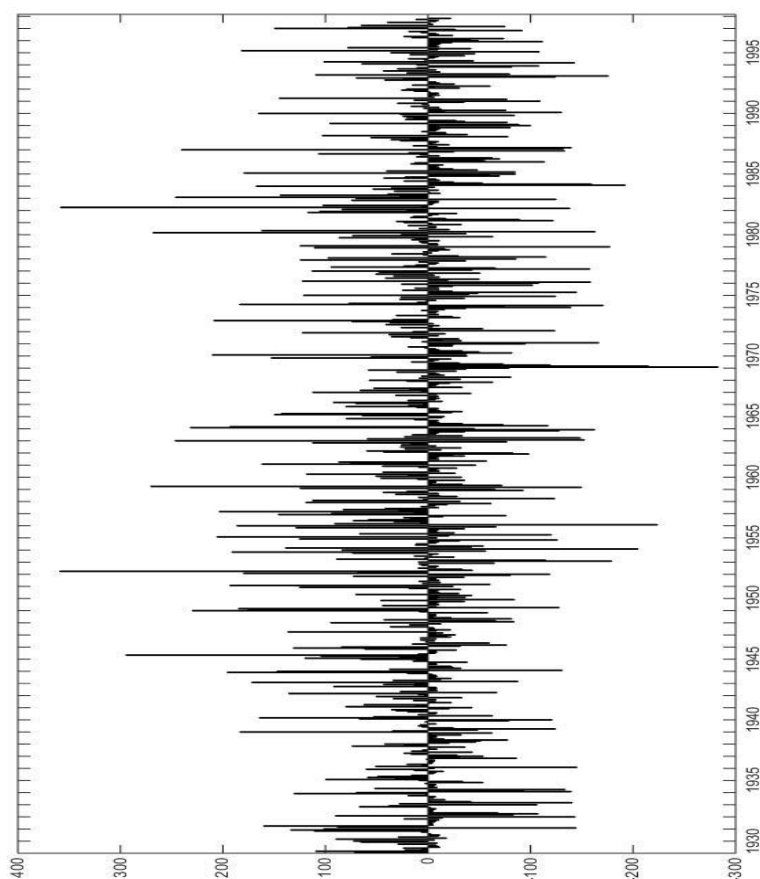


Figura 24. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Imperatriz/MA.

Estação 16: Inhambupe (BA)

Localizada no nordeste do estado da Bahia, com precipitação de 924,7 mm/ano (Fonte: CPRM, 2017). De acordo com a Figura 25 verifica-se uma anomalia positiva máxima no verão de 1989, com anomalias de 300 mm/mês e anomalia negativa máxima de 200 mm mensais em 1956. Houve um forte *El Niño* em 1941, nos verões de 1957, 1959, 1973 a 1975, entre 1990 a 1993 e 1998, com anomalias de -50 mm/ mês, caracterizando anos de seca na região. Foi observado um fenômeno *La Niña* forte nos verões de 1938, 1950 e 1975 com anomalias de 150 mm mensais.

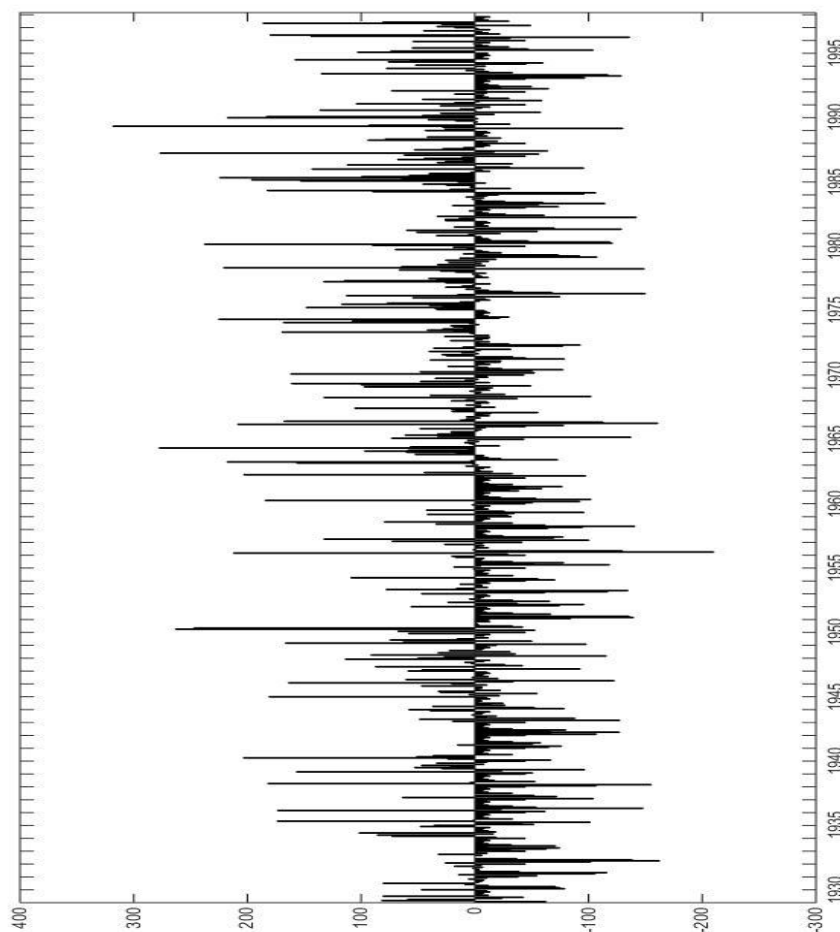


Figura 25. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Inhambupe/BA.

Estação 17: Juazeiro (BA)

Em Juazeiro ocorre pouca precipitação ao longo do ano, localiza-se a norte do estado da Bahia, na região do semiárido nordestino e a média anual é de 263,5 a 572,6 mm (Fonte: EMBRAPA, 2017). De acordo com a Figura 26, verifica-se uma anomalia positiva máxima acima de 500 mm/mês no verão de 1935 e anomalia negativa máxima no verão de 1981 com 200 mm mensais. Foi registrada uma forte ocorrência de *El Niño* no verão de 1941, 1959, de 1972 a 1973 e 1993 com seca, com anomalia de -50 mm/mês. Já o fenômeno *La Niña* foi observado uma forte ocorrência no verão de 1950, 1974 e 1989, entre 150 e 200 mm mensais, sendo que para a média da região, considera-se um grande montante de chuvas.

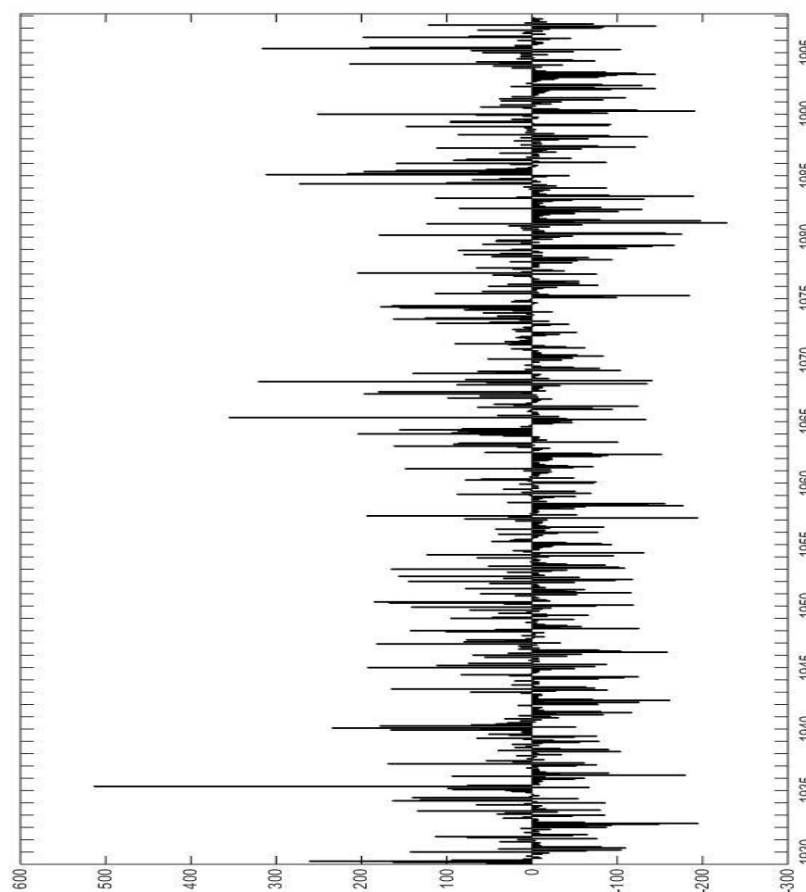


Figura 26. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Juazeiro/BA.

Estação 18: Nova Viçosa (BA)

Nova Viçosa localiza-se no litoral baiano, sem estação seca e possui uma precipitação significativa ao longo do ano, a média anual encontra-se em torno de 1.400 mm, com uma distribuição regular das chuvas no decorrer do ano (SOUZA, 2013). Observa-se uma anomalia positiva máxima acima de 200 mm/mês, no verão de 1968 e uma anomalia negativa máxima de aproximadamente -180 mm/mês no verão de 1943. Foi registrada forte ocorrência de *El Niño* entre 1958 a 1959, no verão de 1972, 1982, entre 1991 e 1992 e entre 1997 e 1998, com anomalias de -50 mm/mês. O fenômeno *La Niña* ocorreu com forte intensidade nos verões de 1954 e 1974, chegando a gerar uma anomalia de 150 mm mensais.

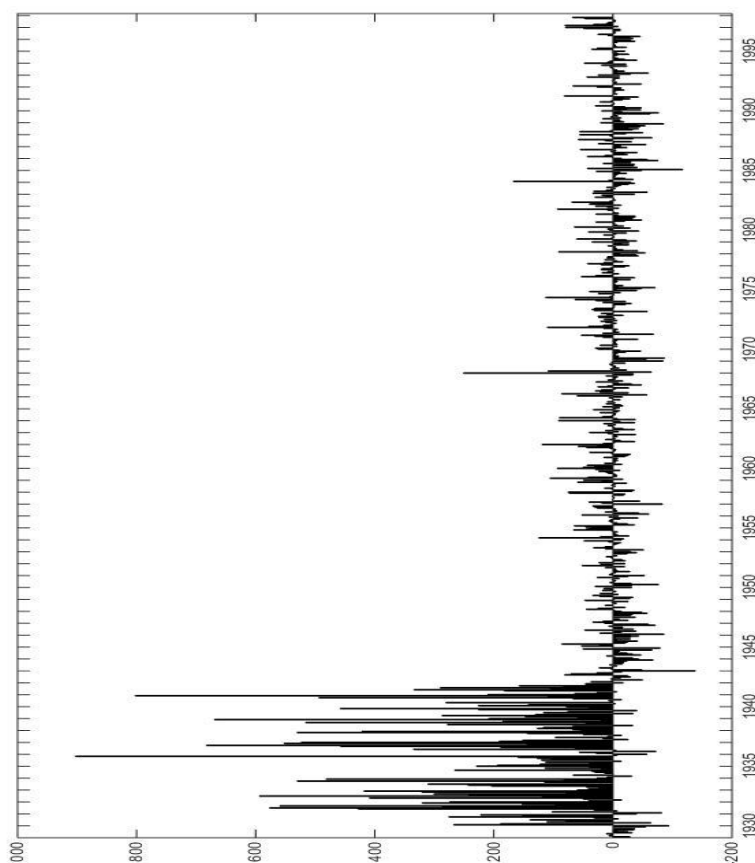


Figura 27. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Nova Viçosa/BA.

Estação 19: Santa Rita de Cássia (BA)

Santa Rita de Cássia localiza-se a oeste do estado da Bahia e a precipitação anual fica em torno de 1.000 mm. A precipitação ocorre com maior intensidade no verão e menos intensidade no inverno. Observa-se uma anomalia positiva máxima acima de 200 mm/mês no verão de 1968 e anomalia negativa máxima maior que -100 mm mensais no verão de 1943. Os anos de registro de forte *El Niño* foram nos verões de 1959, 1990 e entre 1997 e 1998, com precipitações abaixo de -50 mm/mês. E as fortes ocorrências de *La Niña* são referentes aos verões de 1954 e 1988 e as anomalias ficaram em torno de 200 mm mensais.

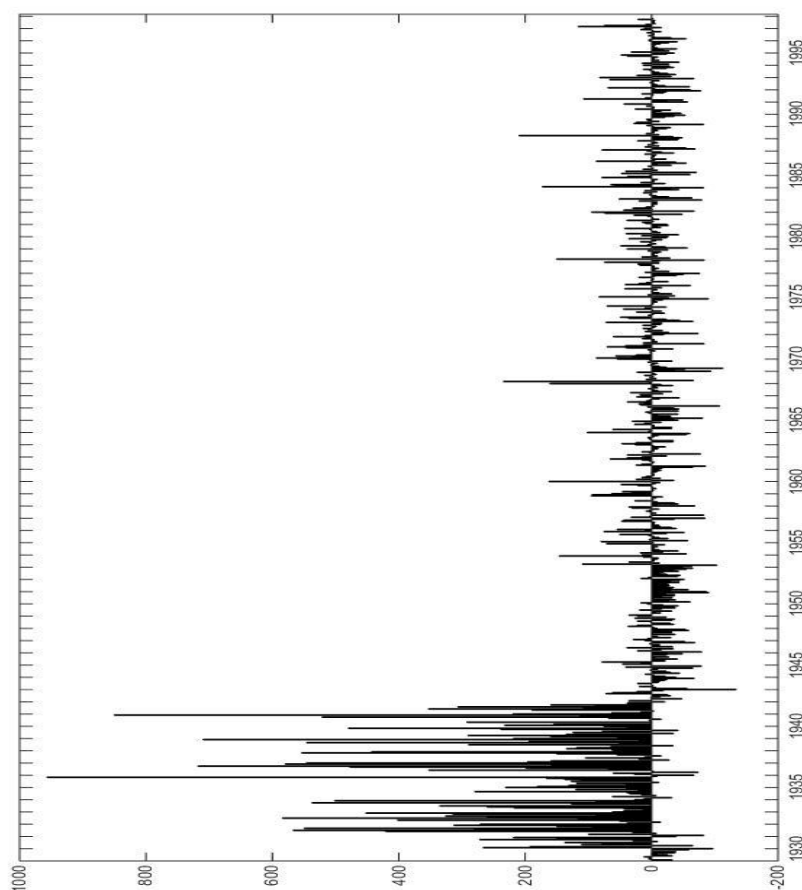


Figura 28. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Santa Rita de Cássia/BA.

Estação 20: Teresina (PI)

Em Teresina o clima é tropical e é controlado pela variabilidade espacial e temporal da ZCIT, o que faz com que haja uma maior cobertura de nuvens, favorecendo assim uma alta intensidade de precipitação e uma distribuição irregular das chuvas, sendo que a média é de 1.345,7 mm/ano (SILVA *et. al.*, 2015). De acordo com a Figura 29, verifica-se uma anomalia positiva máxima no verão de 1988 de 300 mm/mês e anomalia negativa máxima de -200 mm mensais no verão de 1950. Conforme os registros da precipitação ocorreu uma forte incidência de *El Niño* nos verões de 1939 a 1941, 1983 e 1992 com anomalias acima de 100 mm/mês e no verão de 1958, anomalias de -150 mm/mês. Percebe-se no gráfico, uma irregularidade das chuvas nessa série histórica, conforme foi dito anteriormente. Quanto a *La Niña*, observa-se forte ocorrência do fenômeno no verão de 1973, 1974 com anomalias acima de 250 mm mensais, sendo que durante a década de 1970 a 1980 houve uma relevante quantidade de chuvas, mesmo que de forma irregular. O ano de 1988 também foi registrado um *La Niña* forte, com precipitações que chegaram a 300 mm/mês.

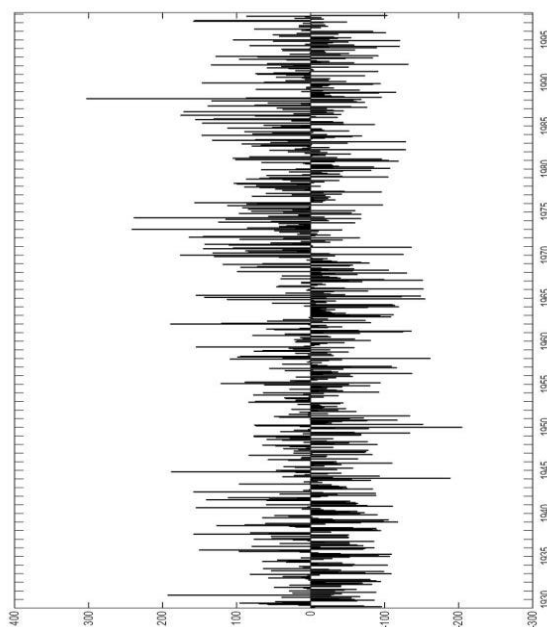


Figura 29. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Teresina/PI.

Estação 21: Grão Mogol (MG)

Localiza-se a norte do estado de Minas Gerais, considerada uma região semiárida com cerca de 4 a 8 meses de seca (BARROS, 2010), ocorrendo maior precipitação no verão. A precipitação anual fica em torno de 1.000 mm (NUNES *et al*, 2009). De acordo com a Figura 30, verifica-se uma anomalia positiva no verão de 1973 com precipitação de aproximadamente 300 mm mensais e anomalia negativa máxima de mais de -100 mm/mês, no verão de 1943. Observa-se uma forte ocorrência de *El Niño* no verão de 1973, com anomalias de 250 mm/mês, enquanto que em 1952, percebe-se uma forte incidência de chuvas, chegando a 200 mm mensais, ano este que sucede a um fraco *El Niño*. O fenômeno *La Niña* foi registrado com forte incidência nos anos de 1949 a 1950, de 1954 a 1956 e 1976, com poucas chuvas, visto as anomalias de 50 mm mensais.

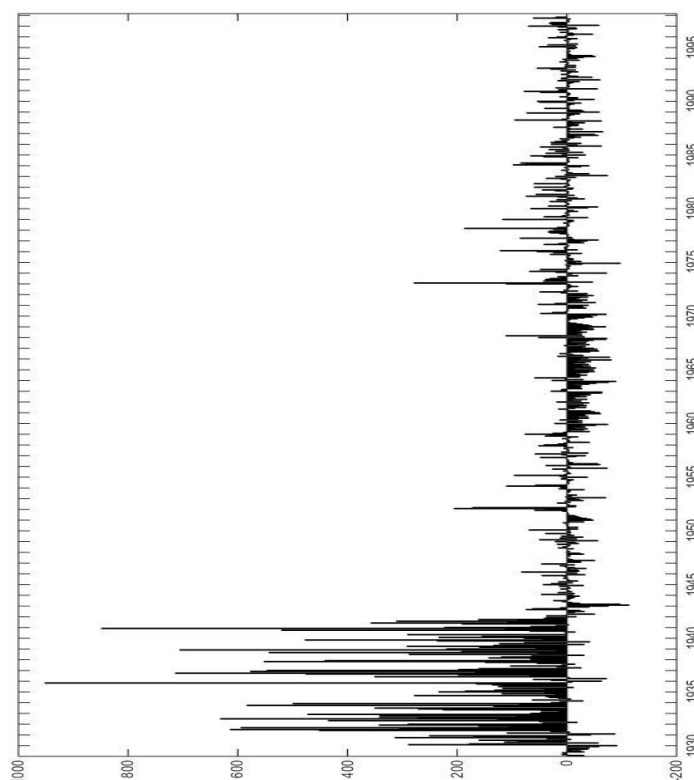


Figura 30. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Grão Mogol/MG.

Estação 22: Guaxupé (MG)

Localiza-se ao sul do estado de Minas Gerais, com quantidade maior de chuvas no verão do que no inverno e a média de precipitação é de 1.500 mm/ano. Apresenta grande pluviosidade devido a sua localização, próxima a Serra da Canastra (noroeste) e a Serra da Mantiqueira (sudeste), sofrendo assim a influência da orografia no evento das chuvas (NUNES, *et al.*, 2009). Observa-se que é uma série de intensa precipitação, com anomalia positiva máxima próxima de 150 mm/mês, no verão de 1976 e anomalia negativa máxima nos verões de 1946, 1967 e 1980, com anomalias de aproximadamente -80 mm mensais. Houve ocorrência de *El Niño* forte no verão de 1941 próximo de 70 mm, assim como no verão de 1990 e entre 1997 e 1998. Já em relação a *La Niña*, observa-se uma forte incidência no verão de 1950, 1955, entre 1974 e 1976 e 1989, com anomalias de -50 mm/mês.

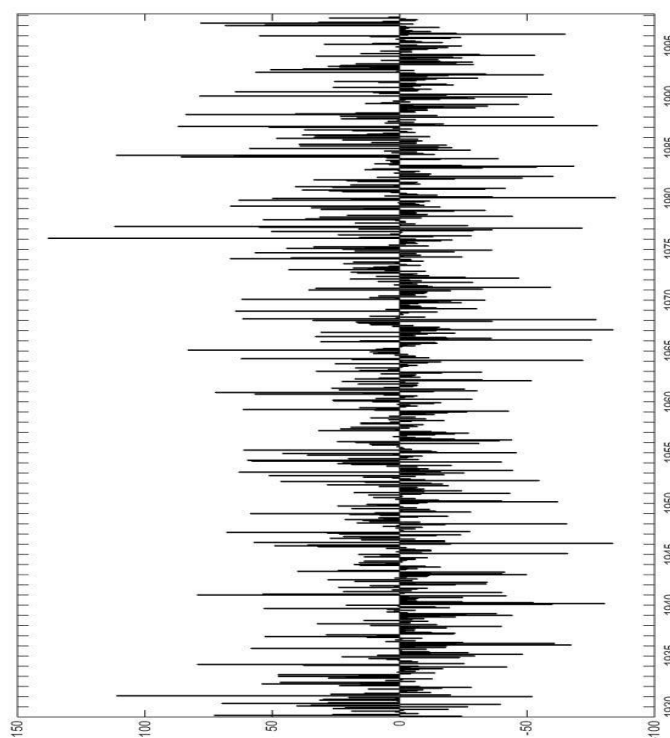


Figura 31. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Guaxupé/MG.

Estação 23: Manga (MG)

Localiza-se no semiárido, ao norte de Minas Gerais, onde o clima caracteriza-se por períodos de seca (BARROS, 2010), com precipitação concentrada no verão em torno de 1.000 mm (NUNES *et al*, 2009). De acordo com a Figura 32, verifica-se uma anomalia positiva máxima no verão de 1932 de 400 mm/mês e anomalia negativa máxima de 100 mm/mês no verão de 1943. Foi observada uma forte ocorrência de chuvas entre os verões de 1938 a 1942, sendo que 1939 foi ano de *El Niño* forte, com ocorrência de 200 mm/mês. No verão de 1969 e 1986, foi registrado um *El Niño* moderado, com chuvas na média de 100 mm/mês. Foi registrado o fenômeno *La Niña* de forte intensidade nos verões de 1938, 1950, de 1974 a 1976, quando ocorreu diminuição na precipitação.

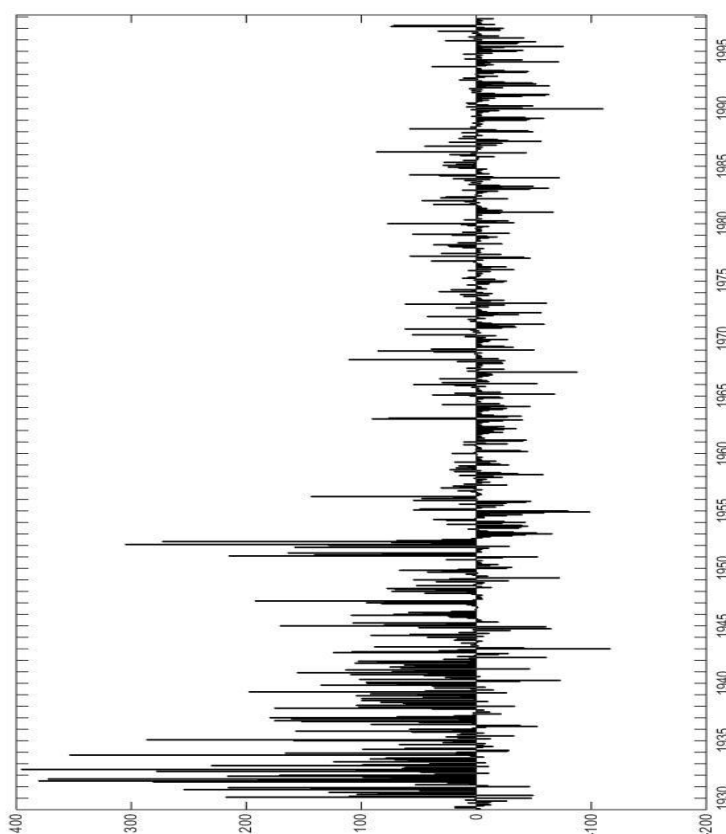


Figura 32. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Manga/MG.

Estação 24: Teófilo (MG)

Localiza-se a nordeste do estado de Minas Gerais, onde ocorrem chuvas abaixo de 1.000 mm/ano. Segundo Nunes (2009), as linhas de instabilidades tropicais estabelecem a principal causa de chuvas nesse local, com fraca interferência da frente polar. De acordo com a Figura 33, verifica-se uma anomalia positiva máxima no verão de 1935 de 280 mm mensais, aproximadamente. A anomalia negativa máxima ultrapassou -150 mm/mês no verão de 1965. O *El Niño* ocorreu com forte incidência no verão de 1939, com anomalias acima de 150 mm/mês e nos verões de 1991, 1993 e 1994, com anomalias acima de 100 mm/mês. Já o *La Niña* foi percebido uma forte ocorrência no verão de 1938, de 1949 a 1951, de 1973 a 1975 e no verão de 1988, com anomalias inferiores a -50 mm mensais.

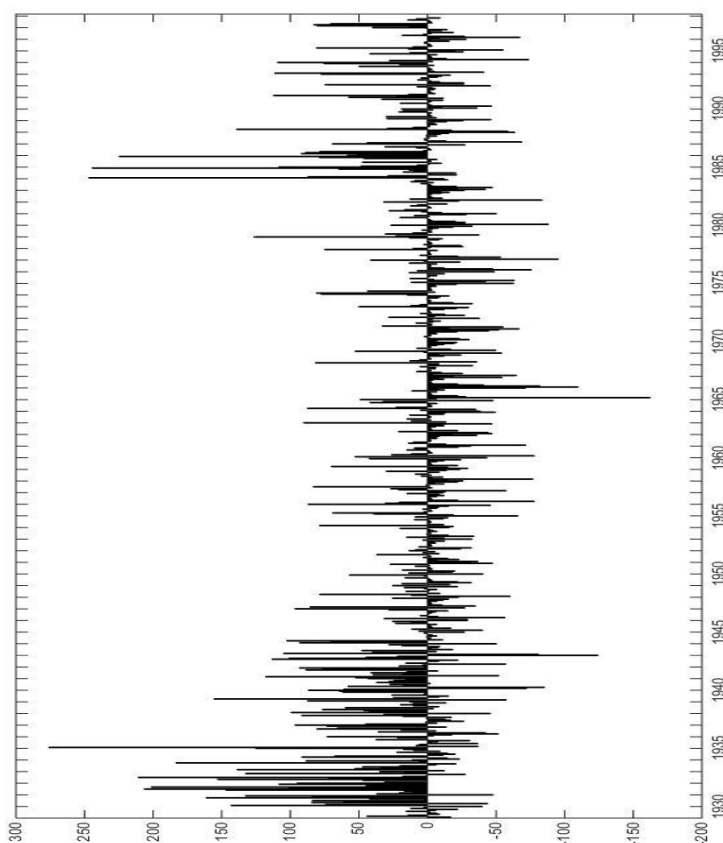


Figura 33. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Teófilo/MG.

Estação 25: Catalão (GO)

Catalão localiza-se a sudeste do estado de Goiás, o clima predominante é o tropical de altitude, possuem duas estações bem definidas, verões quentes e chuvosos e seca no inverno. Como Catalão situa-se mais ao sul do estado, a região sofre a ação dos sistemas extratropicais, particularmente dos sistemas frontais. A precipitação acumulada fica em torno de 1.500 mm/ano (NUNES *et. al.*, 2009). Observa-se uma anomalia positiva máxima, de aproximadamente 400 mm/mês no verão de 1967 e anomalia negativa máxima no verão de 1932, com anomalias acima de -200 mm/mês. Houve forte incidência de *El Niño* nos verões de 1973 com anomalias de 250 mm/mês e 1992 com anomalias de 300 mm/mês. Percebe-se um *El Niño* moderado nos verões de 1969 e 1995 com anomalias de 100 mm/mês. Foi registrado um forte *La Niña* nos verões de 1939, entre 1949 e 1950, no verão de 1956, entre 1975 e 1976 e no verão de 1989, com anomalias de -50 mm/mês.

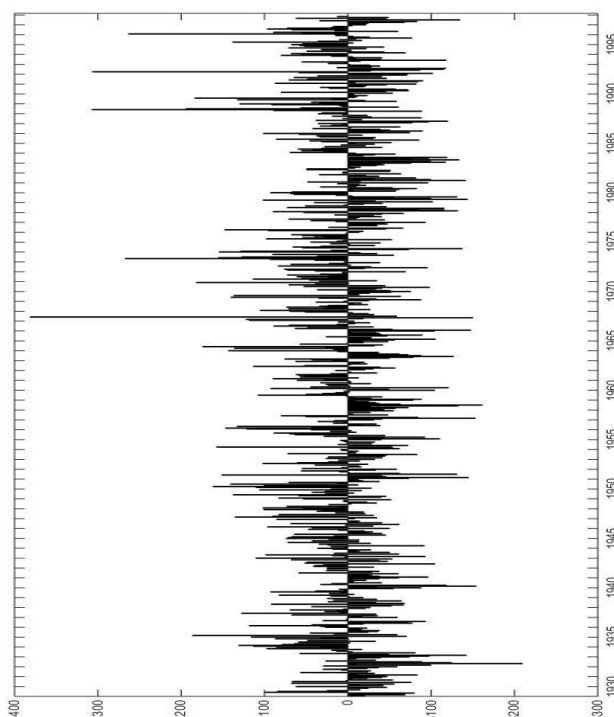


Figura 34. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Catalão/GO.

Estação 26: Cuiabá (MT)

Localiza-se no sul do estado do Mato Grosso, possui duas estações bem definidas, seca no inverno e chuvosa no verão. Durante o verão e o outono ocorre um maior total de chuva acumulada, em torno de 70%, enquanto o inverno é extremamente seco (ALVES, 2009). No sul do estado, as chuvas estão agregadas a entrada de sistemas frontais e a média de precipitação fica em torno de 1.300 mm/ano. De acordo com a Figura 35, verifica-se uma anomalia positiva máxima acima de 300 mm/mês nos verões de 1956, 1967, 1975 e 1996 e anomalia negativa máxima de -300 mm/mês no verão de 1981. Os períodos de forte ocorrência de *El Niño* foram nos verões de 1973, 1990 e 1991, onde as máximas foram superiores a 250 mm/mês. O fenômeno *La Niña* é percebido com forte incidência nos verões de 1939, entre os anos de 1949 a 1951 e durante o inverno de 1988, com anomalias de -50 mm mensais.

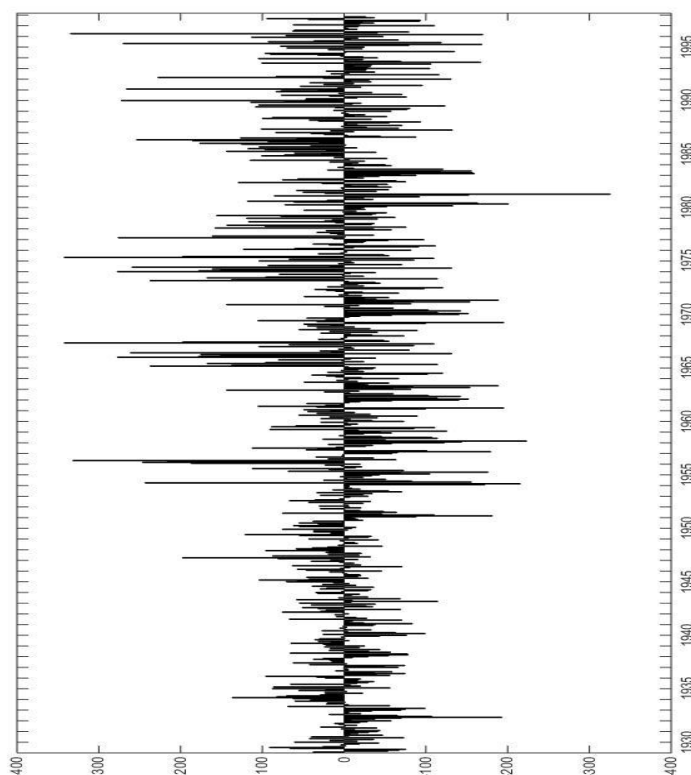


Figura 35. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Cuiabá/MT.

Estação 27: Diamantino (MT)

Situa-se no centro/sul do estado do Mato Grosso, com chuvas no verão e secas no inverno totalizando em torno de 1.600 mm/ano. Essas chuvas estão agregadas a entrada de sistemas frontais na parte sul do estado interagindo e estruturando a convecção da região (ALVES, 2009). De acordo com a Figura 36, verifica-se uma anomalia positiva máxima no verão de 1976 e 1997 acima de 350 mm/mês e anomalia negativa máxima de aproximadamente -300 mm mensais nos anos de 1972 e 1973. O fenômeno *El Niño* foi observado com forte incidência durante boa parte do ano de 1982, com chuvas intensas nos primeiros meses do ano, chegando a um pico de aproximadamente, 280 mm/mês, e em 1993 alcançando pouco mais de 200 mm mensais. O *La Niña* teve maior incidência no verão de 1938, todo o ano de 1949 e 1954, no verão de 1973, 1975 e 1988, onde as anomalias não passaram de -50 mm/mês.

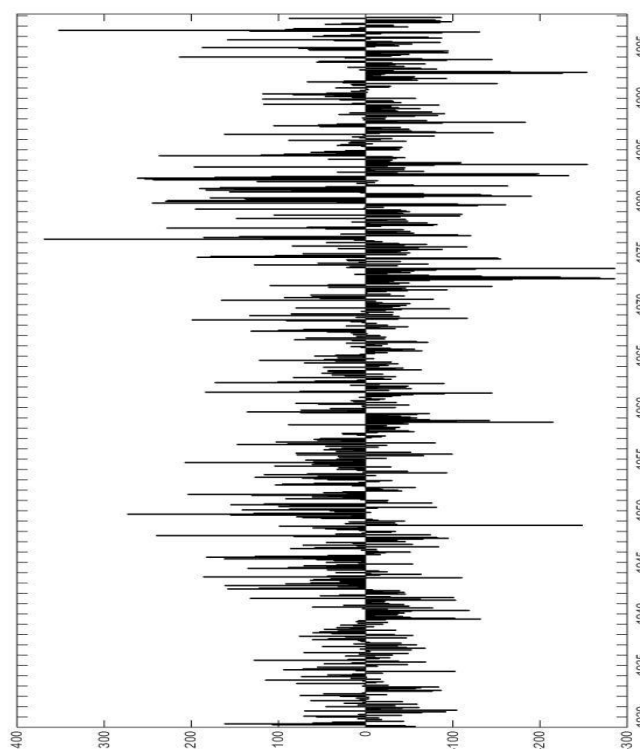


Figura 36. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Diamantino/MT.

Estação 28: Goiânia (GO)

Em Goiânia o clima é tropical, com temperaturas elevadas, chuvas no verão e secas no inverno, a precipitação acumulada fica em torno de 1.500 mm/ano. Essas chuvas estão agregadas a entrada de sistemas frontais na parte sul do estado interagindo e estruturando a convecção da região (ALVES, 2009). De acordo com a Figura 37, verifica-se uma anomalia positiva máxima acima de 300 mm/mês no verão de 1974 e anomalia negativa máxima no verão de 1987, chegando a -300 mm/mês. O *El Niño* foi observado com forte incidência no verão de 1972, com anomalias acima de 250 mm mensais e chuvas intensas a partir da metade até o final do ano. No verão de 1991 também foi registrado um forte *El Niño*, com anomalias de aproximadamente 250 mm/mês. O fenômeno *La Niña* foi percebido com forte intensidade no verão de 1955, 1975 e durante o ano de 1988, com anomalias de -50 mm mensais.

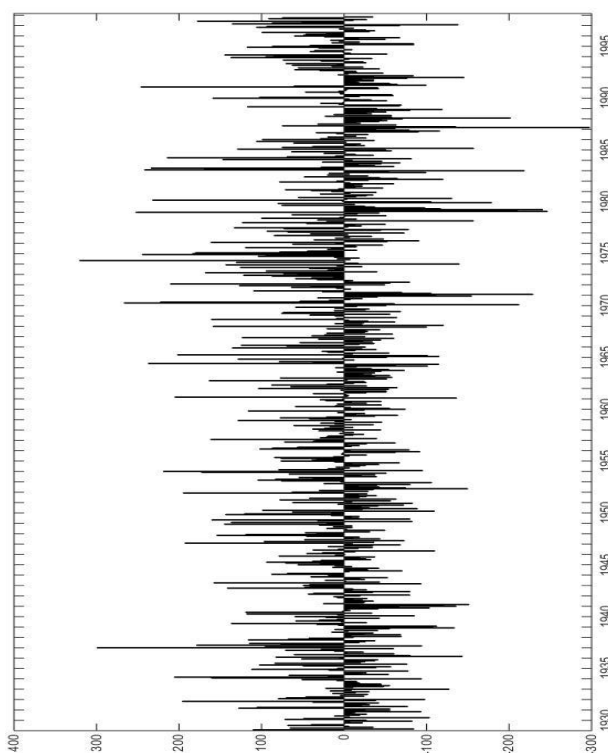


Figura 37. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Goiânia/GO.

Estação 29: Goiás (GO)

Em Goiás o clima é tropical, com chuvas no verão e secas no inverno, a precipitação acumulada fica em torno de 1.600 mm/ano. Elas estão relacionadas à entrada de sistemas frontais na parte sul do estado interagindo e estruturando a convecção da região (ALVES, 2009). De acordo com a Figura 38, verifica-se uma anomalia positiva máxima no verão de 1990 com precipitação chegando a 500 mm/mês e anomalia negativa máxima de aproximadamente -180 mm mensais no verão de 1947 e de 1970. O fenômeno *El Niño* foi registrado com forte incidência no verão de 1957, com anomalias intensas no decorrer do ano, passando de 300 mm/mês; no verão de 1972 com anomalias acima de 450 mm/mês; e no verão de 1990 com anomalias de 500 mm/mês. O *La Niña* ocorreu com forte intensidade no verão de 1939, 1955 e durante o ano de 1988, com anomalias abaixo de -50 mm mensais.

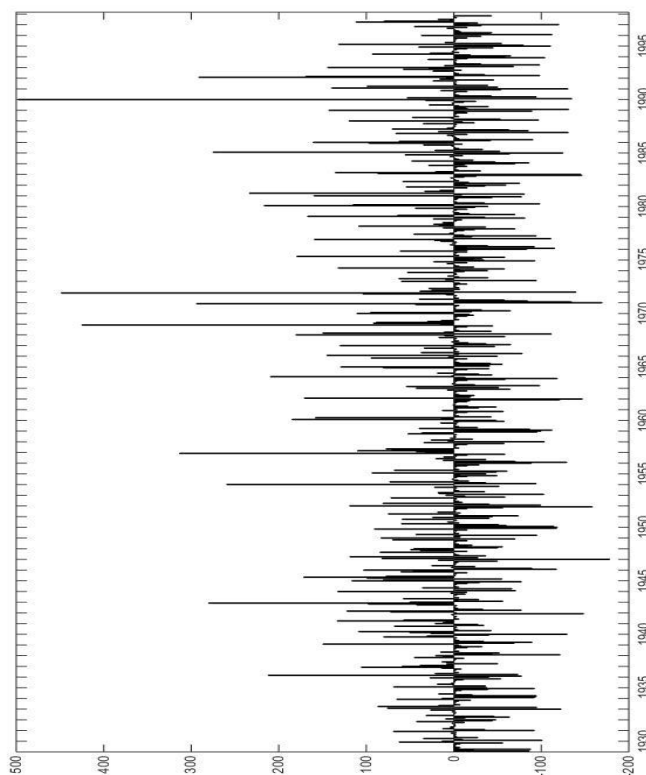


Figura 38. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Goiás/GO.

Estação 30: Ponta Porã (MS)

Localiza-se no sudoeste do estado do Mato Grosso do Sul, onde o verão é mais úmido que o inverno, com total de precipitação ficando em torno de 1.700 mm/ano (ALVES, 2009). De acordo com a Figura 39, verifica-se uma anomalia positiva máxima de 450 mm/mês, no verão de 1960 e anomalia negativa máxima no verão de 1950, 1992, 1993, 1994 e 1996, com anomalias em torno de -200 mm/mês. O fenômeno *El Niño* teve forte ocorrência nos verões de 1957, 1982 e 1992 com anomalias das precipitações em torno de 150 a 200 mm mensais. O fenômeno *La Niña* foi observado com forte intensidade durante o ano de 1951, 1954, no verão de 1974 e no ano de 1989, com anomalias em torno de -30 mm/mês.

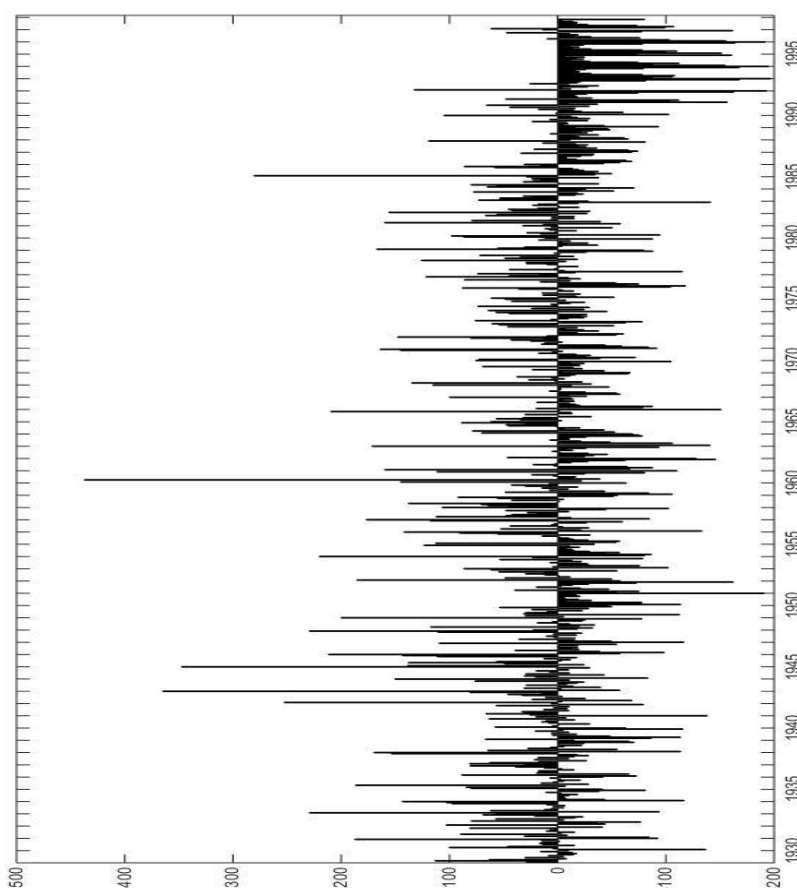


Figura 39. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Ponta Porã/MS.

Estação 31: Capinota (BO)

É uma província localizada na região central da Bolívia, no Altiplano, departamento de Cochabamba, com altitude de 2.380 m. O clima é semiárido, frio e seco, longe da influência marítima e perto de barreiras montanhosas. Caracteriza-se por receber umidade oriunda da Bacia Amazônica, embora os totais de precipitação sejam baixos, em torno de 350 a 700 mm anuais. Observam-se anomalias positivas máximas nos verões de 1939, 1982 e 1983 com precipitações próximas a 300 mm/mês e anomalias negativas máximas na média de -200 mm mensais no verão de 1984. Houve registro de forte incidência de *El Niño* nos anos de 1939, do verão de 1982 até próximo do final do ano de 1984, sendo que se observa uma grande quantidade de precipitação nesse período, ficando em torno de 100 a 300 mm mensais, assim como no verão de 1992 e 1997, ficando acima de 200 mm/mês. Já o *La Niña* teve registros de forte incidência em 1938, de 1949 a 1951, em 1975 e de 1988 a 1989, com anomalias não ultrapassando a média de 50 mm/mês.

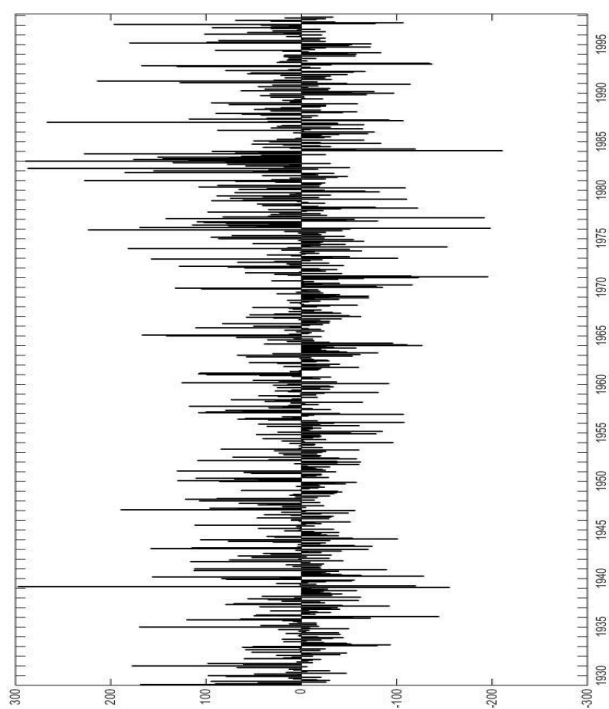


Figura 40. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Capinota/BO.

Estação 32: Arani (BO)

É uma província localizada na região central da Bolívia, no Altiplano, departamento de Cochabamba, com 2.865 m de altitude. Durante o ano ocorre pouca chuva e no verão as máximas decorrem em função do forte aquecimento da superfície da Terra que ocasiona a formação de nuvens convectivas na região. A precipitação varia em torno de 350 a 700 mm anuais. De acordo com a Figura 41 é possível observar uma anomalia positiva máxima acima de 400 mm/mês, no verão de 1960 e anomalia máxima negativa no verão de 1942, 1976 e 1990 alcançando aproximadamente, -100 mm/mês. O *El Niño* teve uma forte incidência no verão de 1940, 1957 e 1997, ficando as anomalias em torno de 150 a 250 mm/mês. O fenômeno *La Niña* foi de maior impacto no verão de 1956, 1975 e durante o ano de 1988, com anomalias abaixo de -50 mm/mês.

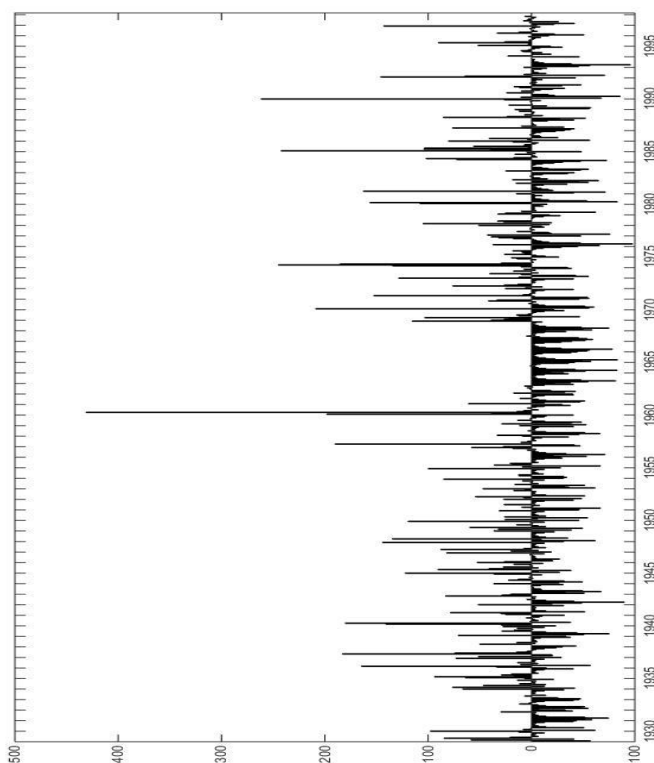


Figura 41. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Arani/BO.

Estação 33: Cobija Aeropuerto (BO)

Localiza-se ao norte da Bolívia, no departamento de Pando, o clima é tropical e coberto pela selva amazônica. É uma região sujeita a inundações devido a sua proximidade com vários rios e a Floresta Amazônica (PNUD/BOLÍVIA, 2011). As precipitações na região ficam restringidas ao deslocamento sazonal da ZCIT (SANCHES, 2013). A média anual de precipitação é de 1.800 mm. De acordo com a Figura 42, verifica-se uma anomalia positiva máxima de aproximadamente 450 mm/mês no verão de 1957 e anomalia negativa máxima no verão de 1952 e 1983, que chegou próximo a -200 mm/mês. O *El Niño* foi percebido com forte incidência nos verões de 1941, 1973 e 1992, com anomalias de 50 mm/mês. O *La Niña* foi sentido com forte intensidade no verão de 1956 e 1976 com anomalias em torno de 200 mm mensais.

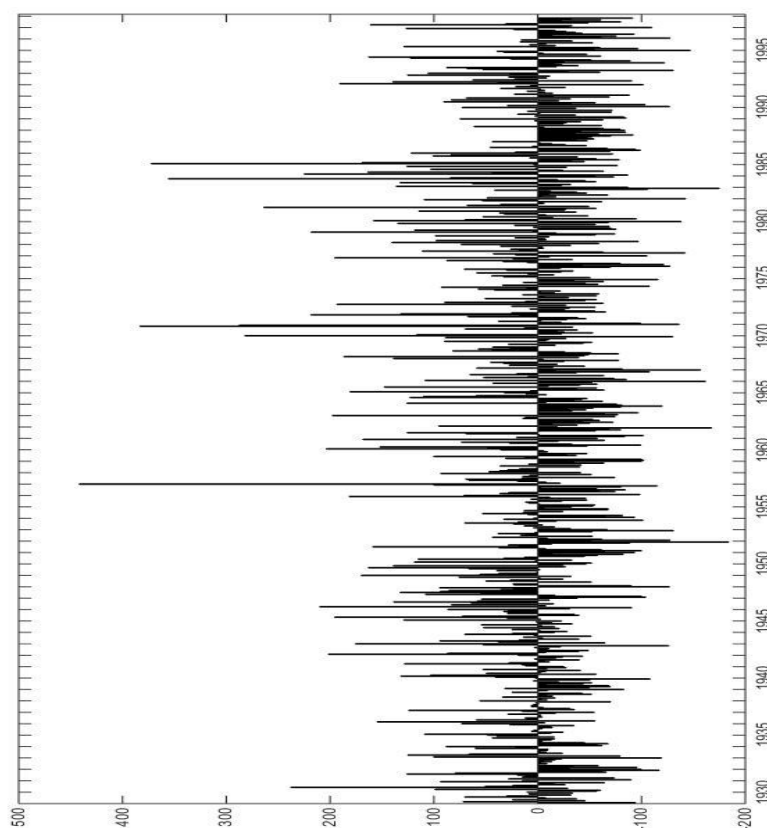


Figura 42. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Cobija Aeropuerto/BO.

Estação 34: Padilla (BO)

Localiza-se na região central da Bolívia no Departamento de Chuquisaca. Durante o ano ocorre pouca chuva e no verão as máximas decorrem em função do forte aquecimento da superfície da Terra que ocasiona a formação de nuvens convectivas na região. A precipitação varia em torno de 350 a 700 mm anuais. De acordo com a Figura 43, verifica-se uma anomalia positiva máxima de 450 mm/mês no verão de 1949 e anomalia negativa máxima no verão de 1947 de aproximadamente -250 mm/mês. O fenômeno *El Niño* ocorreu com forte incidência do início a metade do ano de 1957, no verão de 1990, 1992, com anomalias entre 200 a 280 mm/mês. O *La Niña* foi registrado forte ocorrência entre o ano de 1938 e 1939, durante o inverno de 1950, 1954 e 1956, entre os anos de 1975 e 1976 e entre os anos de 1988 e 1989, com poucas chuvas, ficando bem abaixo de -50 mm mensais.

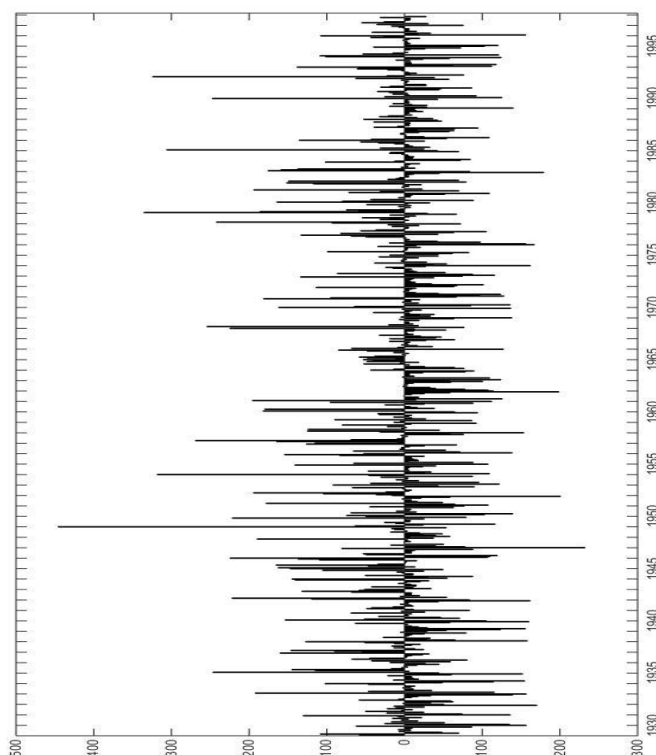


Figura 43. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Padilla/BO.

Estação 35: San Calixto (BO)

O Observatório de San Calixto localiza-se em La Paz, situada no Altiplano, com 3.650 m de altitude. Durante o ano ocorre pouca chuva e no verão as máximas decorrem em função do forte aquecimento da superfície da Terra que ocasiona a formação de nuvens convectivas na região. A precipitação varia em torno de 350 a 700 mm anuais. De acordo com a Figura 44, verifica-se uma anomalia positiva máxima de aproximadamente 350 mm/mês, no verão de 1950 e de 1990 e anomalia negativa máxima de -120 mm/mês nos verões de 1932 e 1979. O *El Niño* foi observado com forte incidência no verão de 1939, de 1958 a 1959, de 1972 a 1973, durante o ano de 1982 e de 1997, com anomalias entre 20 e 50 mm mensais. Quanto ao fenômeno *La Niña*, houve registros de forte incidência no ano de 1950 e no verão de 1951 e de 1989, com anomalias não alcançando os 100 mm mensais.

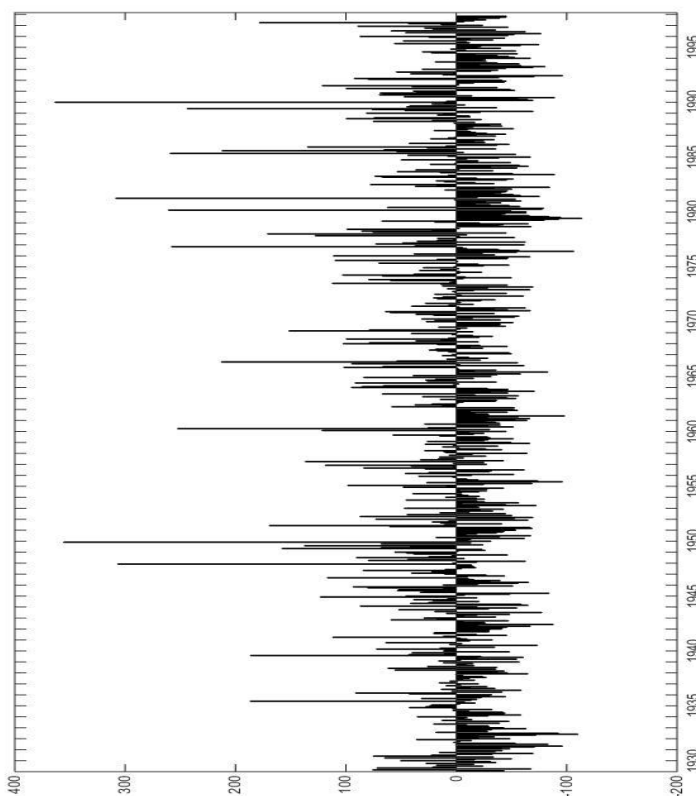


Figura 44. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de San Calixto/BO.

Estação 36: Tarabuco (BO)

Localiza-se na região central da Bolívia no Departamento de Chuquisaca. Durante o ano ocorre pouca chuva e no verão as máximas decorrem em função do forte aquecimento da superfície da Terra que ocasiona a formação de nuvens convectivas na região. A precipitação varia em torno de 350 a 700 mm anuais. De acordo com a Figura 45, verifica-se uma anomalia positiva máxima no verão de 1960, de aproximadamente 450 mm/mês e anomalia negativa máxima em torno de -100 mm mensais no verão de 1993. O fenômeno *El Niño* foi percebido forte ocorrência durante o ano de 1939, 1958, 1959, entre 1972 e 1973, 1982 a 1983 e 1997, com registro de anomalias ficando em torno de -10 a -50 mm mensais. Quanto a *La Niña*, observou-se forte ocorrência de anomalias no verão de 1939, 1950, 1956 e 1976, ficando em torno de 80 a 100 mm mensais.

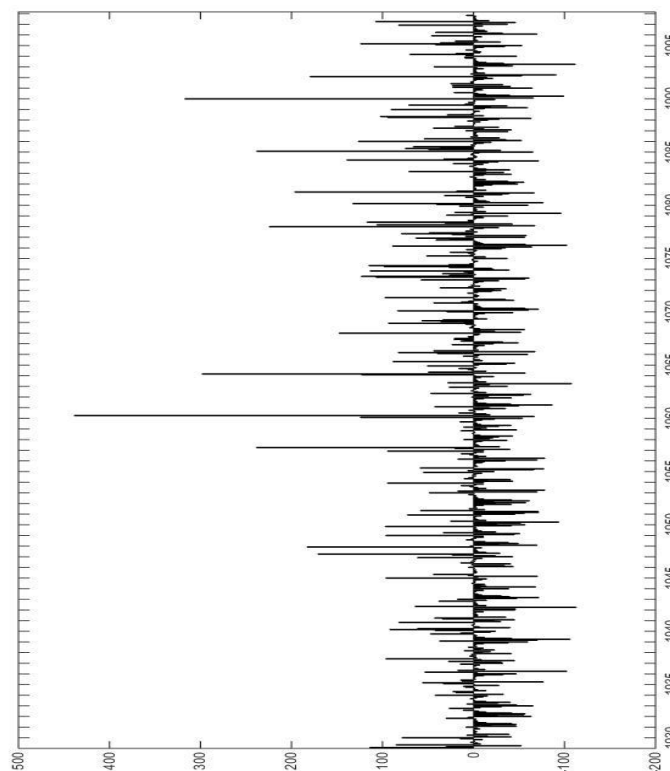


Figura 45. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Tarabuco/BO.

Estação 37: Villa Serrano (BO)

Localiza-se na região central da Bolívia no Departamento de Chuquisaca. Durante o ano ocorre pouca chuva e no verão as máximas decorrem em função do forte aquecimento da superfície da Terra que ocasiona a formação de nuvens convectivas na região. A precipitação varia em torno de 350 a 700 mm anuais. De acordo com a Figura 46, verifica-se uma anomalia positiva máxima de 680 mm/mês no verão de 1987 e anomalia negativa máxima no verão de 1962 com precipitação de -180 mm/mês. O fenômeno *El Niño* foi registrado com forte incidência durante o ano de 1940 e 1941, entre 1972 e 1973, durante o ano de 1983 e entre 1990 e 1991, com anomalias em torno de 10 mm/mês. Quanto a *La Niña*, as fortes ocorrências foram registradas no verão de 1950 e 1955 com anomalias em torno de 100 a 120 mm/mês.

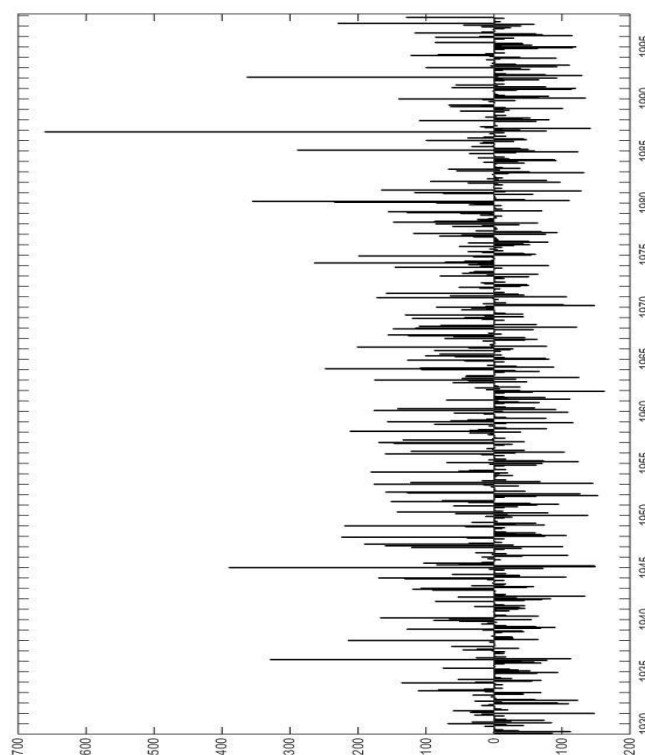


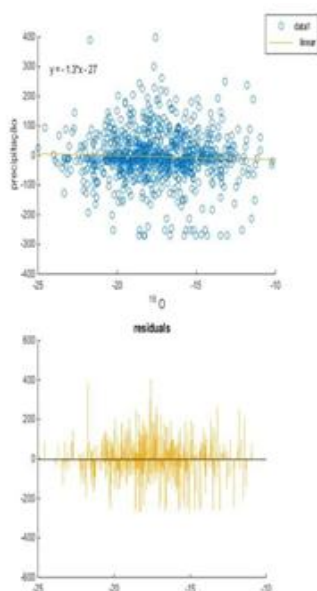
Figura 46. Anomalia de precipitação, em milímetros, no período de 1929 a 1998 na Estação de Villa Serrano/BO.

5.2. Análises dos Gráficos de Correlação e Erro Médio

As figuras a seguir são gráficos de correlação e de erro médio. O gráfico superior é um gráfico de dispersão, onde o eixo horizontal é a razão isotópica e o vertical apresenta as anomalias da precipitação. Os pontos representam a relação entre os isótopos e a precipitação, a linha amarela é a reta de regressão linear entre a razão isotópica e a precipitação. Quando ocorre uma grande dispersão de pontos, significa que há um grande resíduo (erro), ou seja, o grau de dependência é considerado baixo, significando que a representação é muito pequena, tendendo a zero (0).

No gráfico inferior estão identificados os resíduos que representam o erro entre a reta de regressão e as amostras do gráfico superior. Eles demonstram a magnitude e a posição do erro da estimativa por regressão linear. Valores medianos são os que geram maiores magnitudes dos erros. Conforme segue:

Estação 1: Altamira/PA



Estação2: Benjamim Constant/Am

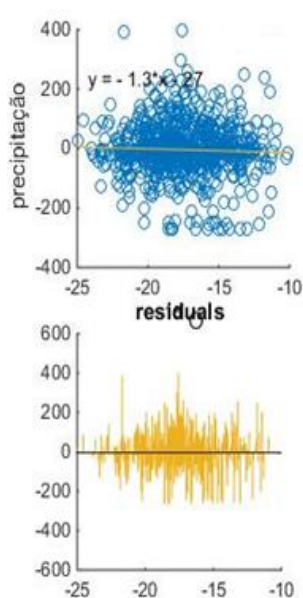


Figura 47. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).

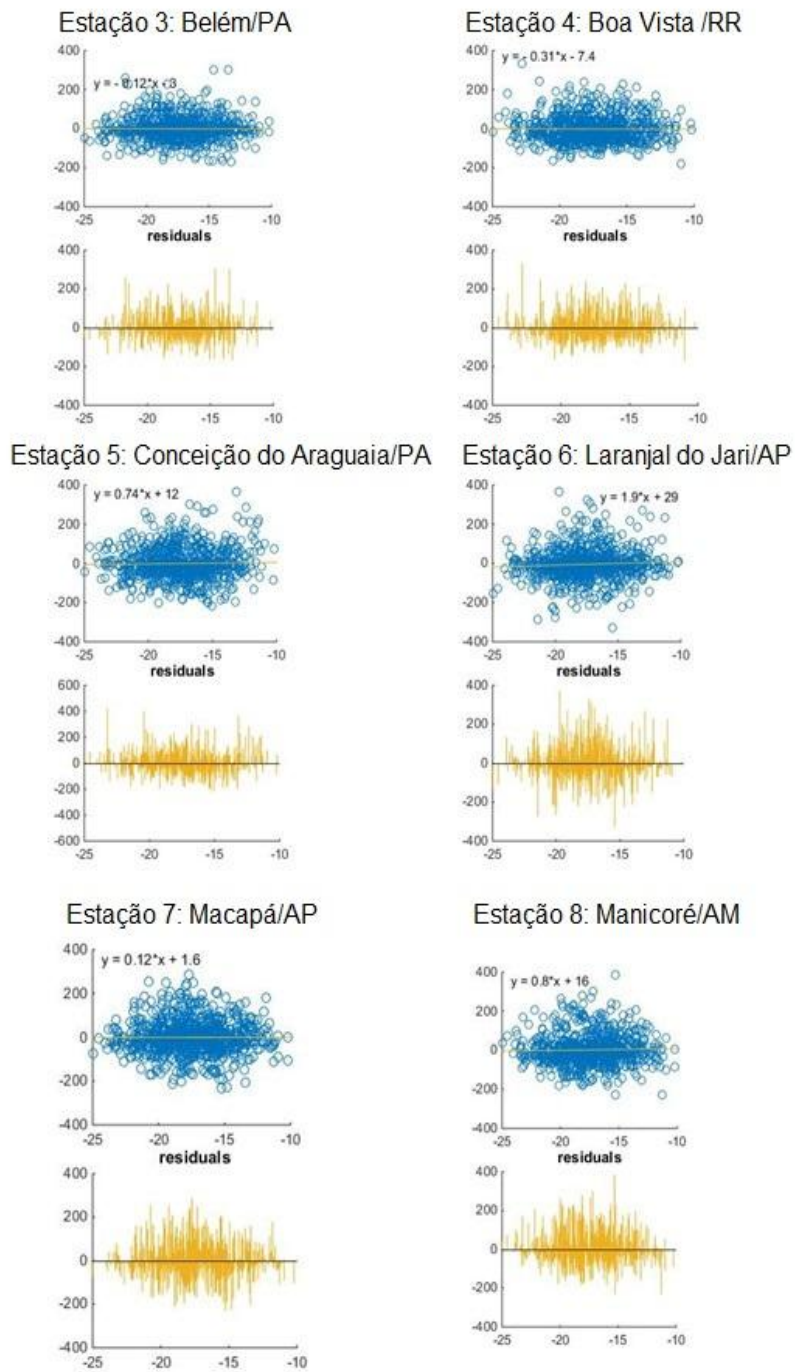


Figura 48. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).

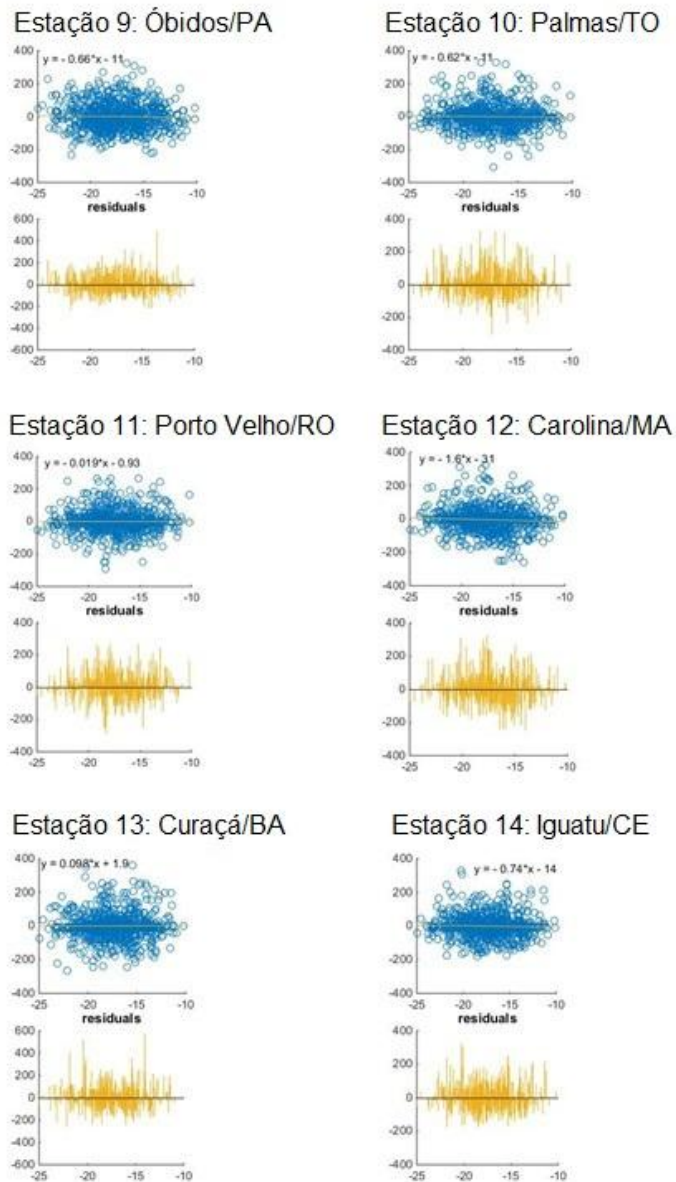


Figura 49. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).

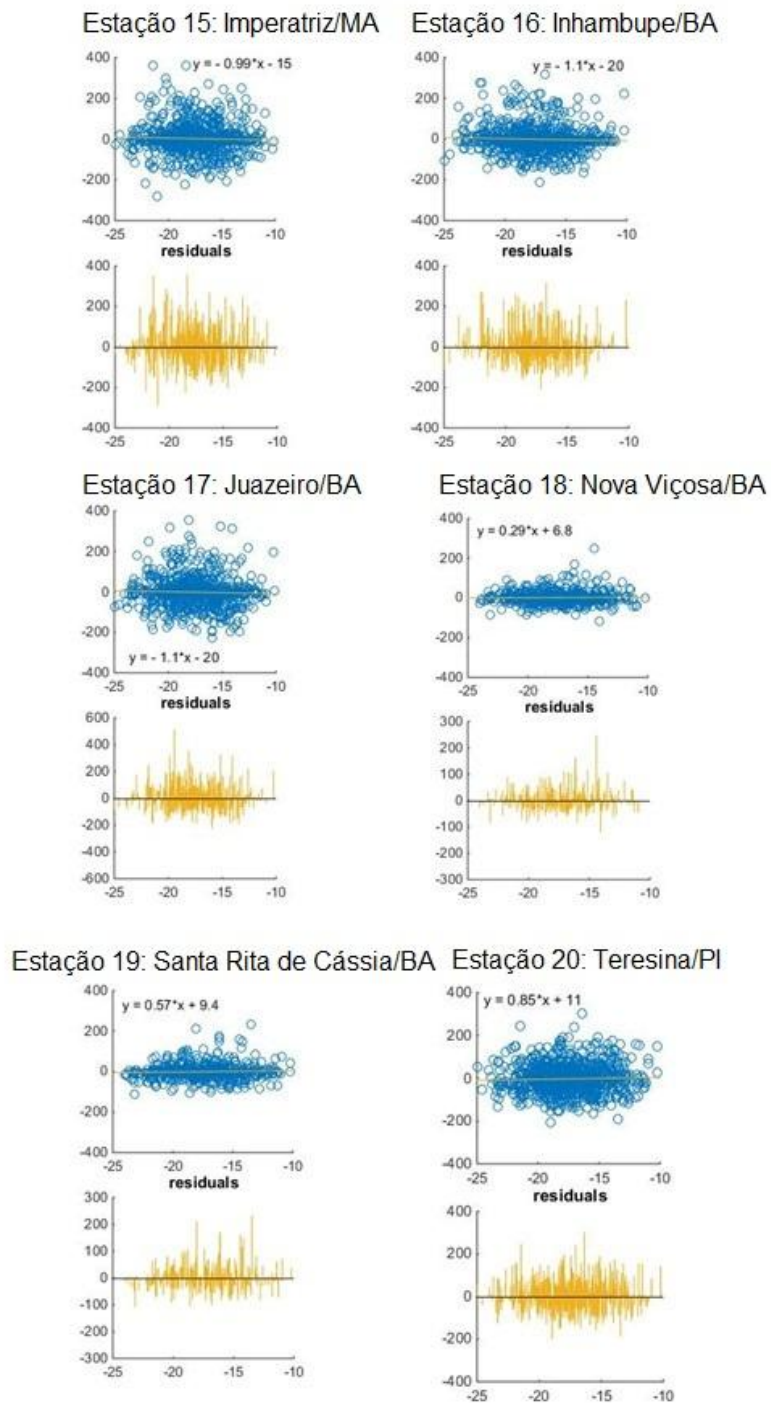


Figura 50. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).

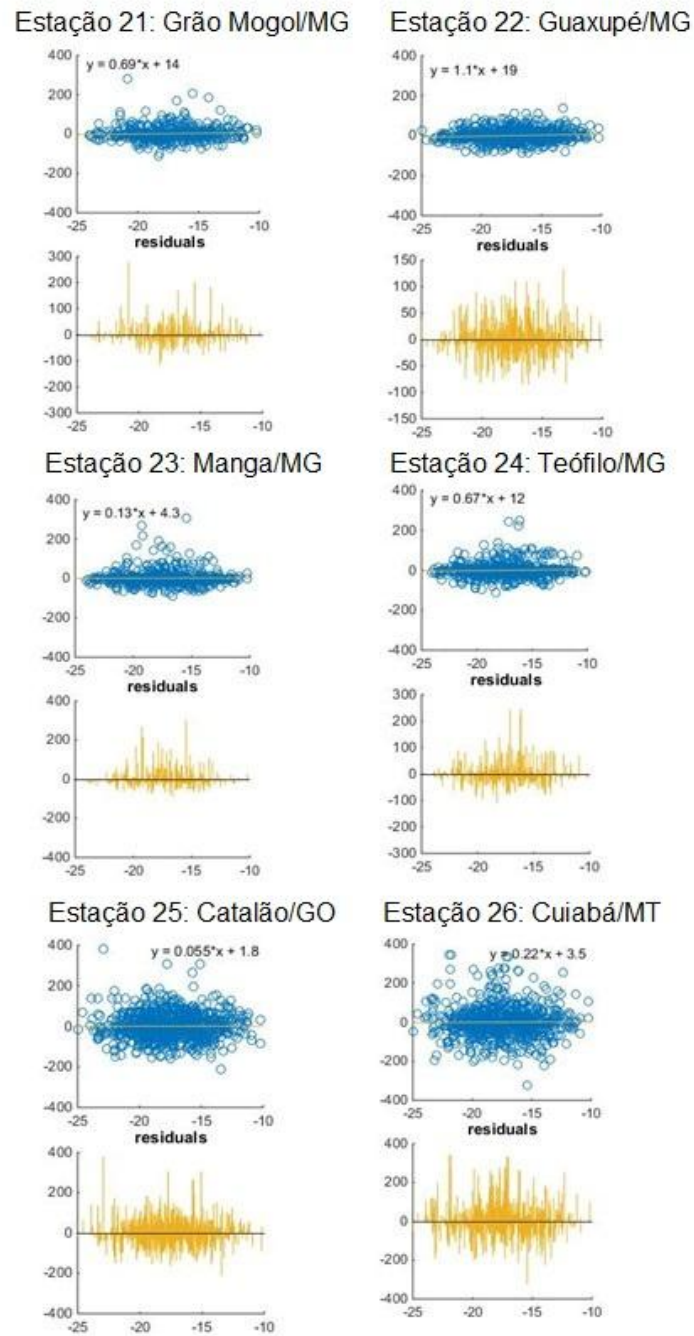
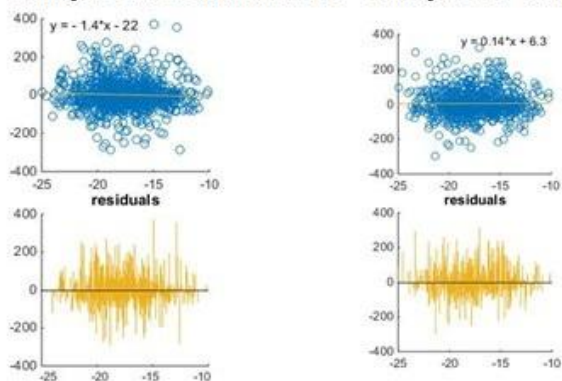
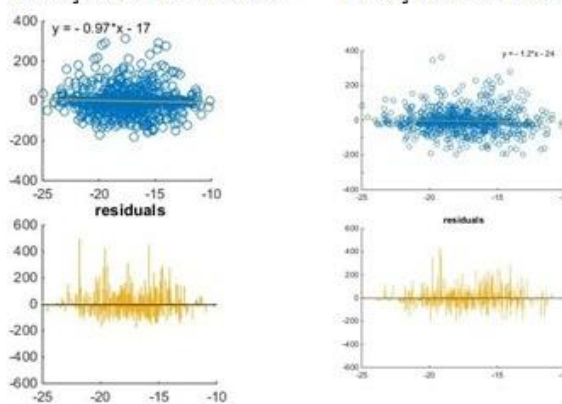


Figura 51. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).

Estação 27: Diamantino/MT Estação 28: Goiânia/GO



Estação 29: Goiás/GO Estação 30: Ponta Porã/MS



Estação 31: Capinota/BO Estação 32: Arani/BO

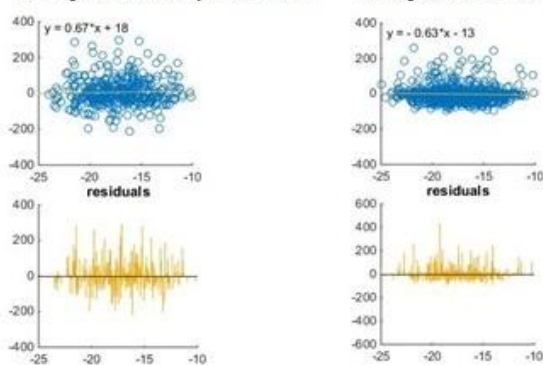


Figura 52. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).

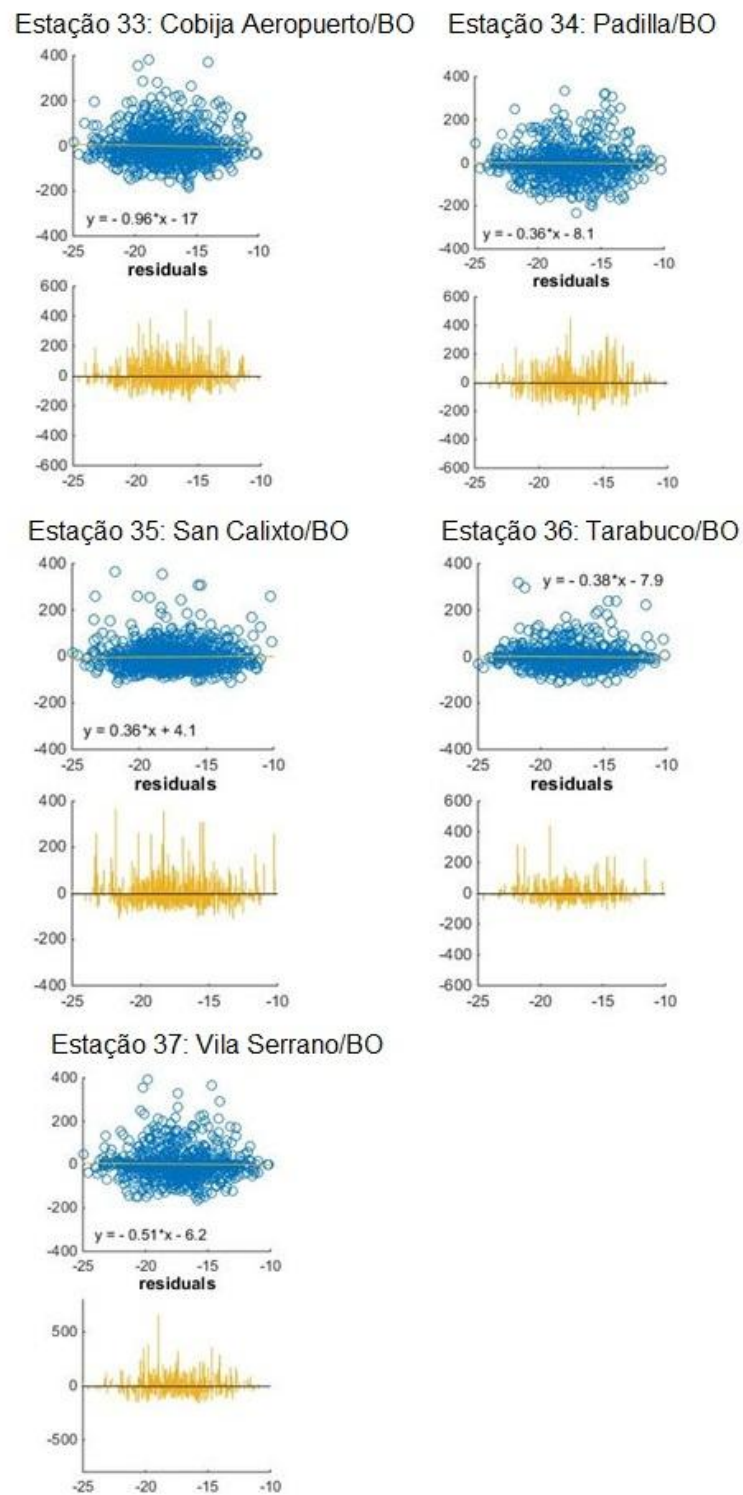


Figura 53. Gráfico de correlação (pontos azuis); Gráfico do erro médio (linha amarela).

O que se verifica é que devido à magnitude da variação de precipitação no Nordeste brasileiro, no estado de Minas Gerais e na Amazônia, ocorre pequena dependência com a variação do $\delta^{18}\text{O}$ porque é grande a dispersão dos pontos e são pequenos os índices de correlação entre as variáveis.

De acordo com Maier (2014), verifica-se grande variedade de padrões espaço-temporais da precipitação para fatos específicos do $\delta^{18}\text{O}$, porém é possível distinguir áreas onde exista ou não a possibilidade da reconstrução paleoclimática. Algumas áreas não oferecem a possibilidade da reconstrução paleoclimática devido aos padrões de variação da precipitação não serem relacionados com o $\delta^{18}\text{O}$, ou seja, a região Centro-Oeste e o Altiplano da Bolívia. Isso ocorre devido a agentes distintos que controlam as duas variáveis ($\delta^{18}\text{O}$ e precipitação), pois a distribuição espaço-temporal da precipitação nessas áreas tem frequência dos ciclos temporais ocorrendo em intervalos de tempo diferentes.

Não existe um agente de grande relevância que aja no controle da precipitação na região Centro-Oeste e no Altiplano; o que ocorre nessas regiões é a ação de agentes locais que são preponderantes no controle das anomalias (MAIER *et al*, 2013). Portanto, é plausível afirmar um alto grau de incerteza na reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita com base nas variações das razões isotópicas no Nevado Illimani devido à baixa dependência das variáveis, nas regiões acima citadas.

No entanto, na tentativa de distinguir a melhor forma de reconstrução da variabilidade da precipitação pretérita nas regiões do Nordeste brasileiro, no estado de Minas Gerais e na Amazônia, percebeu-se que existem dois agentes que se destacam na dependência entre as variáveis, que são:

- a. O controle predominante do ENOS e a variabilidade da temperatura superficial do Atlântico Norte na precipitação do Nordeste brasileiro, no estado de Minas Gerais, Amazônia e do $\delta^{18}\text{O}$;
- b. As variáveis devem ser dependentes, moderadas pelos mesmos agentes e ter ciclos temporais equivalentes. Assim, o ciclo temporal de recorrência das principais anomalias na precipitação e do $\delta^{18}\text{O}$, é fundamental.

6. CONCLUSÕES

Fazendo uma comparação das séries de precipitação da região tropical da América do Sul com a série do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani foi possível verificar baixos índices de correlação, o que impossibilita a reconstrução paleoclimática da precipitação pretérita com base em uma regressão linear entre as variáveis.

Foi observado, através das análises dos gráficos de dispersão, da reta de regressão e do erro médio, que o principal fator que contribui para a diminuição da correlação entre as variáveis é a grande variabilidade de precipitação, em conjunto aos registros do $\delta^{18}\text{O}$, causando assim grande redução na credibilidade da estimativa da precipitação utilizando o $\delta^{18}\text{O}$.

Esta variabilidade da precipitação é observada com base nas estações meteorológicas da região Norte, Nordeste e estado de Minas Gerais, Centro-Oeste e Bolívia. Nas estações referentes à região Norte, observa-se grande ocorrência de precipitação anual, em torno de 2.300 mm. Isso ocorre devido à presença da Floresta Amazônica, que é responsável pela preservação do equilíbrio dinâmico entre o clima e a vegetação, sendo fundamental na reciclagem do vapor d'água e conseqüentemente, contribuindo com a evapotranspiração.

A região Nordeste, embora com a proximidade do oceano, não possui uma distribuição de chuvas típicas da região equatorial. A influência dos Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS) e do Atlântico Norte (ASAN) e do cavado equatorial definem o clima da região por serem sistemas de grande escala, assim como os de escala sinótica, que acabam afetando a intensidade da ZCIT; logo, tornam-se os fatores determinantes das chuvas no norte e nordeste do Brasil no outono austral.

No estado de Minas Gerais a distribuição espacial das chuvas é altamente influenciada pela disposição do relevo, pela atuação das frentes polares e pela continentalidade. O oeste de MG coincide com a topografia da Serra da Canastra e da Serra da Mantiqueira refletindo, assim, a orografia na ocorrência das chuvas. Além desse fator, observa-se a ocorrência do equilíbrio dinâmico entre o anticiclone migratório polar e o sistema de alta pressão do Atlântico Sul, no verão, que conseqüentemente, mantém a permanência das frentes polares, provocando precipitações intensas e prolongadas. Já no interior do continente, as chuvas se mantêm mais reduzidas devido à entrada

de massas polares, pois a maior frequência induz a maiores totais pluviais; e quando há uma menor frequência da atuação das massas polares ocorrem anos mais secos, devido ao maior domínio dos sistemas intertropicais.

Na região Centro-oeste ocorre uma grande diversidade de fatores geográficos (latitude, relevo, vegetação entre outros), o que contribui para uma complexa variabilidade climática. O setor norte da região recebe influência dos sistemas que atuam na região amazônica e o setor sul recebe a dinâmica dos sistemas extratropicais, assim como dos sistemas frontais. As características climáticas da região sofrem influência dos sistemas atmosféricos de origem tropical e extratropical, em virtude de sua localização ser no subtropical.

A Bolívia recebe umidade da Amazônia por intermédio da evapotranspiração. Assim, a bacia e a floresta têm influência direta na ocorrência das chuvas sobre os Andes. Outro fator que determina as chuvas da região é o posicionamento da ZCIT, fazendo dessa forma com que seja bem definida a estação das chuvas e a estação seca.

Embora os fenômenos tropicais (*El Niño* e *La Niña*) determinem a variabilidade interdecenal da precipitação, esta condição não indica que haja uma analogia suficiente para uma estimativa adequada da precipitação pretérita, visto que a frequência de ocorrência dos fenômenos e sua instabilidade referente à magnitude e localização geográfica podem produzir impactos diferentes na variável independente ($\delta^{18}\text{O}$) e na variável dependente (precipitação).

Desta forma, podem ser citados alguns fatores que justificam essa condição: a) distintos ciclos temporais das variáveis; b) interferência de diversos fatores no controle da distribuição espaço-temporal da precipitação; c) o fato de o testemunho de gelo ter sido coletado na parte oriental da Cordilheira dos Andes, local de transformação do sistema atmosférico entre os oceanos Atlântico e Pacífico; d) o acúmulo de neve, devido à altitude da montanha, que é um fator de incerteza que pode controlar de forma incompleta o registro do $\delta^{18}\text{O}$ na geleira; e e) o fracionamento isotópico da água preservada no Nevado Illimani que pode ocorrer em três regiões, a saber: no Nordeste brasileiro, na Amazônia e na região Centro-leste do Brasil, os quais, devido à variabilidade da temperatura do Oceano Atlântico Tropical, o fenômeno ENOS pode indicar diferentes intensidades ou apresentar aumento/diminuição nos impactos.

Assim, devido à magnitude do erro que equivale à magnitude da média mensal da precipitação, conclui-se que a estimativa é imprecisa, visto que a tentativa de reconstituição pode equivaler a 100% dos valores mensais de precipitação. Portanto, é necessária uma análise mais ampla para compreender em sua plenitude o ciclo hidrológico em que o registro isotópico nos Andes Centrais está inserido.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, L. M. 2009. Clima da Região Centro-Oeste do Brasil. *In: Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- ALVES, L. M.; MARENGO, J. A.; CAMARGO JR, H.; CASTRO, C. 2005. Início da Estação Chuvosa na região Sudeste do Brasil: Parte 1 – Estudos Observacionais. *In: Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- 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. 1ª ed. Oficina de Textos, São Paulo, pp. 353-374.
- AYOADE, J. O. 1988. Introdução à Climatologia para os Trópicos. 2º ed. Rio de Janeiro: Ed. Bertrand Brasil S. A.
- BARROS, K. O., 2010. Índice de Aridez como Indicador da Susceptibilidade à Desertificação na Mesorregião Norte de Minas. Monografia do Curso de Bacharel em Geografia, Universidade Federal de Viçosa/UFV, Viçosa, MG.
- BERNARDO, R. T. 2005. O Potencial da Glacioquímica dos Testemunhos de Gelo Polares para Estudos Ambientais. Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS, Porto Alegre, RS.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. 2001. *A Satellite method to identify structural properties of mesoscale convective systems based on maximum spatial correlation tracking technique*. *In: Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- CLAUDINO, M. C.; PESSANHA, A. L. M.; ARAUJO, F. G.; GARCIA, A. M. *Trophic connectivity and basal food sources sustaining tropical aquatic*

consumers along a mangrove to ocean gradient. *Estuarine, Coastal and Shelf Science (Print)*, v. 167, p. 45-55, 2015.

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.

CRUZ, A. J. C. 1993. Química e Arqueologia: Os isótopos de oxigênio e a reconstituição do clima. *Boletim da Sociedade Portuguesa de Química*, Lisboa/PT – FNAC Gráfica, AS, nº 50, p. 25–28. Disponível em: <<http://www.spq.pt/magazines/BSPQ/574/swf>>. Acesso em 27/09/2015.

DANSGAARD, W. 1964. *Stable Isotopes in Precipitation. Tellus*, v. 16, n. 4, p. 436-468.

DAWSON, T. E.; BROOKS, P. D. *Fundamentals of stable isotope chemistry and measurement. In: Unkovich M. et al. (Ed.). Stable isotope techniques in the study of biological processes and functioning of ecosystems. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 2001. cap. I, p. 1-18.*

DEWES, C. F. 2007. Análise da Variabilidade Climática de um Modelo do Clima da América do Sul no Presente e em 6 KA AP. Dissertação de Mestrado do Curso de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, SP.

ELTHAIR, E. A. B.; BRAS, R. L. 1994. *Precipitation Recycling in the Amazon basin. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 120, n. 4, p. 861-880.

FIGUEIRA, M. 2005. Ciclo de Nitrogênio em Florestas Secundárias da Amazônia: Uma abordagem Isotópica. Laboratório de Ecologia Isotópica – CENA/USP. Universidade de São Paulo – SP. Disponível em <<http://slideplayer.com.br/slide/46712/>>. Acesso em 18/12/2015.

FRAGUAS, P. F. 2009. Relação entre o sinal Isotópico de oxigênio e carbono e o tamanho de testa de Foraminíferos em amostras de topo de dois Testemunhos da Margem Continental Brasileira. Dissertação de Mestrado do Curso de Ciências, área de Oceanografia Química e Geológica, Universidade de São Paulo/USP – São Paulo, SP.

GAN, M. A.; RAO, V. B.; MOSCATI, M. C. L. 2005. *South American monsoon indices. In: Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.*

- GARCIA, A. M.; HOEINGHAUS, D. J.; VIEIRA, J. P.; WINEMILLER, K. O. *Isotopic variation of fishes in freshwater and estuarine zones of a large subtropical coastal lagoon. Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 73, p. 399-408, 2007.
- GARREAUD, R. D. 2000. *Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the South American Altiplano. Monthly Weather Review*, v. 128, nº 9, p. 3337-3346.
- GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. 2009. *Present-day South American climate. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Ed. Elsevier, v. 281, p. 180-195.
- 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*, p. 353-374.
- HERDIES, D. L.; SILVA, A.; DIAS, M. A. F. S.; FERREIRA, R. N. 2002. *The moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. In: Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos*, 2009.
- JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. 2002. *Active and break phases in the South American monsoon system. In: Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos*, 2009.
- KAIANO, M. T.; ANDREOLI, R.V. 2004. *Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. In: Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos*, 2009.
- KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G. WOOLLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V.; JENNE, R.; 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.
- KNUSEL, S.; GINOT, P.; SCHOTTERER, U.; SCHWIKOWSKI, M.; GAGGELER, H. W.; FRANCOU, B.; PETIT, J. R.; SIMÕES, J. C.; TAUPIN, J. D. 2003. *Dating of two nearby ice cores from the Illimani, Bolívia. Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. 6, p. 4181.
- LATTIN, J.; CARROL, J. D.; GREEN, P. E. 2011. *Análise de Dados Multivariados*. Ed. Cengage Learning. São Paulo. p. 455.

- LOPES, M. N. G.; NICHET, D. 2006. Caracterização do Regime Térmico de Imperatriz-MA. Congressos Brasileiros de Meteorologia/CBMET.Ed. XIV – Florianópolis, SC.
- MAIER, E. L. B. 2014. Relações Espaço-temporais entre dados Paleoclimáticos do Nevado Illimani (Bolívia) e a Precipitação na América do Sul. Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS, Porto Alegre, RS.
- MAIER, E. L. B.; BARREIRA, S.; 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. Revista Pesquisa em Geociências, v. 43 [1]: p. 5-16.
- MARENGO, J. A. 2006. Mudanças Climáticas Globais e seus Efeitos sobre a Biodiversidade – Caracterização do Clima Atual e Definição das Alterações Climáticas para o Território Brasileiro ao Longo do Século XXI. Brasília MMA, 2006.
- MARENGO, J. A. 2009. *On the hydrological cycle of the Amazon Basin: A historical review and current state-of-the-art*. In: Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. 2001. *The Hydroclimatological framework in Amazonia*. Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. 2009. Clima da Região Amazônica. In: Cavalcanti, I. F.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J.; Dias, M. A. F. S. Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, p. 199.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W. R. 2002. Episódios de jatos em baixos níveis ao leste dos Andes durante 13-19 de abril de 1999. Rev. Bras. Meteor., v. 17, p. 35-52. In: Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos 2009.
- MATSUURA, K.; 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 01/06/2016).
- MELO, A. B. C.; NOBRE, P.; MENDES, D.; BOTTINO, M. J. 2002. A Zona de Convergência Intertropical sobre o Oceano Atlântico: Climatologia. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12., Foz do Iguaçu-PR. Anais... Foz do Iguaçu: SBMet. In: Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos 2009.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. 2007. Climatologia: Noções Básicas e Climas do Brasil. São Paulo: Oficina de Textos.

MORAES, *et. al.*, 2014. Tradução do Instituto de Mudanças do Clima (Universidade do Maine/EUA)* INCT da Criosfera (2014) UFRGS.

NAMIAS, J. 1972b. *Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil*. In: Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

NUNES, L. H.; VICENTE, A. K.; CANDIDO, D. H. 2009. Clima da Região Sudeste do Brasil. In: Cavalcanti, I. F.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J.; Dias, M. A. F. S. Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, p. 243 e 249.

OLIVEIRA, M. C. L. M.; BASTOS, R. F.; CLAUDINO, M. C.; ASSUMPÇÃO, C. M.; GARCIA, A. M. *Transport of marine-derived nutrients to subtropical freshwater food webs by juvenile mullets: a case study in southern Brazil*. *Aquatic Biology*, v. 20, p. 91-100, 2014.

PEREIRA, A. L. 2007. Isótopos estáveis em estudos ecológicos: métodos, aplicações e perspectivas. *Revista. Biociências*, Taubaté, v.13, n.1-2, p.16-27.

PERES, T. C.; MAIER, E. L, B. Análise das relações entre o $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho de gelo do Nevado Illimani (Bolívia) com a precipitação da região tropical da América do Sul (1929-1998). Universidade Federal do Rio Grande/FURG. Rio Grande, RS.

PORTAL DO GOVERNO DO ESTADO DE MINAS GERAIS. 2016. Geografia de Minas Gerais. Disponível em <<https://www.mg.gov.br/governomg/portal/c/governomg/conheca-minas/geografia/9940-dados-gerais-minas/5681-dados-gerais/5146/5044>> Acesso em 12/06/2016.

RAMIREZ, E.; HOFFMANN, G.; TAUPIN, J. D.; FRANCOU, B.; RIBSTEIN, P.; CAILLON, N.; FERRON, F. A.; PETIT, J. R.; LANDAIS, A.; SIMÕES, J.C. 2003. *A new Andean deep ice core from Illimani (6350 m), Bolívia, Earth and Planetary Science Letters*, v. 212, n. 3, p. 337 – 350.

RAO, V. B.; 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.; AMBRIZZI, T. 2010. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma revisão Bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 2, p. 185-204.
- RIBEIRO, R. R.; RAMIREZ, E.; SIMÕES, J. C.; DANI, N.; MENDES, C. W. J. 2015. História Climática recente dos Andes Centrais Bolivianos pela análise de dados de Sensoriamento Remoto e de Testemunho de Gelo. *Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR (INPE)*. P. 0318-0322.
- RIBEIRO, R. R.; SIMÕES, J. C.; DANI, N.; ARYGONY-NETO, J.; RAMIREZ, E. 2010. Mudanças Investigadas nas Massas de Gelo dos Andes Tropicais. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos – RBRH*, v. 15, n. 3, p. 131-145.
- SALATI, E.; DALL’OLIO, A.; MATSUI, E.; GAT, J. R. 1979. *Recycling of Water in the Amazon Basin: An Isotopic Study*. *Water Resources*, v. 15, n. 5, p. 1250-1257.
- SANCHES, A. M., 2013. Variações na Extensão da Cobertura de Gelo no Nevado Cololo, Bolívia. Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS, Porto Alegre, RS.
- SILVA, V. M. A.; MEDEIROS, R. M.; RIBEIRO, V. H. A.; SANTOS, E. D.; FARIAS, M. E. A. C. 2015. Climatologia da Precipitação no Município de Teresina, PI, Brasil. *In: Congresso Técnico Científico da Engenharia e da Agronomia*. Fortaleza, CE.
- SOUZA, S. O. 2013. Vulnerabilidade Ambiental da Planície Costeira de Caravelas (Bahia): Uma Proposta Geossistêmica. Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo/UFES, Vitória, ES.
- STRANG, D. M. G. D. 1972. Análise Climática das normais pluviométricas do Nordeste Brasileiro. *In: Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- TAVARES, J. P. N. 2014. Características da Climatologia de Macapá-AP. *Caminhos de Geografia - revista on line*. Instituto de Geografia – UFU, v. 15, n. 50, p. 138-151.
- 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.; FRANCOU, B. 1998. *A 25,000-*

year *Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores*, *Science*, v. 282, n. 5395, p. 1858-1864.

UNISINOS. 2016. Universidade do Vale do Rio dos Sinos. A Mudança Climática segundo os Testemunhos de Gelo. Disponível em <<http://www.ihu.unisinos.br/entrevistas/527084-a-mudanca-climatica-segundo-os-testemunhos-do-gelo-entrevista-especial-com-jefferson-simoes>> Acesso em: 08/01/2016.

VIMEAUX, F.; GALLAIRE, R.; BONY, S.; HOFFMANN, G.; CHIANG, J. C. H. 2005. *What are the Climate Controls on δD in Precipitation in the Zongo Valley (Bolívia)? Implications for the Illimani Ice Core Interpretation*. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 240, n. 2, p. 205-220.

WALKER, G. T. 1928. *Ceará (Brazil) famines and the general air movement*. In: *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

WILLMOTT, C. J.; ROWE, C. M.; 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.

ZHOU, J.; LAU, K. M. 2001. *Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America*. In: *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

Disponível em: <http://sonda.ccst.inpe.br/estacoes/palmas_clima.html>. Acesso em 07/07/2017.

Disponível em: <<http://www.agencia.cnptia.embrapa.br>>. Acesso em 07/07/2017.

Disponível em: <http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/bioma_caatinga/arvore/CONT000g798rt3p02wx5ok0wtedt3nd3c63l.html>. Acesso em 07/07/2017.

Disponível em: <<http://www.cnpqgl.embrapa.br/sistemaproducao/book/export/html/114>>. Acesso em 07/07/2017.

Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/hidrologia/mapas_publicacoes/Regionalizacao_Vazoes_%20Bacias_Hidrogr%C3%A1ficas/Mapa_Isoietas.pdf>. Acesso em 07/07/2017.

Disponível em: <<http://www.bo.undp.org/content/dam/bolivia/docs/Tras-las-huellas-del-Cambio-Climatico-en-Bolivia.pdf>>. Acesso em 06/07/2017.