

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE QUÍMICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - GEOQUÍMICA**

JAMES EMILIANO APAÉSTEGUI CAMPOS

MONÇÃO SUL AMERICANA:

variabilidades e impactos na paleopluviosidade dos Andes orientais durante os últimos 1400 anos a partir de estudos isotópicos em espeleotemas

NITERÓI

2014

JAMES EMILIANO APAÉSTEGUI CAMPOS

MONÇÃO SUL AMERICANA:

variabilidades e impactos na paleopluviosidade dos Andes orientais durante os últimos 1400 anos a partir de estudos isotópicos em espeleotemas

Tese apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Doutor. Área de concentração: Geoquímica Ambiental.

Orientador:

Prof. Dr. Abdelfettah Sifeddine

Co-orientador:

Prof. Dr. Francisco William da Cruz

Niterói

2014

A639 Apaéstegui Campos, James Emiliano.

Monção Sul Americana: variabilidades e impactos na paleopluviosidade dos Andes orientais durante os últimos 1400 anos a partir de estudos isotópicos em espeleotemas / James Emiliano Apaéstegui Campos. – Niterói : [s.n.], 2014.

150 f. : il. ; 30 cm.

Tese (Doutorado em Geociências - Geoquímica Ambiental) - Universidade Federal Fluminense, 2014. Orientador: Profº Drº Abdelfettah Sifeddine. Co-orientador: Profº Drº Francisco William da Cruz.

1. Paleoclima. 2. Espeleotema. 3. Isótopo estável. 4. Peru. 5. Bolívia. 6. Produção intelectual. I. Título.

CDD 551.69

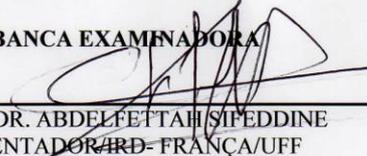
JAMES EMILIANO APAÉSTEGUI CAMPOS

**MONÇÃO SUL AMERICANA: VARIABILIDADE E
IMPACTOS NA PALEOPLUVIOSIDADE DOS ANDES
ORIENTAIS DURANTE OS ÚLTIMOS 1400 ANOS A
PARTIR DE ESTUDOS ISOTÓPICOS OU ESPELEOTEMAS**

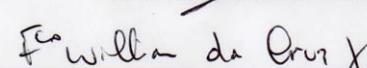
Tese apresentada ao Curso de Pós - Graduação
em Geociências da Universidade Federal Fluminense,
como requisito parcial para a obtenção do **Grau
de Doutor**. Área de Concentração: **Geoquímica
Ambiental**.

Aprovada em abril de 2014.

BANCA EXAMINADORA



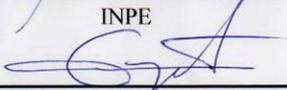
PROF. DR. ABDELFTTAH SIFEDDINE
ORIENTADOR/IRD-FRANÇA/UFF



PROF. DR. FRANCISCO WILLIAM DA CRUZ JUNIOR
CO-ORIENTADOR/USP



PROF. DR. GILVAN SAMPAIO DE OLIVEIRA
INPE



PROF. DR. JEAN LOUIS GUYOT
IRD



PROFA. DRA. ANA LUIZA SPADANO ALBUQUERQUE
UFF



PROF. DR. HEITOR EVANGELISTA DA SILVA
UERJ/UFF

**NITERÓI
2014**

A Hilda, Claudia y Micaela, quienes me dieron los motivos para avanzar.

AGRADECIMENTOS

Muitas pessoas foram envolvidas durante desenvolvimento do presente projeto, não tenho palavras para agradecer ou refletir sob período de crescimento que representou os 4 anos de Doutorado que fiz na Geoquímica.

Gostaria de agradecer a minha família, que me deu os ânimos e as forças quando estevi longe de casa e lutava pelo meu sono de pesquisa. Micaela, Hilda, Claux, Ursula e Claudia, as suas lembranças sempre estiveram comigo.

Ao meu amigo Jean Loup Guyot pela oportunidade de crescer, pelas cavernas exploradas, pelas experiências vividas durante tudo este período dentro e fora da área acadêmica.

A nossa equipe, a pequena família de gringos que trabalhamos juntos na Geoquímica, o Professor Abdel que me ensinou não simplesmente a fazer pesquisa, mas crescemos juntos como amigos irmãos. Ao meu parceiro Javier, quem compartilhou dia a dia atividades e aprendemos a supervivência de uma nova cultura. Ao Coco que acompanhou o final do caminho e sempre topou pra jogar play station.

A minha irmã Carine e nossa mãe Cleoneia, que me deram a chance de ser parte das suas vidas, me apoiaram, me escutaram e sempre compartilharam comigo seu lar. Agradeço enormemente tudo o que fizeram por mim. Vocês terão sempre um lugar no meu coração.

Ao meu professor Francisco Cruz (Chico Bill), muito obrigado pelas ensinanzas, pelas experiências que acumulamos durante este período tanto dentro como fora da vida acadêmica. Ao meu amigo Nicolas Strikis (Panico), pela convivência em Minneapolis, pela paciência e pelo apoio. Aos meus amigos da C3: Valdir Novello, Jean Sebastian Moquet, e também as meninas Maria Carolina, Veronica, Maria Gracia, Eline, pelas noites de churrasco as discussões e a convivência no laboratório. Finalmente ao Osmar Antunez, pelo grande apoio no laboratório de isótopos estáveis.

Aos meus amigos de Brasília, que me deram a chance de aprender e compartilhar outros conhecimentos dentro e fora do laboratório. Ao Luis Manzini, que sempre me recebeu no laboratório da Geocrono da UnB, muito obrigado pelas ensinanzas e pelo apoio no laboratório, ao Eduardo Carvalho que trabalhou também para obter resultados deste trabalho, a Ana Carolina Miranda e Maria Massella pelo apoio na amostragem.

Em geral também gostaria de agradecer aos meus amigos da Geoquímica, pela convivência em geral, especialmente ao Nivaldo, obrigado pela paciência, ao Gabriel Martins, a Luciane Moreira, Keila Aniceto e ao professor Renato Campello, os quais me brindaram sua amizade e companhia durante este período de formação.

(...) Las ideas nunca se realizan por completo. A veces se retraen, hibernan, como algunas bestias. Esperan el momento oportuno para reaparecer. El pensamiento no muere. Solo mide su tiempo. La idea que parecía muerta en un tiempo reaparece en otro. El espíritu no muere. Se traslada. Se duplica, a veces suple, e incluso suplica. Desaparece, se le cree muerto. Reaparece.....

Carlos Fuentes: fragmento de "En esto Creo"

RESUMO

As cavernas situadas nos Andes peruanos e bolivianos são caracterizadas por possuir espeleotemas proporcionando enorme potencial para estudos paleoclimáticos e paleohidrológicos de alta resolução, os quais permitem entender principalmente períodos curtos de variabilidade climática. Estas variabilidades durante o último milênio vêm sendo amplamente estudadas, principalmente por corresponder a importantes eventos climáticos recentes, tais como Anomalia Climática Medieval (ACM- 900 a 1200 A.D.) e Pequena Idade do Gelo (PIG- 1400 a 1850 A.D), os quais foram associados a mudanças na atividade solar e atividades vulcânicas no Hemisfério Norte. Neste trabalho, foram utilizados isotopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em espeleotemas como *proxy* para avaliar fases de mudanças de fontes e intensidade de pluviosidade relacionados a variações da atividades da Monção Sul Americana. Foram analisados 5 espeleotemas; 2 na Caverna da Palestina (Peru) e 3 na caverna Chiflonkhakha (Bolivia). Os resultados encontrados mostraram alterações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ sugerindo condições secas no Peru e úmidas na Bolívia durante a ACM evidenciadas por valores mais positivos e negativos respectivamente. Posteriormente, durante a PIG, os resultados de $\delta^{18}\text{O}$ mostram valores mais negativos evidenciando condições mais úmidas em ambas as regiões. Análises de frequências dos registros estudados mostraram periodicidades em torno de 8, 25 e 64 anos. Estas variações foram correlacionadas para ACM e PIG, com outras reconstruções paleoclimáticas em áreas marinhas e continentais, com intuito de entender a influência das variabilidades zonais e latitudinais das temperaturas de superfície oceânicas (TSMs) do Pacífico Equatorial e no Oceano Atlântico na distribuição das precipitações em relação ao Monção Sul Americana.

Palavras-chave: Espeleotemas. Variabilidade climática. Isotopos estáveis. Monção Sul Americana.

ABSTRACT

The caves located in the Peruvian and Bolivian Andes are characterized by the presence of speleothems providing high potential for high resolution paleoclimate and paleohydrological reconstructions, which allow understand principally short periods of climate variability. These variability during the last millennium have been widely studied, mainly in correspondance to important recent weather events such as Medieval Climate Anomaly (MCA, AD 900-1200) and the Little Ice Age (LIA - 1400-1850 AD), which were associated to changes in solar and volcanic activities in the Northern Hemisphere. In this work, we used stable oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$) in speleothems as a proxy for assessing the stages of change of sources and precipitation intensity related to changes in the activities of the South American Monsoon System. 5 espeleotems were analyzed; 2 in Palestina cave (Peru) and 3 in Chiflonkhakha cave (Bolivia). Our results show changes in $\delta^{18}\text{O}$ values suggesting dry conditions in Peru and humid conditions in Bolivia during ACM evidenced by more positive and negative values respectively. Later, during the LIA, results show more negative $\delta^{18}\text{O}$ values indicating more humid conditions in both regions. Analysis of frequencies over the studied records showed periodicities around 8, 25 and 64 years. These variations were correlated to ACM and LIA with other paleoclimatic reconstructions in marine and continental areas, in order to understand the influence of the zonal and latitudinal variability of ocean surface temperatures (SSTs) in the Equatorial Pacific and the Atlantic Ocean and it's influence on distribution of rainfall in relation to the South American Monsoon.

Keywords: Speleothems. Climate Variability. Oxygen Isotopes. South American Monsoon System.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1 - Localização das principais cavernas estudadas em Perú e Bolívia, no contexto da América do Sul. Os pontos da legenda apresentam os nomes das principais cavidades onde se desenvolveu as coletas dos espeleotemas.....	22
Figura 2.2 - Mapa da Caverna Cascayunga e localização dos pontos de coleta dos espeleotemas.....	25
Figura 2.3 - Mapa da Caverna Palestina e localização dos pontos de coleta dos espeleotemas.	26
Figura 2.4 - Perfil longitudinal da caverna Chiflonkhakha (Painel Superior) e Mapa da mesma. A Seta vermelha indica a localização dos pontos de coleta dos espeleotemas..	28
Figura 2.5 - Perfil longitudinal da caverna Umajalanta (Painel Superior) e Mapa da mesma. A Seta vermelha indica a localização dos pontos de coleta dos espeleotemas.....	29
Figura 2.6 - Esquema da Circulação atmosférica nas estações de Verão (Painel Superior) e Inverno (Painel Inferior) Austral. Figuras a e c apresentam distribuição das precipitações e circulação dos ventos em baixos Níveis (925 Hpa) e Altos níveis (200 Hpa) respectivamente. Figuras b e d apresentam as mesmas variáveis no inverno austral.....	31
Figura 2.7 - Variações de longo prazo dos ventos a 200 HPa, altura geopotencial, e radiação de onda larga de saída (OLR) baseada em dados do reanalysis NCEP/NCAR e dados de NOAA - OLR para a) Verão Austral (Dezembro - Fevereiro, DJF) e b) Inverno (Junho - Agosto, JJA). Intervalos de contorno são 25 gpm, 10 gpm sob 12400 e 5 gpm sob 12430. Sombreado obscuro e claro indicam valores de OLR menores de 225, 210 e 195 Wm ⁻² . Retângulo preto (em a) Marca a região de maior atividade convectiva durante DJF, usada pra criar o índice do Monção M..	32
Figura 2.8 - Regiões de estudo do aquecimento do Pacífico Central pra avaliação dos eventos ENOS.....	35
Figura 2.9 - Mapa de Correlações sazonais entre Índice Multi Enso - MEI e precipitações (Painel superior) e Temperatura dos ventos de superfície. Os dados em grelha proveem da Universidade de Delaware (1950 - 1999). Correlações em intervalos de $\pm 0,2$ são apresentados com rango de significância estatística maior do 95%.....	36
Figura 2.10 - Fases da PDO.....	38
Figura 2.11 - Comparação entre os modos espaciais da PDO (A), e de ENSO (B) definidos a partir da SST. Em (C) Diferença entre os valores absolutos dos sinais padronizados de ENSO e PDO..	38
Figura 2.12 - Painel superior fases da OAN, painel inferior fases da AO.	40
Figura 2.13 - Gráfico do Índice da OMA construído a partir de dados instrumentais obtidos no site da NOAA.	41
Figura 2.14 - Registros Pluviométricos Mensais da estação de Rioja - Perú, para o período 1963 - 2012.....	42
Figura 2.15 - Distribuição das Chuvas (sombreado) e ventos (setas) ao passo de tempo diário. Também estão representadas as linhas de geopotencial segundo as informações de ERA-40..	43

Figura 2.16 - Registros de precipitação mensal e temperaturas na estação meteorológica de Torotoro - Bolívia para o período 1977 - 2000.	45
Figura 3.1 - Indicações de alguns proxies climáticos da variabilidade durante a Anomalia Climática Medieval.....	51
Figura 3.2 - A) Registros de taxa de irradiação Solar. B) Sulfatos aerossóis globais produzidos pela atividade vulcânica.....	53
Figura 3.3 - Reconstruções de temperatura a) H. Norte, b) H. Norte somente devido à forçantes solares, c) Global..	55
Figura 3.4 - Datação da LIA máxima no Mundo. As datações foram baseadas em métodos diferentes. Liquenometria, documentos históricos, dendrocronologia, tefrocronology'e datas presumidas.	59
Figura 3.5 - Zona da ZCIT durante a PIG segundo trabalhos revisados de acordo com Newton et al. (2006) e Kirkby modificado (2007).	60
Figura 4.1 - Representação da energia necessária para separar dissociar elementos isotópicos. Quanto mais pesado é um isótopo, maior será a energia potencial necessária para promover a quebra da ligação.....	63
Figura 4.2 - Esquema do Fracionamento Rayleigh..	65
Figura 4.3 - Fracionamento Isotópico da água de chuva em função do percentual de umidade relativa da atmosfera. O coeficiente angular da linha de água meteorologica se aproxima de 8 em regiões de clima úmido.....	67
Figura 4.4 - Diagrama apresentando os principais processos relacionados com variações de $\delta^{18}\text{O}$ relevantes para o uso de espeleotemas em reconstruções paleoclimáticas. Os fatores dominantes estão baseados nas temperaturas e umidade relativa que influencia o $\delta^{18}\text{O}$ através de vários processos e mudanças de fase no oceano, atmosfera, hidrosfera, solo, zonas, epikarst e finalmente no CaCO_3 dos espeleotemas..	68
Figura 4.5 - Mapa de América do Sul e climatologia para o período 1976 – 1999 gerada pelo modelo REMOiso. As caixas pretas mostram as regiões referidas no texto. A) Topografiá de América do Sul, usada como parâmetro do REMOiso retirada da (USGS). Diamantes vermelhos apresentam as estações de $\delta^{18}\text{O}$ da IAEA. B) Simulação das chuvas no Verão (DJF, mm/d) e ventos a 850 HPa. O gráfico interior apresenta os valores de TRMM. C) Simulação da TSM, o gráfico interior apresenta os valores de CRU. D) Valores de $\delta^{18}\text{O}$ médios das chuvas simulados para o período.....	70
Figura 4.6 - Exemplo de diferentes tipos de fluxos no epicarste representando a passagem direta e mistura do sinal isotópico das águas de chuva.	77
Figura 5.1 - Imagens representando a localização das datações ao longo do eixo de crescimento para algumas amostras analisadas.	83
Figura 5.2 - Foto do microamostrador Sherline 5400, equipamento utilizado para coleta de carbonato de cálcio em espeleotemas e tubos de amostragem utilizados nas análises isotópicas.	86
Figura 5.3 - Foto do Kiel Device acoplado ao espectrômetro de massa de fonte gasosa, o painel direito mostra detalhe do Kiel Device e os vials de análise.....	87
Figura 6.1 - Intervalos de deposição das estalagmites coletadas em Peru. A banda amarela representa as datações compreendidas no ultimo milênio.....	94

Figura 6.2 - Intervalos de deposição do carbonato nas estalagmites coletadas em Bolívia para o Holoceno. A banda amarela representa as datações compreendidas no último milênio.	95
Figura 6.3 - Modelos cronológicos baseados nas idades e o crescimento dos espeleotemas coletados em cavernas do Peru.	96
Figura 6.4 - Modelos cronológicos baseados nas idades e o crescimento dos espeleotemas coletados em cavernas da Bolívia.	97
Figura 6.5 - Series temporais dos perfís isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (painel superior) e $\delta^{18}\text{O}$ (painel inferior) obtidos a partir dos espeleotemas peruanos PAL3 (Linha magenta) PAL4 (Linha Azul). Os pontos e barras de erro representam a distribuição das datações ao longo da serie de PAL3 (pontos pretos) e PAL 4 (pontos vermelhos).	100
Figura 6.6 - Correlações entre os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nas amostras PAL3 (quadrados vermelhos) e PAL4 (círculos azuis).	101
Figura 6.7 - Series temporais dos perfís isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (painel superior) e $\delta^{18}\text{O}$ (painel médio) obtidos a partir dos espeleotemas bolivianos Boto3 (Linha preta) Boto 10 (Linha Margenta) e Boto7 (Linha azul). A serie temporal composta do registro de $\delta^{18}\text{O}$ é apresentada no painel inferior (Linha Vermelha).	103
Figura 6.8 - Correlações entre os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nas amostras Boto3 (pontos vermelhos), Boto7 (pontos azuis) e Boto10 (pontos margenta).	104
Figura 6.9 - Razões isotópicas de Oxigênio e Deuterio das aguas meteóricas monitoradas na caverna de Palestina em Rioja – Peru. Na figura encontram se determinaras as Linhas de agua meteorológica global (GMWL) e a Local respetivamente (LMWL).	105
Figura 6.10 - Razões isotópicas de Oxigenio (pontos azuis) em relação as medições de chuva na estação pluviométrica de Rioja (Barras pretas = precipitação diária, barras brancas = precipitação mensal). Os pontos verdes e vermelhos representam as razões isotópicas das aguas do rio e gotejamento respetivamente.	106
Figura 6.11 - Trajetoria dos ventos que aportam umidade na região da caverna Palestina em Rioja – Perú. As Linhas de cor azul representam os fluxos dos venots e umidade durante o verão e as linhas vermelhas durante o inverno respetivamente.	107
Figura 7.1 - Mapa de precipitação diária (ERA-40) e ventos a 850 Hpa para condições de verão (a) e inverno (b). Os números representam a localização de outros proxies desenvolvidos para o último milenio na America do Sul: 1) Caverna Palestina; 2) Caverna Cascayunga; 3) Lagoa Pumacochas; 4) Gelera de Quelccaya; 5) Caverna Diva de Maura; 6) Caverna Cristais.	109
Figura 7.2 - Comparação entre os registros isotópicos produzidos ao longo dos Andes. a) Glaciar Quelccaya (THOMPSON et al., 1986) a linha vermelha representa a média movil de 10 anos de registros; b) Caverna Cascayunga (REUTER et al., 2009); c) Lagõa Pumacochas (BIRD et al., 2012); d) Caverna Palestina. Os pontos com barras de erro representam as datações desenvolvidas para cada registro.	111
Figura 7.3 - Comparação entre os registros isotópicos produzidos fora da Cordilheira dos Andes. a) Caverna Diva de Moura (NOVELO et al., 2012); b) Caverna Palestina; c) Caverna Cristais (TAYLOR et al., 2010).	112
Figura 7.4 - Analises espectral (redfit) da serie isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ da caverna Palestina.	113

Figura 7.5 - a) Índice da AMO publicado por Mann et al. (2009); b) Registro isotópico da caverna Palestina; c) Gradiente zonal do pacífico reconstruído de Oppo et al. (2009) e Conroy et al. (2008); d) Wavelet análise da série isotópica da caverna Palestina.	116
Figura 7.6 - a) Registro Isotópico dos espeleotemas da Bahia (NOVELLO et al., 2012); b) Análise de Wavelet para o mesmo registro; c) Registros Isotópico da caverna Palestina; d) Análise de Wavelet para o mesmo registro.	118
Figura 7.7 – a) Registro Isotópico das cavernas bolivianas (painel superior); b) Análise de Ondeletas para o mesmo registro (painel inferior).	121
Figura 7.8 - Análise espectral (redfit) da série isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ do registro da Bolívia.....	122
Figura 7.9 - Comparação do registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ obtido das cavernas de Bolívia com outros registros paleoclimáticos de desenvolvidos nos Andes (d). a) Registro da caverna Palestina (APAÉSTEGUI et al., 2014), b) Registro do lago Pumacochas (BIRD et al., 2012), c) Registro da geleira Quelccaya (THOMPSON et al., 1986).....	123
Figura 7.10 - Comparação do registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ obtido das cavernas da Bolívia com a) Registro da caverna DV-2 na Bahia (NOVELLO et al., 2012), b) Registro da caverna Cristais (TAYLOR, 2010).	125
Figura 7.11 - Comparação entre o registro Ti de Cariaco (HAUG et al., 2001); o registro de espeleotema da Bahia (NOVELLO et al., 2012) e o registro de espeleotemas de Bolívia.....	127
Figura 7.12 - Pressão Geopotencial e ventos a 850 hPa para: a) Condições de aumento de TSM do Atlântico Subtropical ACM, b) Condições de diminuição de TSM na mesma região FIG. No mesmo gráfico se apresenta o esquema de transporte de umidade e regiões de máximas (Círculos sombreados) e mínimas precipitações (círculos sem cor) observadas para essas condições oceânicas. Os pontos Vermelhos representam a localização das cavernas em Bolívia e Bahia respectivamente.	128

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** - Coordenadas geográficas e altitudes das cavernas exploradas no Peru onde foram coletados os espeleotemas para reconstruções paleoambientais. (Datum: WGS84).....**23**
- Tabela 2** - Coordenadas geográficas e altitudes das cavernas exploradas em Bolívia e onde foram coletados os espeleotemas para reconstruções paleoambientais. (Datum: WGS84).....**27**

LISTA DE ABREVIATURAS

A.P. - Antes do Presente

ACM - Anomalia Climática Medieval

AMOC - *Atlantic Meridional Overturning Circulation*

BEC - *Bristol Exploration Club*

CID - Carbono inorgânico dissolvido

CO - Carbono orgânico

CO₂ - Dióxido de carbono

CRU - *Climate research unit – UEA - UK.*

CTD - Carbono total dissolvido

DJF - Verão austral (Dezembro, Janeiro, Fevereiro)

ECA-Perú - Espeleo Club Andino - Peru

EN - El Niño

ENOS - El Niño Oscilação Sul

FFT - *Fast Fourier Transform*

GMWL - *Global Meteoric Water Line*

GNIP - *Global Network for Isotopes in Precipitation*

GSBM - *Groupe Speleo Bagnols Marcoule* (França)

IAEA - Agência Internacional de Energia Atômica

ICP-MS - *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*

IME - Índice Multi Enos

IPCC - Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas

JJA - Inverno austral (Junho, Julho, Agosto)

LIE-CPGEO - Laboratório de Isótopos estáveis - Centro de Pesquisas Geocronológicas

LMWL - *Local meteoric water line*

LN - La Nina

MAN - Monção de América do Norte

MAS - Modo Anular Sul

MSA - Monção Sul Americana

NMM - Nível médio do mar

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

NPI - *Northern Pacific Index*

OA - Oscilação do Ártico

OAA - Oscilação Antártica

OAN - Oscilação do Atlântico Norte

ODP - Oscilação Decadal do Pacífico

OMA - Oscilação Multidécadal Atlântica

PIG - Pequena Idade do Gelo

PNMM - Pressão ao Nível Médio do Mar

R² - Coeficiente de correlação

ROL - Radiação onda longa

SALLJ - *South American Low Level Jet*

SOAS - Sudoeste da América do Sul

SOI - Índice de oscilação sur

THC - Circulação Termohalina

TRMM - *Tropical Rainfall Measuring Mission - NASA*

TSM - Temperatura na Superfície do Mar

U/Th - Urânio-Tório

UMG - Último Máximo Glacial

USGS - *United States Geological Survey*

VAT - Variabilidade do Atlântico tropical

VPDB - *Viena Pee Dee Belemnite*

VSMOW - *Viena Standard Mean Ocean Water*

ZACS - Zona de convergência do Atlântico Sul

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

$\delta^{13}\text{C}$ - Razão dos isótopos de Carbono

$\delta^{18}\text{O}$ - Razão dos isótopos de Oxigênio

SUMÁRIO

RESUMO	6
ABSTRACT	7
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	8
LISTA DE TABELAS	12
LISTA DE ABREVIATURAS	13
1 INTRODUÇÃO	19
1.1 OBJETIVO GERAL.....	21
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	21
2 ÁREA DE ESTUDO E CLIMATOLOGIA MODERNA	22
2.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA	23
2.1.1 Peru	23
2.1.2 Bolívia	27
2.2 CLIMATOLOGIA ATUAL.....	30
2.2.1 Circulação atmosférica da América do Sul	30
2.2.2 Modos e padrões de variabilidade climática	34
2.3 CLIMATOLOGIA LOCAL NO NOROESTE DOS ANDES PERUANOS	42
2.4 CLIMATOLOGIA LOCAL NOS ANDES BOLIVIANOS ORIENTAIS	44
3 REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS E VARIABILIDADE CLIMÁTICA NO ÚLTIMO MILÊNIO	47
3.1 ANOMALIA CLIMÁTICA MEDIEVAL	48
3.1.1 Evidências paleoclimáticas da Anomalia Climática Medieval	49
3.1.2 Mecanismos de circulação oceânica, atmosférica, e forçantes relacionadas com a Anomalia Climática Medieval	52
3.2 PEQUENA IDADE DO GELO (PIG)	56
3.2.1 Evidências paleoclimáticas na Pequena Idade do Gelo	56
3.2.2 Mecanismos de circulação oceânica, atmosférica e forçantes relacionadas com a PIG	60
4 GEOQUÍMICA DOS ESPELEOTEMAS E SUA UTILIZAÇÃO COMO INDICADORES PALEOCLIMÁTICOS E PELOAMBIENTAIS	62
4.1 CONCEITOS DE FRACCIONAMENTO ISOTÓPICO E O CICLO HIDROLÓGICO ..	62
4.2 CONTROLE CLIMÁTICO NO SINAL ISOTÓPICO DAS PRECIPITAÇÕES NOS ANDES ORIENTAIS	69

4.3 O $\delta^{18}\text{O}$ NO SISTEMA CÁRSTICO - FATORES QUE AFETAM A COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DA ÁGUA DE GOTEJAMENTO E OS ESPELEOTEMAS	72
4.3.1 Influência dos solos e da cobertura vegetal.....	72
4.3.2 Aquífero cárstico – efeito reservatório	75
4.3.3 Precipitação do CaCO_3	77
5 METODOLOGIA DE ANÁLISES E TRATAMENTOS DAS INFORMAÇÕES.....	80
5.1 COLETA DE ESTALAGMITES	80
5.2 AMOSTRAGEM DE ÁGUAS METEÓRICAS PARA ANÁLISES ISOTÓPICAS	81
5.3 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA ESTUDO PALEOCLIMÁTICO E AMOSTRAGEM PARA DATAÇÃO RADIOMÉTRICA.....	81
5.4 DATAÇÃO GEOCRONOLÓGICA PELO MÉTODO U-TH.....	83
5.4.1 Procedimentos analíticos para abertura de amostra e concentração de íons de U e Th.....	83
5.5 AMOSTRAGEM DE CALCITA PARA ISÓTOPOS ESTÁVEIS	86
5.6 ANÁLISES ISOTÓPICAS DAS AGUAS METEÓRICAS	88
5.7 ANÁLISES ESTATÍSTICAS DE SÉRIES TEMPORAIS	89
5.7.1 Transformada de Fourier	90
5.7.2 REDFIT	91
5.7.3 Análise de coerência	91
5.7.4 Análise de ondeletas (Wavelets Analisis).....	92
5.7.5 Análise de ondeletas cruzadas (Cross-Wavelets Analisis)	93
6 RESULTADOS	94
6.1 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS.....	94
6.1.1 Resultados geocronológicos	94
6.1.2 Registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em estalagmites dos Andes.....	97
6.1.3 Interpretação do sinal isotópico das águas meteóricas na região nor Peruana dos Andes Orientais	105
7 INTERPRETAÇÃO PALEOCLIMÁTICA DO SINAL ISOTÓPICO NOS ESPELEOTEMAS DOS ANDES ORIENTAIS	108
7.1 MONÇÃO SUL AMERICANA: TENDÊNCIA, VARIABILIDADES E IMPACTOS NA PALEOPLUVIOSIDADE DOS ANDES ORIENTAIS DURANTE OS ÚLTIMOS 1000 ANOS A PARTIR DE ESTUDOS GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS DOS ESPELEOTEMAS	108
7.1.1 Variabilidade hidroclimática da Bacia Amazônica ocidental norte, no sopé dos Andes, no Peru, durante os últimos 1.600 anos	108

7.1.2 Variabilidade hidroclimática dos Andes Bolivianos durante os últimos 1400 anos e sua relação com a Monção Sul Americano.....	120
8 CONCLUSÃO.....	131
9 REFERÊNCIAS	134

1 INTRODUÇÃO

Nos últimos anos o clima da América do Sul vem apresentando variações relevantes que têm afetado a sociedade do ponto de vista social e econômico (SMITH et al., 2014). Eventos extremos relacionados a enchentes ou secas, são o ponto de partida para os esforços dedicados a compreensão não só dos processos de mudanças climáticas como sua relevância para as sociedades.

Os cientistas do IPCC (Do Inglês Intergovernmental Panel on Climate Change), no último relatório de 2007, decidiram incluir um capítulo sobre estudos paleoclimáticos, principalmente pelo carácter imprescindível desses dados para a discussão das variabilidades e ciclos climáticos multidecenais, seculares ou mais longos. A curta duração das sequências de dados de medidas instrumentais de variações climáticas é uma barreira para compreensão de toda gama de variabilidade natural do clima, principalmente no que se refere aos últimos séculos (ex: Pequena idade do Gelo - PIG, Anomalia Climática Medieval - ACM). (BRADLEY, 2000). É grande a necessidade de dados paleoclimáticos de alta resolução temporal e precisamente datados que levem em conta séries climáticas suficientemente longas para a validação dos resultados de simulações climáticas (SCHMIDT, 2010).

Diversos trabalhos de reconstruções paleoambientais têm sido desenvolvidos durante os últimos anos para América do Sul. Testemunhos de gelo (THOMPSON et al., 1986), lacustres (BIRD et al., 2012) e espeleotemas (REUTER et al., 2009; KANNER et al., 2013; APAÉSTEGUI et al., 2014) em regiões Andinas, mostram uma história coerente da evolução das precipitações continentais em relação à Monção Sul Americana (MSA) (VUILLE et al., 2012). O sistema da MSA apresenta variações no clima médio continental durante períodos climáticos reconhecidos em escala global. Podemos observar durante a ACM uma diminuição da atividade monçônica, na região dos Andes orientais, inferida com base nas análises de registros de $\delta^{18}\text{O}$ em diferentes matrizes, já para PIG o mesmo traçador indica intensificação do sistema.

O estudo comparativo entre registros Andinos sugere diferenças latitudinais nos sinais isotópicos o que evidencia mecanismos de circulação que não têm sido documentados para estas escalas temporais. Eventos antifásicos entre o norte (seco) e sul (úmido) durante a ACM e desfasagem na máxima intensidade das precipitações do norte ao sul durante o PIG apontam à complexidade dos mecanismos que governam a MSA. Estas variações devem se relacionar com as expressões das teleconexões geradas pelos modos de variabilidades nos

oceanos Pacífico e Atlântico, os quais podem explicar as maiores mudanças dos padrões das chuvas nestes períodos de tempo.

Neste sentido, o presente trabalho apresenta reconstruções paleoclimáticas a partir de estudos isotópicos de espeleotemas em duas regiões Andinas do Peru (5° S) e Bolívia (18° S), as quais se localizam em regiões de fronteira da influência da MSA. Baseados nestas novas informações paleoclimáticas desenvolvidas procura-se entender os padrões regionais deste sistema e sua evolução durante os últimos 1400 anos. Análises estatísticas das series temporais foram desenvolvidos nos registros produzidos com intuito de entender os modos de variabilidade que governam a climatologia da América do Sul em escalas decadais e seculares. A análise destes resultados vai possibilitar uma discussão das variabilidades nas precipitações na América do Sul em relação aos modos de variabilidade dos oceanos adjacentes, e entender os mecanismos que governam a climatologia continental durante o passado recente.

No capítulo 2 do presente trabalho descrevemos o clima atual e as características geológicas das regiões onde foram feitas a coleta de espeleotemas. Desenvolvemos uma descrição das características climáticas globais para o último milênio no capítulo 3. Os fatores e mecanismos governantes dos sinais analisados nos espeleotemas serão apresentados no capítulo 4. A metodologia de coleta e as análises são descritas no capítulo 5. Os resultados e a discussão a modo de artigos são descritos no capítulo 6 e 7. Finalmente as conclusões no capítulo 8.

1.1 OBJETIVO GERAL

O Objetivo desta tese é contribuir para caracterizar os padrões regionais das precipitações da Monção Sul Americana durante os últimos 1400 anos com base nos registros paleoclimáticos de alta resolução em espeleotemas das regiões dos Andes orientais do Peru e Bolívia.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar perfis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em estalagmites depositadas em cavernas de Peru e Bolívia durante os últimos 1400 anos.
- Identificar e descrever padrões das variações de paleopluviosidade nos Andes orientais em diferentes escalas de tempo, de eventos de escala secular (Pequena Idade do Gelo e Anomalia Climática Medieval) a escalas multidecadais e decenais.
- Propor e discutir possíveis mecanismos responsáveis por mudanças da intensidade e posicionamento geográfico dos sistemas climáticos que afetaram a paleopluviosidade dos Andes e América do Sul.

2 ÁREA DE ESTUDO E CLIMATOLOGIA MODERNA

O presente trabalho desenvolve-se em duas regiões que apresentam características geológicas e climáticas locais diferentes. No entanto, estão regionalmente sobre influência de um mesmo sistema climático continental (Monção Sul Americana).

Os locais de estudo estão localizados em regiões cársticas de Perú e Bolívia. Com o intuito de obter os melhores registros de espeleotemas para reconstruções paleoclimáticas foram exploradas numerosas cavernas. Os detalhes das cavernas e relatórios das coletas estão disponíveis em linha no portal (http://www.gsbm.fr/cavites/perou/peru_biblio.htm) onde nos últimos anos, e com ajuda de vários grupos de espeleologia (p ex: ECA-Perú, GSBM-França), vem se construindo um banco de dados referentes às cavidades exploradas nestes países.

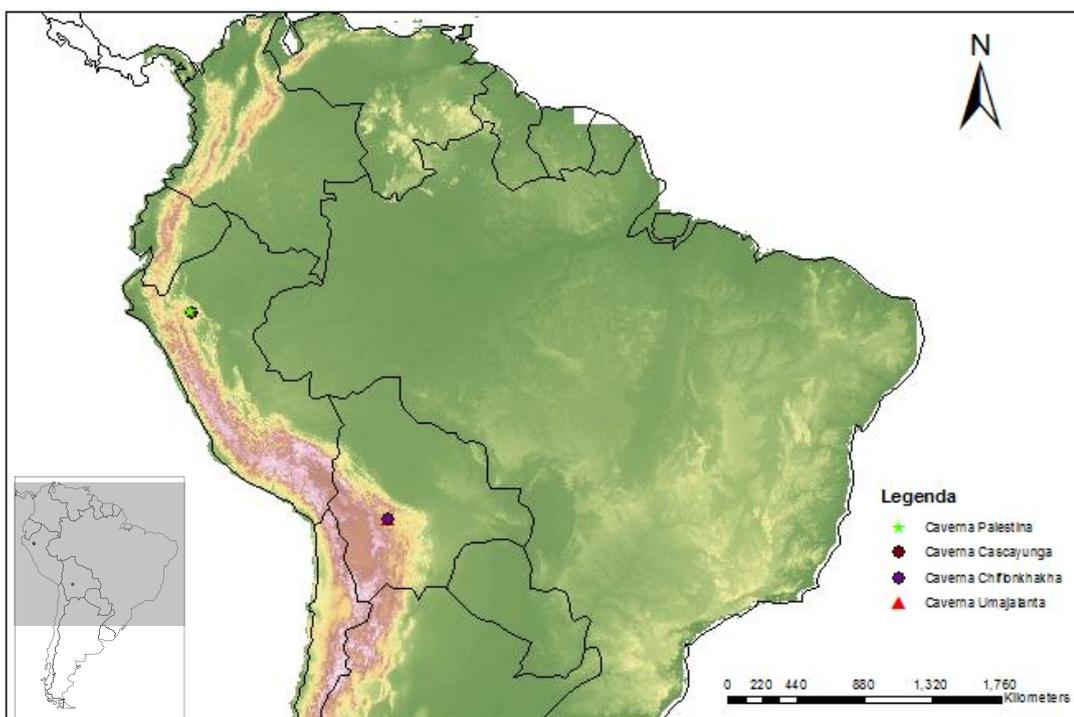


Figura 2.1 - Localização das principais cavernas estudadas em Perú e Bolívia, no contexto da América do Sul. Os pontos da legenda apresentam os nomes das principais cavidades onde se desenvolveu as coletas dos espeleotemas.

2.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

2.1.1 Peru

Nossos estudos concentraram-se nas cavernas localizadas no Nordeste do País, no lado oriental da cordilheira dos Andes. Estas cavernas pertencem ao distrito de Nueva Cajamarca e Rioja, Província de Rioja, departamento de San Martín e fazem parte de um sistema sub Andino dentro bacia Amazônica em uma formação Dolomítica-Calcárea do período Triásico-Jurásico. As cavidades exploradas encontram-se na zona de amortecimento do parque Alto Mayo.

O carste da região de Rioja está localizado no maciço do Alto Mayo (Pie monte Amazônico), que é estruturalmente definido pelo anticlinal do Cerro Blanco. O grupo Pucará forma os lados deste anticlinal, grupo este composto: em sua base pelo calcário cinza com nódulos de quartzo e camadas de pedra calcária micrítica amarelada cinza em camadas de 2 a 3 metros da formação Chambara; no meio, pelos calcários e sedimentos argilosos da formação Aramachay, e no topo, os calcários pretos finos estratificados com veios de calcita da formação Condorsinga (fonte: INGEMMET-Peru). Estes carbonatos somados a abundante vegetação e precipitação na área geram um processo contínuo de espeleogenesis.

Dentro desta região cárstica foram exploradas 7 cavernas apresentadas na tabela 1. Como será explicado posteriormente foram escolhidas as amostras das cavernas de Palestina e Cascayunga para as reconstruções paleoambientais do último milênio respectivamente como é o objetivo do presente trabalho.

Tabela 1 - Coordenadas geográficas e altitudes das cavernas exploradas no Peru onde foram coletados os espeleotemas para reconstruções paleoambientais. (Datum: WGS84)

Caverna	Latitude	Longitude	Altitude
Palestina	-5.924	-77.352	870
Tigre Perdido	-5.854	-77.417	830
Diamante	-5.972	-77.330	1070
Cascayunga	-6.100	-77.240	830
Campo Amor	-5.929	-77.331	890
Nuevo Eden	-5.964	-77.312	1034
Tioyacu	-5.992	-77.287	850

As cavernas de Palestina e Cascayunga foram exploradas inicialmente pelo Bristol Exploration Club (BEC) no ano 2003. No entanto, o levantamento da topografia foi desenvolvida alguns anos depois (2009 - 2013) pelos Grupos Speleo Bagnols Marcoule (GSBM - França) e Espeleo Club Andino (ECA-Perú) dentro das atividades da presente pesquisa. Durante o último mapeamento da caverna de Palestina, se constatou que ela atingiu mais de 3 km de desenvolvimento, sendo então considerada como a segunda caverna com maior desenvolvimento em Perú. Estas cavernas são sistemas ativos que apresentam rios subterrâneos com ampla variação de vazão e constante processo de espeleogenesis. Podendo ser consideradas como um patrimônio com amplo potencial para o desenvolvimento do turismo da região.

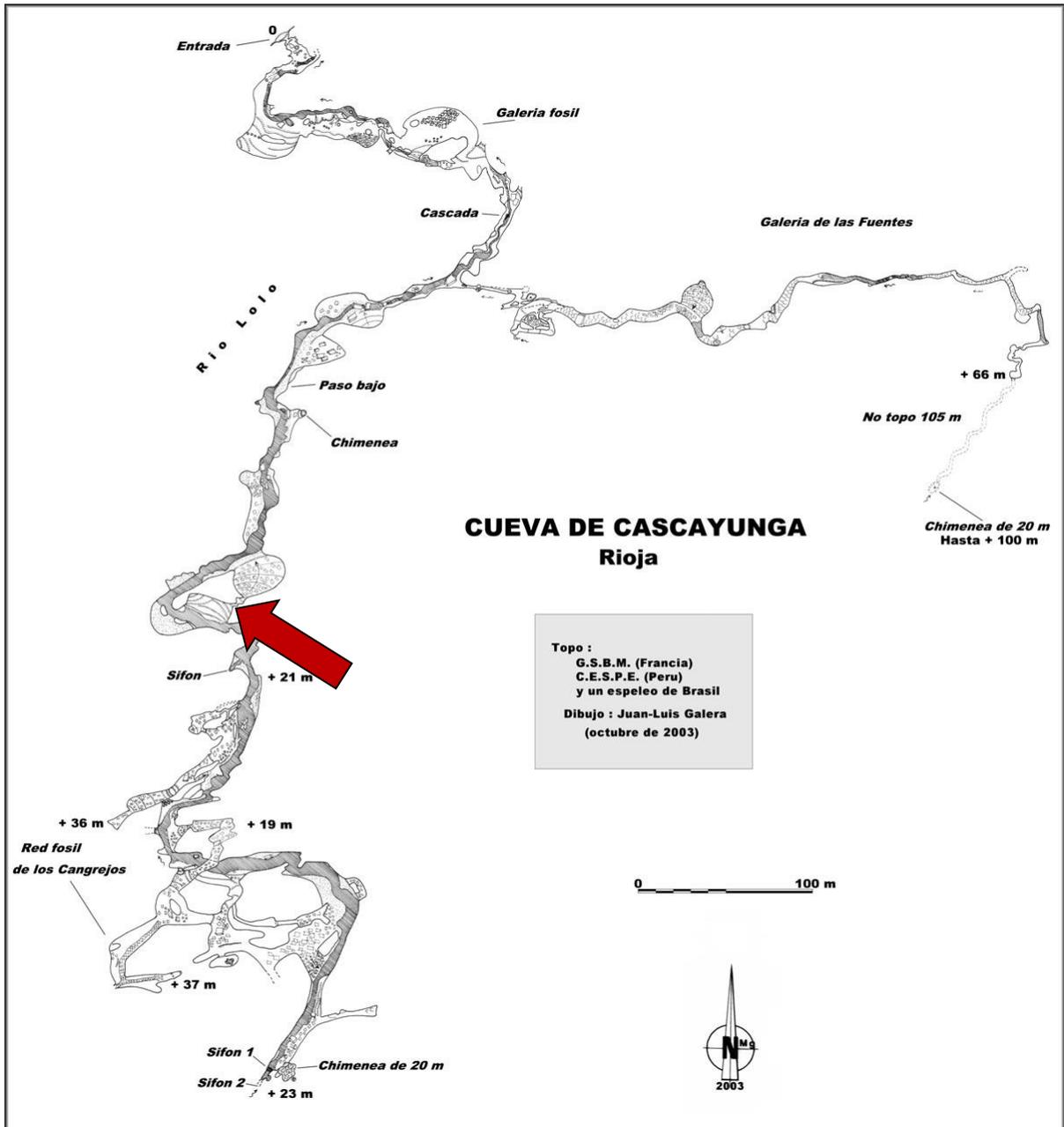


Figura 2.2 - Mapa da Caverna Cascayunga e localização dos pontos de coleta dos espeleotemas.
 Fonte: GSBM - ECA Perú.

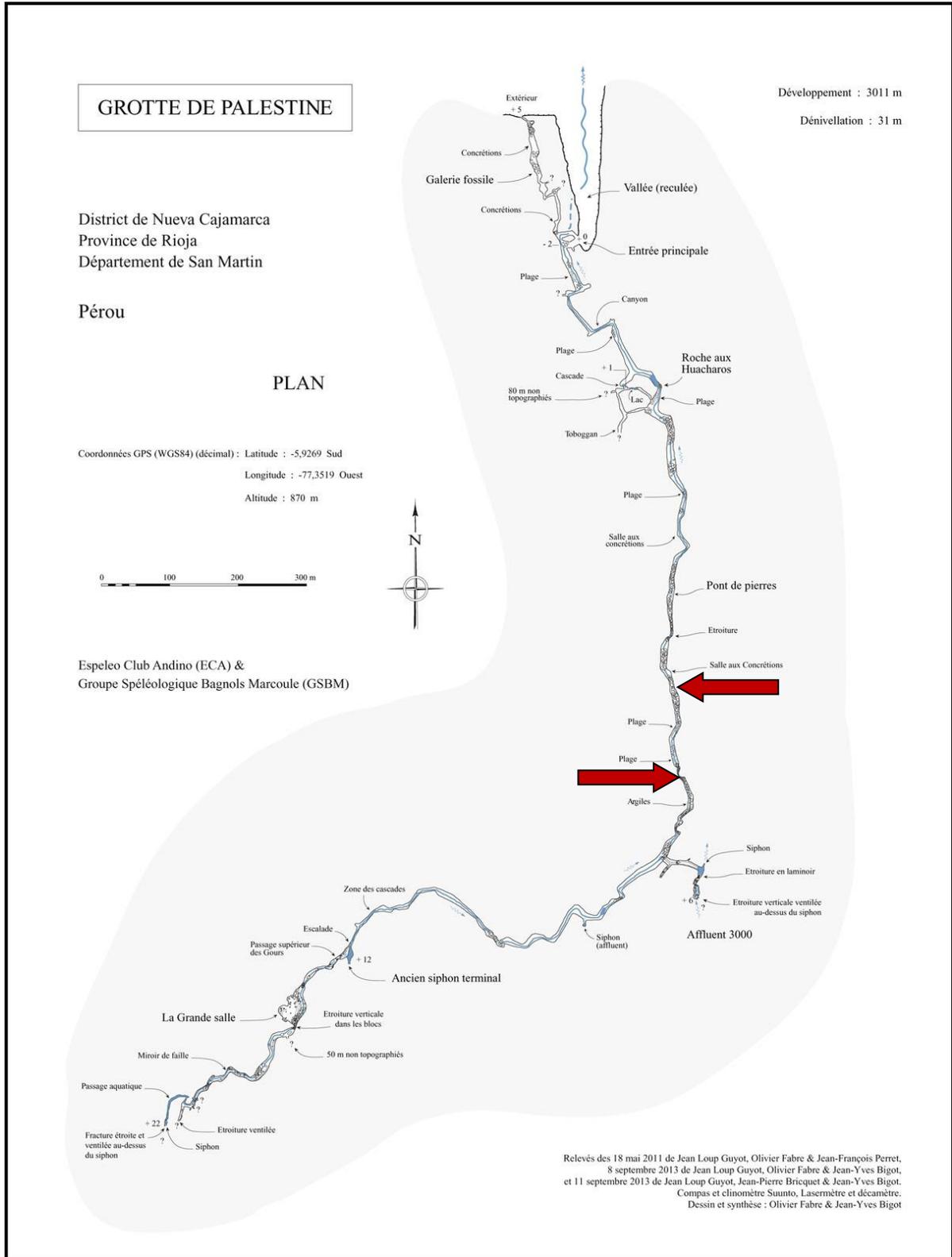


Figura 2.3 - Mapa da Caverna Palestina e localização dos pontos de coleta dos espeleotemas.
Fonte: GSBM - ECA Perú.

2.1.2 Bolívia

As cavernas que foram exploradas na Bolívia encontram-se dentro da área do Parque Nacional Torotoro, uma área protegida com 16.570 Ha. Localizada ao norte do departamento de Potosí, na província de Charcas a uma altitude que varia entre os 1600 a 3600 m.s.n.m. A região é típica de montanha com profundos cânions, vales e quedas d'água. A bacia mais importante relacionada com o Parque é a do Rio Caine. O parque encontra-se na eco região do bosque decidual de vales secos e na sub-região biogeográfica da Pré-Puna.

A geologia de Torotoro pode ser definida por conglomerados, calcita, arenito limolito margas e basaltos intercalados, (O Complexo carbonático cerro Manome). Não possuímos muitos detalhes da geologia, pois o país possui só o 35% do mapeamento geológico do seu território. Podemos afirmar, no entanto, que este parque possui as únicas formações calcárias do território. O parque é composto por uma estreita banda de carbonatos que atravessam o norte de Potosí gerando assim o sistema cárstico de Umajalanta - Chiflonkhakha, que se constitui como o maior sistema de cavernas do país. A escassez destas formações dentro do território Boliviano faz com que as amostras de espeleotemas coletadas nesta área, sejam de valor incalculável devido também ao ser uma região de muita importância para entendermos o sistema monçônico.

As cavernas exploradas durante a coleta foram

Tabela 2 - Coordenadas geográficas e altitudes das cavernas exploradas em Bolívia e onde foram coletados os espeleotemas para reconstruções paleoambientais.

(Datum: WGS84)

Caverna	Longitude	Latitude	Altitude
Caverna Chiflonkhakha	-65.774	-18.122	2630
Caverna Umajalanta	-65.811	-18.114	2830
Caverna Chilijusqu	-65.755	-18.138	2850

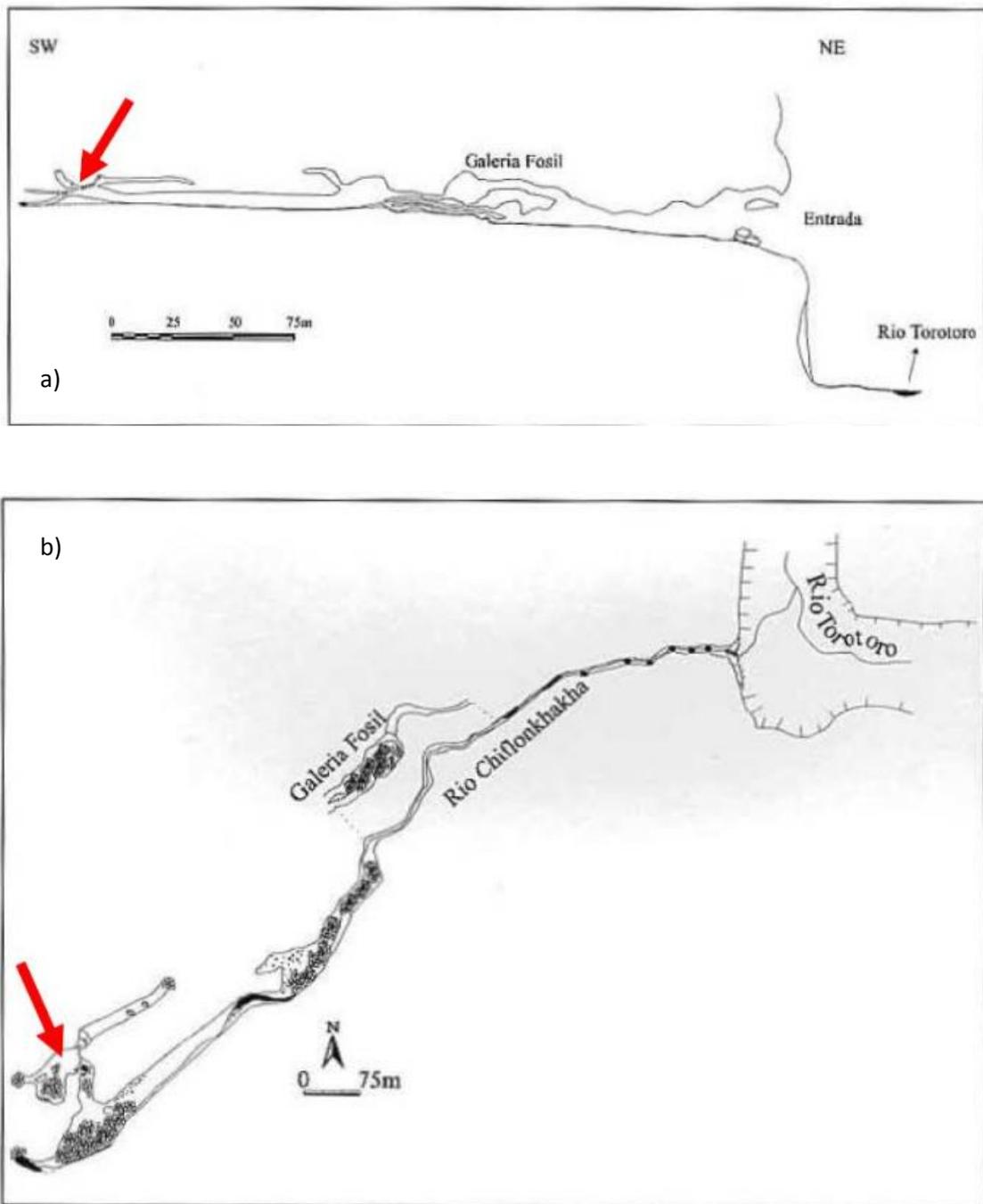


Figura 2.4 - a) Perfil longitudinal da caverna Chiflonkhakha (Painel Superior) e b) Mapa da mesma. A Seta vermelha indica a localização dos pontos de coleta dos espeleotemas.
 Fonte: Adaptado de GUYOT; SOARES (1997).

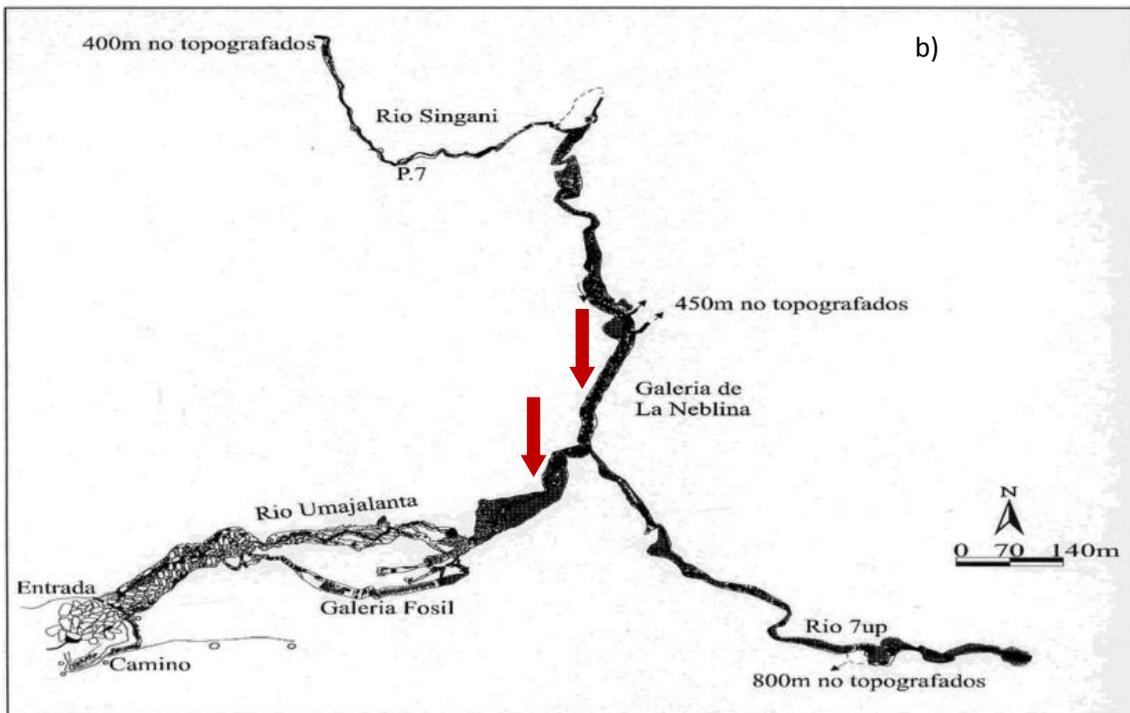
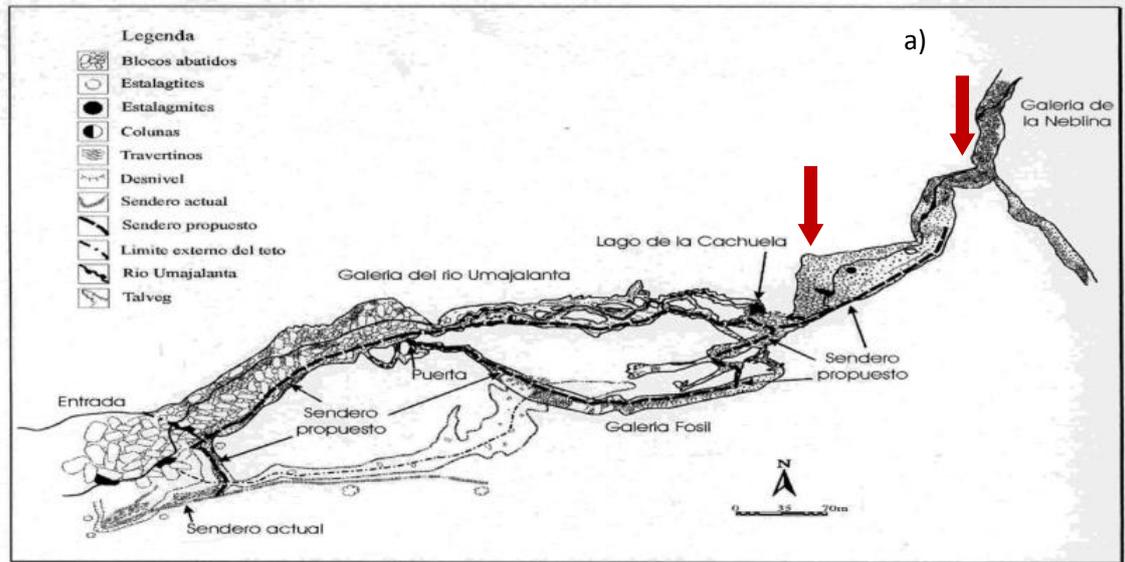


Figura 2.5 - a) Perfil longitudinal da caverna Umajalanta (Painel Superior) e b) Mapa da mesma. A Seta vermelha indica a localização dos pontos de coleta dos espeleotemas.
 Fonte: Adaptado de GUYOT; SOARES (1997).

2.2 CLIMATOLOGIA ATUAL

2.2.1 Circulação atmosférica da América do Sul

A circulação atmosférica da América caracteriza-se por um comportamento monçônico pertencendo ao grande sistema de escala continental que se divide em duas componentes: a Monção Sul Americana (MSA) e Monção de América do Norte (MAN) (MARENGO et al., 2012).

Moran e Morgan (1986) definem monção como um regime que atua em determinada região que está sob influência de reversões sazonais na direção dos ventos causando verões chuvosos e invernos secos. A MSA foi discutida pela primeira vez em detalhes em um artigo publicado por Zhou e Lau (1998). No entanto, trabalhos desde então, fizeram significativos avanços na compreensão de sua dinâmica e variabilidade, como o caso do trabalho de Marengo et al. (2012), onde foi feita uma excelente revisão mostrando os recentes avanços no conhecimento deste sistema relatando ainda o estado da arte que se possui deste sistema climático.

O ciclo anual que caracteriza a circulação da alta troposfera em América do Sul está fortemente relacionado com variações sazonais do gradiente entre as temperaturas superficiais do mar (TSM) e temperaturas superficiais do continente, que são atingidas devidas às diferenças na capacidade térmica entre a terra e o mar. Uma circulação termal direta é resultante desta diferença, com convergência (divergência) em baixos níveis (altos níveis), movimentos ascendentes do ar em troposferas médias com precipitações sob o continente, e divergência (convergência) em baixos níveis (altos níveis) com movimentos descendentes do ar em troposferas médias e condições secas nas áreas oceânicas próximas, as quais variam de posição durante o verão (DJF) e o inverno austral (JJA). Em outras palavras, na alta troposfera, o verão chuvoso é caracterizado por uma circulação anticiclônica sob a Bolívia e inversamente sob regiões tropicais e subtropicais no Atlântico Sul, próximo da costa Nordeste do Brasil (Fig. 2.6). Adicionalmente, características proeminentes em baixos níveis do sistema incluem: (1) Sistemas de Alta pressão e circulação anticiclônica em áreas oceânicas subtropicais (Pacífico e Atlântico). (2) Baixa pressão termal em El Chaco ao norte da Argentina (3) A Zona de convergência do Atlântico Sul (SACZ). (4) O jato em baixo nível a este dos Andes (SALLJ. South American Low Level Jet), que se estende até o sudeste da América do Sul (MARENGO et al., 2012).

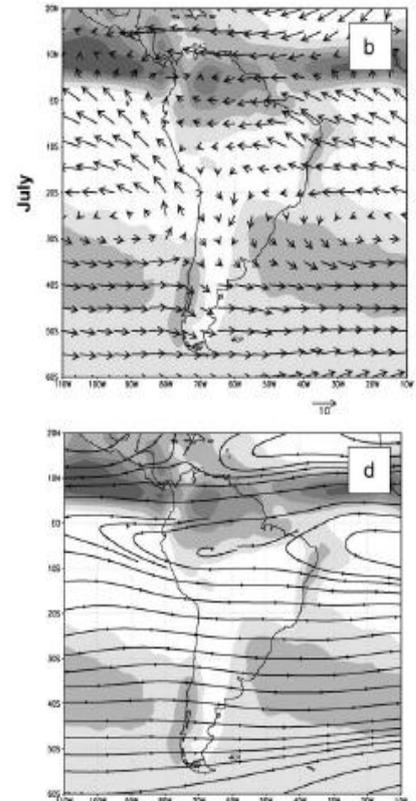
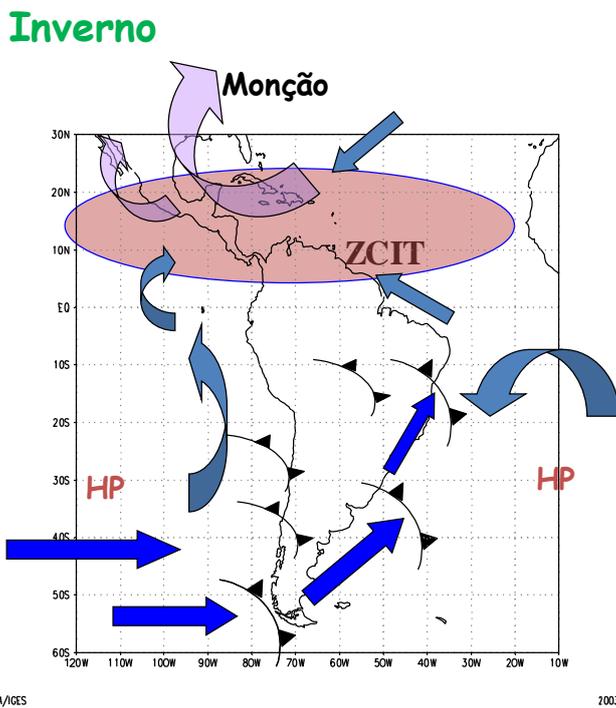
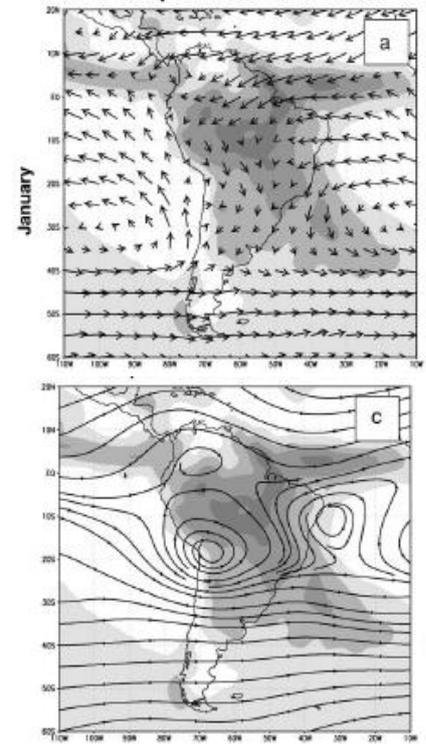
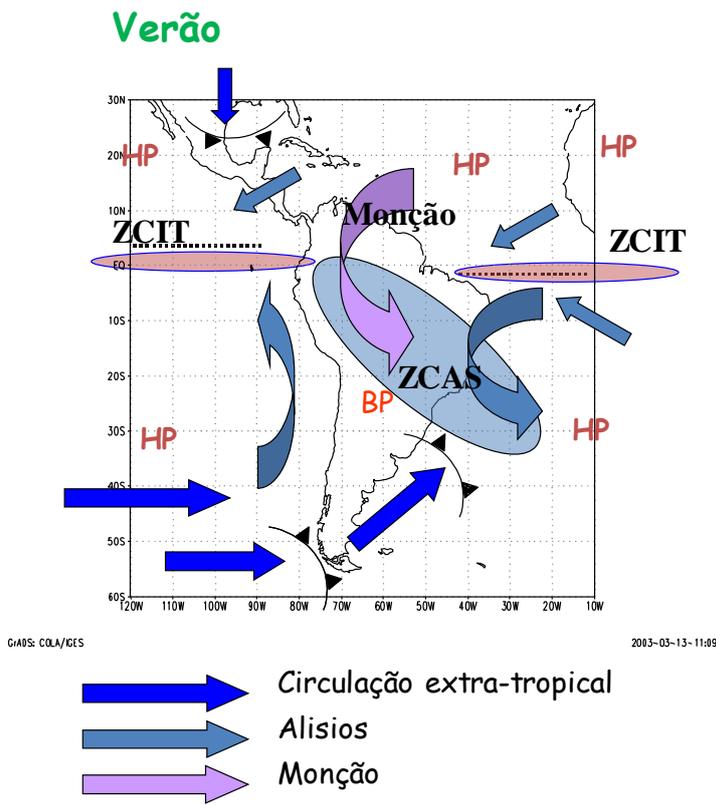


Figura 2.6 - Esquema da Circulação atmosférica nas estações de Verão (Painel Superior) e Inverno (Painel Inferior) Austral. Figuras a e c apresentam distribuição das precipitações e circulação dos ventos em baixos Níveis (925 Hpa) e Altos níveis (200 Hpa) respectivamente. Figuras b e d apresentam as mesmas variáveis no inverno austral.
 Fonte: Adaptado de RONCHAIL et al., 2006; GARREAUD et al., 2009.

A MSA mostra um ciclo sazonal iniciando no mês de outubro, fase madura entre dezembro e fevereiro, finalizando em abril (ex. MARENGO et al., 2001; VERA et al., 2006; RAIÁ; CAVALCANTI, 2008). Durante a fase de pico da MSA, uma zona de convecção profunda é estabelecida ao longo da parte sul da Bacia Amazônica, conforme indicado pela redução de radiação onda longa (ROL), sobre a região do núcleo da monção (Fig. 2.7a). A circulação da alta troposfera é dominada pela Alta da Bolívia, um anticiclone estabelecido em altos níveis como uma onda em resposta à liberação de calor latente na zona de convecção profunda (LENTERS; COOK, 1997). Os fortes ventos na direção leste na região norte do núcleo do anticiclone são responsáveis pelo fluxo de umidade até regiões próximas à superfície através dos Andes tropicais e subtropicais (GARREAUD et al., 2003). Durante a fase final, entre Março e Maio, a monção enfraquece progressivamente até desaparecer. Durante o inverno seco, a principal zona de atividade convectiva retira-se do Hemisfério Sul se estabelece sobre a Colômbia, estendendo-se para o Oeste (Fig. 2.7b) América Central e Pacífico. (VUILLE et al., 2012).

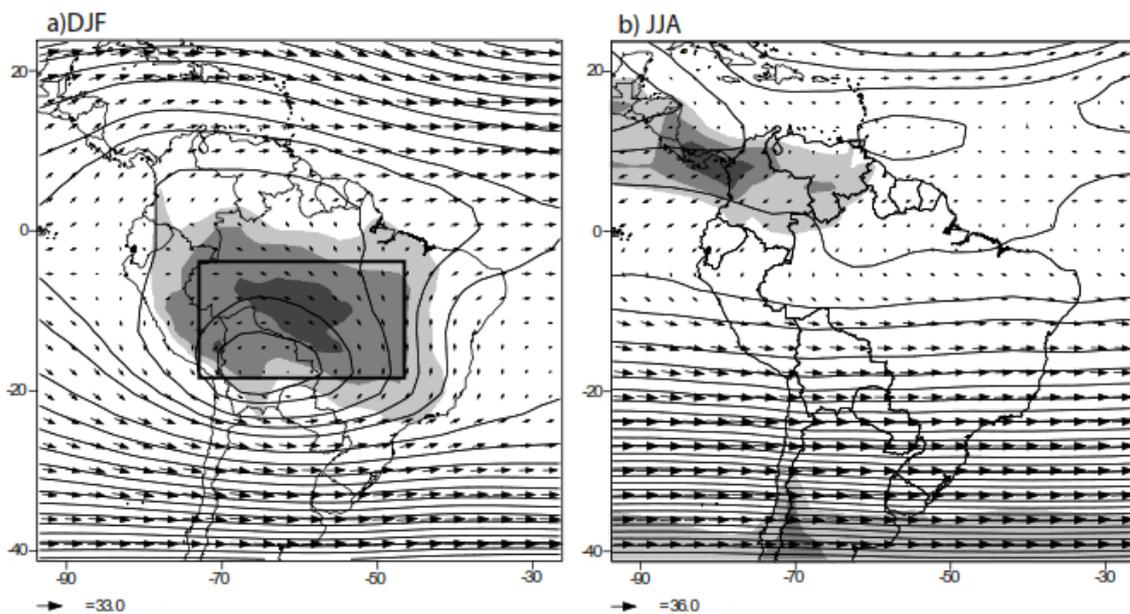


Figura 2.7 - Variações dos ventos em 200 HPa, altura geopotencial, e radiação de onda larga de saída (OLR) baseada em dados do reanalysis NCEP/NCAR e dados de NOAA - OLR para a) Verão Austral (Dezembro - Fevereiro, DJF) e b) Inverno (Junho - Agosto, JJA). Intervalos de contorno são 25 gpm, 10 gpm sob 12400 e 5 gpm sob 12430. Sombreado obscuro e claro indicam valores de OLR menores de 225, 210 e 195 Wm^{-2} . Retângulo preto (em a) Marca a região de maior atividade convectiva durante DJF, usada pra criar o índice do Monção M.

Fonte: Adaptado de VUILLE et al., 2012.

Pode se perceber que as principais variações do MSA em relação a escala de tempo interanual referem-se ao fenômeno do El Niño Oscilação Sul (ENOS) (ex. PAEGLE; MO,

2002; GRIMM, 2003, 2004). No entanto, vários outros modos de variabilidade relativa a diferentes escalas temporais podem afetar o MSA como, por exemplo: a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP), Variabilidade do Atlântico tropical (VAT), Inclusões de ar frio de latitudes médias e Oscilações multidecadais do Atlântico (OMA). (ZHOU; LAU, 2001; MARENGO, 2004). Uma breve descrição dos principais modos de variabilidade será abordada no presente trabalho a fim de entender as variabilidades temporais e as interações entre estes modos que modulam a intensidade e distribuição espacial das chuvas na MSA.

Vários trabalhos do passado, sobre as variações do MSA foram baseados em registros de isótopos estáveis obtidos em diferentes matrizes como testemunhos lacustres (BIRD et al., 2011), geleiras (THOMPSON et al., 1986, 2013) e espeleotemas (REUTER et al., 2009; APAÉSTEGUI et al., 2014). Estes registros representam reconstruções da intensidade da Monção, que parecem ter uma coerência regional do sinal climático durante o último milênio. No entanto, aprofundaremos nestas questões nos próximos capítulos.

Percebemos problemas na literatura sobre o Paleoclima referente ao MSA e sua relação com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), dois sistemas que usualmente são intercambiados quando se descrevem precipitações de verão em zonas tropicais continentais. A ZCIT é uma banda de nubosidade, baixas pressões que se distribui ao longo do planeta em regiões marinhas seguindo a convergência dos ventos alísios do Hemisfério Norte e o Sul. O MSA em áreas tropicais de América do Sul têm características espaço-temporais que são bastante diferentes da ITCZ marinha, sendo preciso fazer uma clara distinção entre os dois sistemas para escalas de tempo mais longas. A ZCIT persiste ao longo do ano, seguindo a região de maior TSM, ao mesmo tempo, o MSA é um fenômeno sazonal, com fases bem estabelecidas de começo, fase madura e fim. A ZCIT é um fenômeno restrito ao Hemisfério Norte e somente se estende ao Hemisfério Sul no Pacífico equatorial leste durante períodos extremos de El Niño (ex. TAKAHASHI; BATTISTI, 2007). Por outro lado podemos observar que o MSA se desenvolve mais no Hemisfério Sul durante a sua fase madura, no verão austral.

2.2.2 Modos e padrões de variabilidade climática

A circulação atmosférica global varia de acordo com certo número de padrões ou modos que podem persistir por anos ou décadas. Estes padrões podem ter várias diferentes origens, como mudanças na Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM, que é a pressão atmosférica no nível do mar), Temperatura na Superfície do Mar (TSM), ventos na superfície do mar e também variações na circulação e pressão da própria atmosfera. Estas variabilidades que vão desde escalas interanuais até multidecadais certamente tem influência no MSA, modificando os padrões espaciais e temporais das precipitações. Faremos a seguir uma breve introdução, assim como definição dos termos e nomenclatura usados.

A) *El Niño Oscilação Sul (ENOS)*

(El Niño Southern Oscillation – ENSO)

El Niño (EN) /La Nina (LN) – Oscilação Sul, ou ENOS, é um padrão climático de temperatura e pressão originários do oceano Pacífico tropical que ocorre em intervalos de 2 - 7 anos. Variações atmosféricas apresentam um acoplamento com as condições térmicas oceânicas, a fase quente (El Niño) é acompanhada de alta pressão atmosférica no oeste do Pacífico, enquanto que na fase fria (La Niña) ocorrem as baixas pressões.

O padrão atmosférico do ENOS é calculado a partir das flutuações da diferença de pressão atmosférica entre Taiti e Darwin (Austrália). Episódios de EN ocorrem, quando a diferença de pressão entre os dois locais mencionados é relativamente pequena. Baixas pressões atmosféricas tendem a ocorrer com águas oceânicas quentes e altas pressões associadas a águas mais frias, em parte, devido à convecção de águas quentes no transporte de ar. Episódios de EN são definidos com o aquecimento da parte central leste do Oceano Pacífico, reflexo da baixa intensidade dos ventos alísios sobre essa região oceânica.

A importância deste evento em escala global gerou abordagens do fenômeno, possibilitando assim outros modos de quantificar a variabilidade do fenômeno, como as variações de temperatura em diferentes regiões ao longo da Banda equatorial do Pacífico (Fig. 2.8). Podemos observar na figura 2.8, abaixo, os locais de aquecimento das TSM que vem despertando muito interesse entre estudiosos. Os quais podem ser relacionados com teleconexões e anomalias de temperatura e precipitação em regiões continentais.

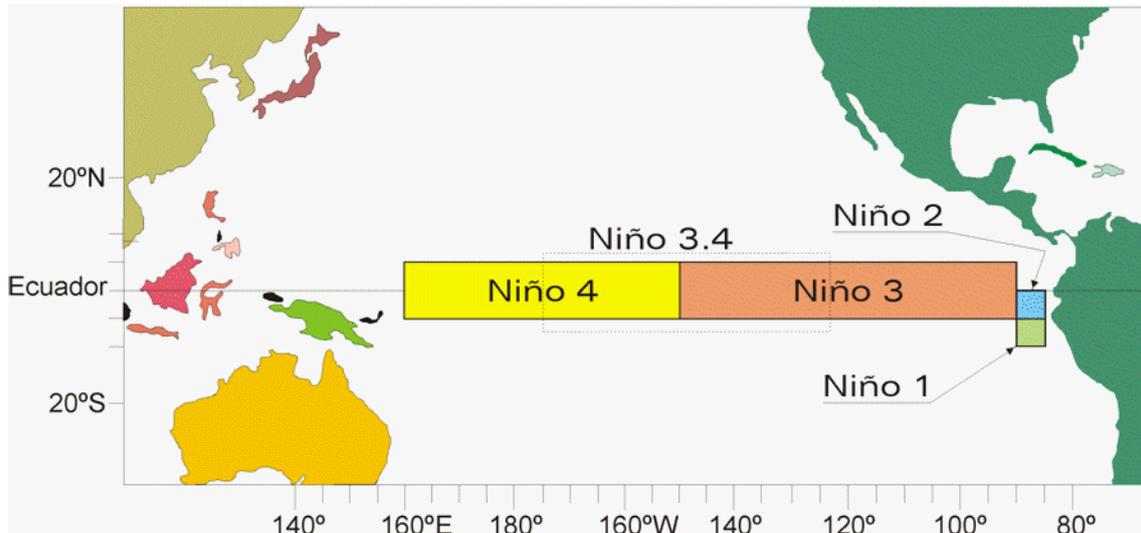


Figura 2.8 - Regiões de estudo do aquecimento do Pacífico Central pra avaliação dos eventos ENOS.

A existência de vários indicadores, tanto atmosféricos (ex. SOI) como oceânicos (TSM), tem levado a comunidade científica a gerar índices compostos destes vários componentes desenvolvendo o Índice Multi Enos (IME - MEI em Inglês) que integra medições e durante os últimos anos tem sido muito aceito no entendimento e descrição dos eventos.

Os efeitos do ENOS, seja o caso de eventos tipo El Niño ou La Niña, são as maiores fontes de variabilidade interanual tanto em temperaturas como em anomalias de precipitações na América do Sul. (ex. ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; ACEITUNO, 1988; KILADIS; DIAZ, 1989; MARENGO, 1992; VUILLE; WERNER, 2005; GARREAUD et al., 2009). A Fig. 2.9 apresenta as correlações, em escala sazonal, entre o índice multivariado do ENOS, campos de temperatura e precipitação na América do Sul.

Em geral, os padrões associados com episódios tipo El Niño ou MEI (positivo) apresentam (a) precipitações abaixo da normal ao longo da América do Sul tropical, (b) precipitação acima do normal ao longo da porção sudeste do continente e centro do Chile, e (c) condições mais quente do que o normal em latitudes tropicais e subtropicais. Durante eventos de tipo La Niña, condições opostas são encontradas no continente.

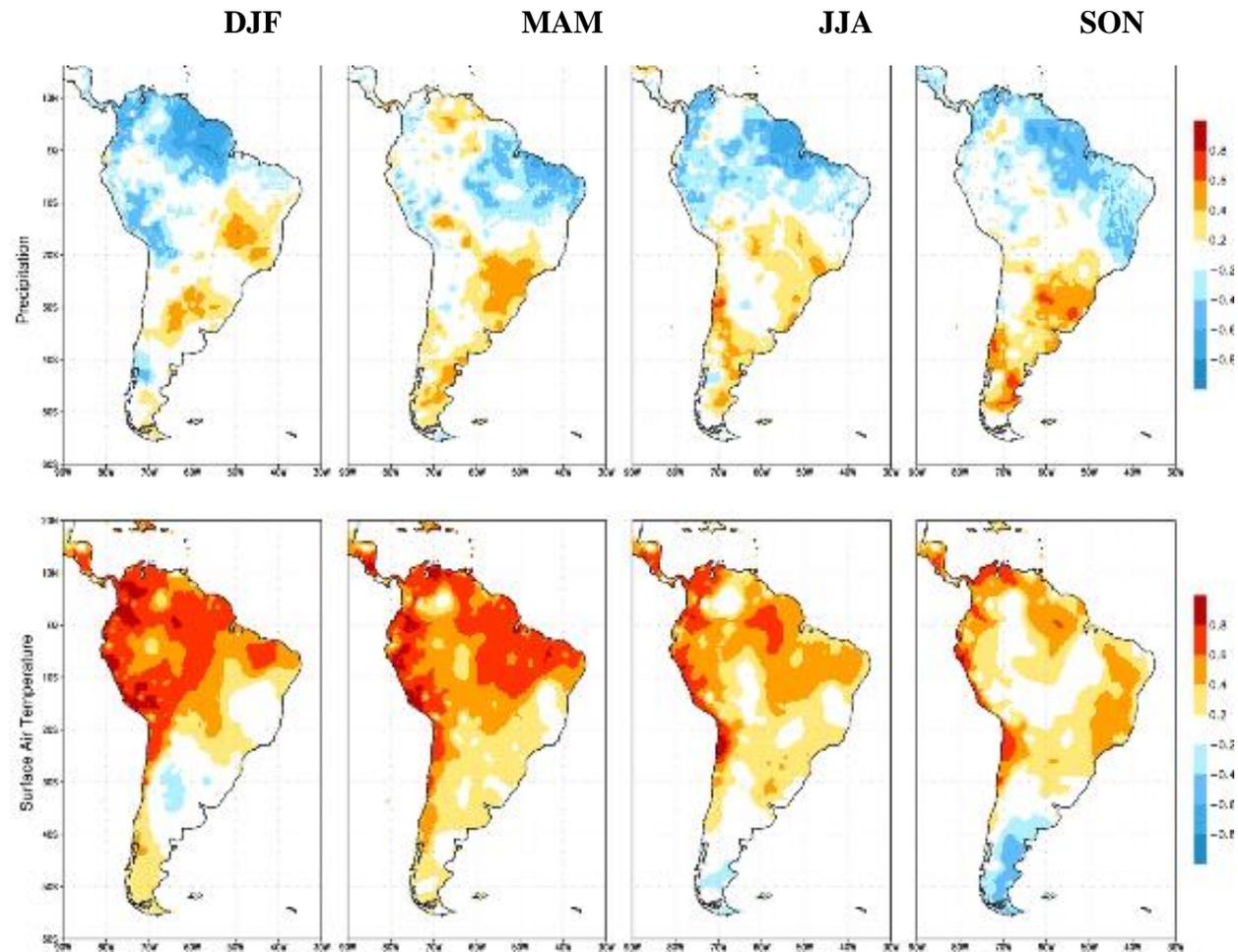


Figura 2.9 - Mapa de Correlações sazonais entre Índice Multi Enso - MEI e precipitações (Painel superior) e Temperatura. Os dados provem da Universidade de Delaware (1950 - 1999). Correlações em intervalos de $\pm 0,2$ são apresentados com rango de significância estatística maior do 95%.
 Fonte: Adaptado de GARREAUD et al., 2009.

B) Oscilação Decadal do Pacífico (OPD)

Definida por Mantua et al. (1997), é um padrão de variação climática do Oceano Pacífico, que muda de fase com frequência multidecadal (20 a 30 anos, 50 a 70 anos). No mesmo estudo ele descreve a PDO (Pacific Decadal Oscillation) como anomalias mensais de TSM ao norte da longitude 20°N desde 1900, comparável ao ENOS, porém com frequência diferente e anomalias de TSM e PNMM mais simétricas e menos confinadas em relação ao Equador.

A PDO é caracterizada por duas fases: a fase quente é definida por anomalias positivas de TSM na costa oeste da América do Norte e região leste do Pacífico Equatorial, e anomalias de TSM negativas no Pacífico Norte central e oeste, o mesmo ocorrendo no hemisfério sul. Na fase fria, o inverso é verdadeiro, águas frias na costa oeste da América do Norte e Pacífico leste equatorial, e no Pacífico central e oeste (nos dois hemisférios) ocorrem águas quentes (Figura 2.11a).

O índice OPD (Pacific Decadal Oscillation Index – PDO index) não é o único utilizado para definir os padrões de variabilidade do Pacífico, outros índices como o Índice do Pacífico Norte (Northern Pacific Index – NPI) e a Oscilação Interdecadal do Pacífico (Interdecadal Pacific Oscillation – IPO) também são utilizados, muitas vezes em conjunto. Neste trabalho será utilizado apenas o PDO, mas sempre referindo-se sempre aos padrões do tipo El-Niño do Oceano Pacífico.

Por ocorrerem no mesmo oceano e com padrões similares, a PDO é sempre caracterizada como um evento do tipo El-Niño com frequências mais longas. Mas não é apenas na descrição que os dois modos são comparados, isto ocorre também para os mecanismos geradores.

Embora a relação entre a OPD e o ENOS não seja inteiramente compreendida (NEWMAN et al., 2003), assim como a causa da OPD, muitos estudos formulam hipóteses para estas questões. Os próprios autores citados acima sugerem que a OPD pode ser uma variação residual do ENOS em baixa frequência (Fig.2.10).

Garreaud et al. (2009) enumera vários estudos que documentaram aumento de precipitação e vazão de rios no sudeste da América do Sul e sul da Amazônia ao mesmo tempo em que diminuiu a precipitação no norte da Amazônia, após 1976/77, em relação às duas décadas anteriores. Esta mudança climática é coerente com a mudança de fase da OPD no meio da década de 1970, de fria para quente. Porém, ela não deve ser atribuída a PDO

somente, pois os eventos ENOS tornaram-se mais fortes e frequentes nas décadas de 80 e 90 em relação às três décadas anteriores.

Kayano et al. (2009) juntamente com outros autores em sucessivos estudos afirma que o ENOS atua tendo a OPD como modulador de fundo em suas teleconexões. Quando os dois modos estão em fase, as correlações entre os dois são fortalecidas, e quando estão fora de fase, ocorre o inverso.

O índice OPD de 1900 a setembro de 2009 mostra dois ciclos bem definidos, com fase fria de 1890 a 1924 e entre 1947 e 1976, sendo que a fase quente predomina entre 1925 e 1946 e de 1977 até o fim da década de 1990. Entre 2000 até o fim do registro não é possível distinguir a fase predominante.

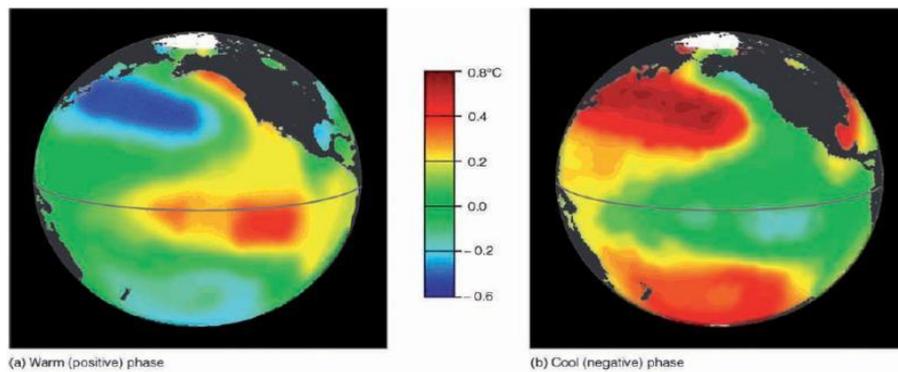


Figura 2.10 - Fases da PDO.
Fonte: Retirado de AHRENS, 2009.

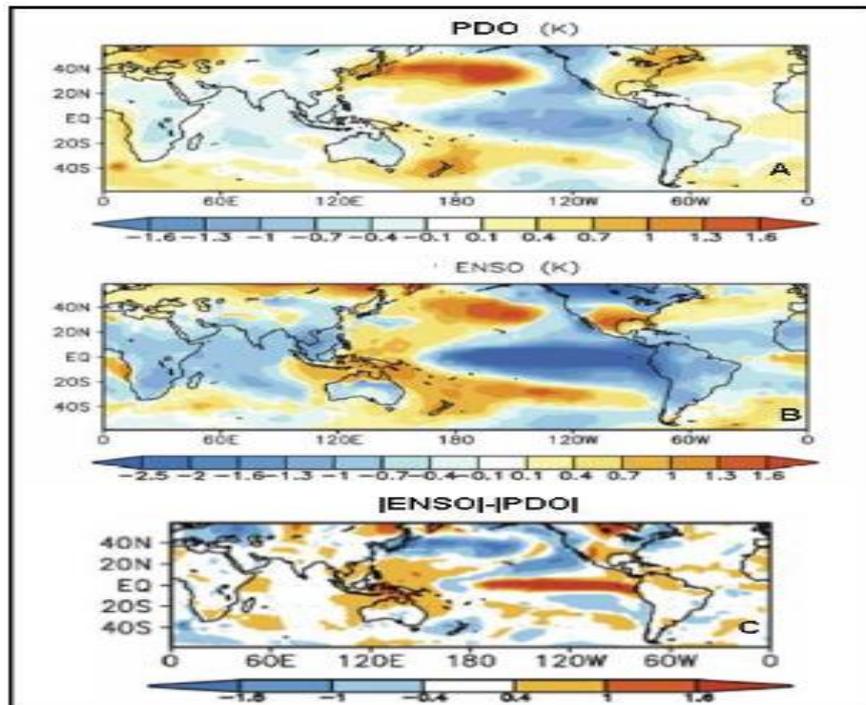


Figura 2.11 - Comparação entre os modos espaciais da PDO (A), e de ENSO (B) definidos a partir da SST. Em (C) Diferença entre os valores absolutos dos sinais padronizados de ENSO e PDO.
Fonte: Retirado de CHEN et al., 2008.

C) Modo Anular Sul (MAS)

Também conhecido com Oscilação Antártica (AAO, Antártica Oscillation), é o principal modo de variabilidade de baixa frequência do Hemisfério Sul em latitudes extratropicais. O MAS (SAM, Southern Anular Mode) é definido utilizando-se o parâmetro meteorológico de altura geopotencial, que é a do nível de pressão atmosférica levando-se em conta o nível médio do mar (NMM) e não a elevação local. Anomalias positivas de altura geopotencial indicam a presença de altas pressões ao NMM.

O MAS é caracterizado por anomalias de pressão a sul de 20°S que ocorrem com sinais invertidos no centro da Antártica e em uma banda que circula o globo ao redor do continente antártico em 40-50°S. A fase positiva do MAS é associada à diminuição da pressão em superfície e de alturas geopotenciais em latitudes médias sobre a Antártica e a uma intensificação e um deslocamento dos ventos de oeste do Hemisfério Sul em direção ao Pólo. Durante a fase negativa ocorre exatamente o inverso destes parâmetros.

D) Oscilação do Atlântico Norte (OAN) e Oscilação do Ártico (OA)

A OAN (NAO, North Atlantic Oscillation) é caracterizada por oscilações no gradiente de pressão entre a Alta de Açores e a Baixa da Islândia numa escala de diária a multidecadal. A OAN é a variação destes dois sistemas de ano para ano e possui duas fases. Em sua fase positiva, tanto o sistema de alta pressão como o de baixa pressão são intensificados, e os ventos de oeste que cruzam o Atlântico também ganham força. As anomalias de variação de TSM (na frequência de 12 a 14 anos) formam um tripólo: águas frias no Atlântico Norte subpolar e nas latitudes entre 0 e 30°N do Atlântico leste, e águas quentes nas latitudes entre 20°N e 45°N do Atlântico oeste, formando uma faixa de anomalias de TSM positivas que fica mais estreita em direção ao lado leste. Na fase negativa, os dois sistemas de pressão ficam menos intensos e as anomalias de TSM também são inversas (Figura 2.12).

Outro modo de variação intimamente relacionado à OAN é descrito na literatura, com o nome de AO (AO, Arctic Oscillation), porém neste modo ocorrem mudanças nos gradientes de pressão entre latitudes polares e subpolares do Hemisfério Norte. Deste modo, a OAN seria uma manifestação regional da OA no Atlântico Norte.

A OA alterna fases quentes e frias de anomalias de TSM. Na fase quente ocorrem, relativamente, baixas pressões em latitudes polares, e pressões relativamente mais altas nas latitudes subpolares. A OA inclui variações norte-sul de pressão e variações Leste-Oeste de

temperatura, ocorrendo um dipólo entre a Península Ibérica e a Groenlândia (Figura 2.12). Este mesmo dipólo é que caracteriza a OAN.

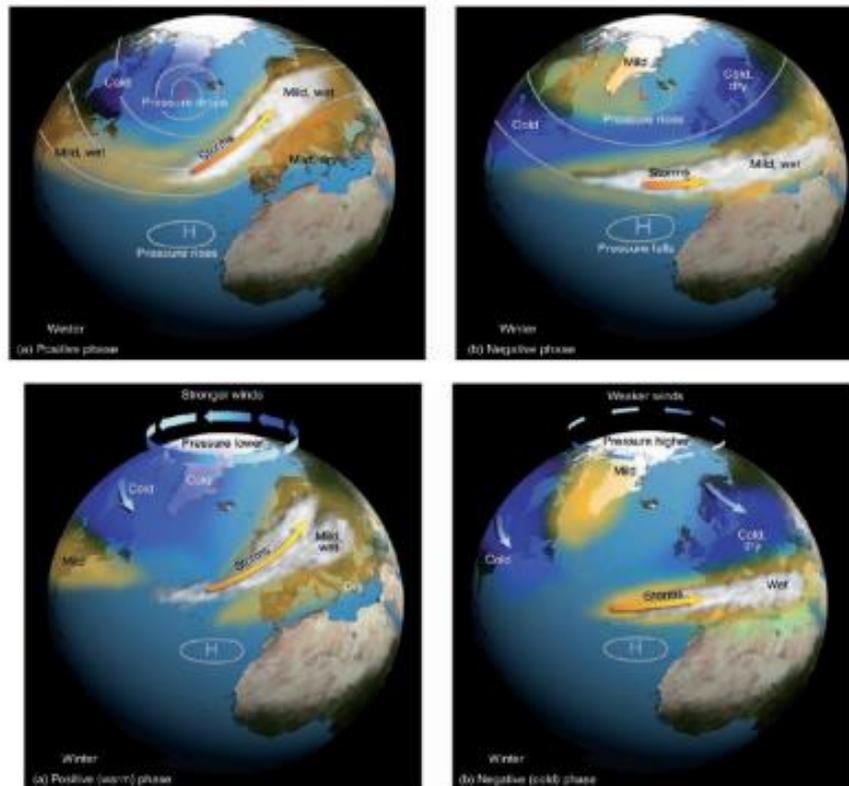


Figura 2.12 - Painel superior fases da OAN, painel inferior fases da AO.
Fonte: Retirado de AHRENS, 2009.

E) Oscilação Multidecadal do Atlântico (OAM)

O termo OAM (AMO, Atlantic Multidecadal Oscillation) foi proposto por Kerr (2000), mas quem estudou e caracterizou o comportamento deste modo foi Schlesinger e Ramankutty (1994). Segundo eles, os registros instrumentais de TSM desde 1850 mostram um ciclo de variação de $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ com frequências de 65 a 75 anos, com uma fase quente entre 1930 e 1960 e fases frias entre 1905 e 1925 e entre 1970 e 1990. Uma fase quente parece ter se iniciado no meio da década de 1990, com anomalias positivas recordes em 2005.

A OAM está relacionada com a porção do Atlântico Norte da Circulação Termohalina (Thermohaline Circulation – THC), que forma águas profundas do Atlântico Norte devido às baixas temperaturas e alta salinidade da água, resultando em maior densidade, daí a subsidência. Devido à forte relação entre salinidade e densidade desta subsidência (com temperaturas próximas do congelamento), pequenas variações de salinidade podem modificar a densidade da água e, portanto, a intensidade da THC. Variações de longo prazo de salinidade

da água provavelmente afetam os padrões de TSM da OAM, resultando no caráter multidecadal deste modo climático (GROSSMAN; KLOTZBACH, 2009). Na fase positiva do OAM, incrementa a intensidade da THC, resultando em anomalias positivas de TSM no Atlântico Norte e negativas no Atlântico Sul. Na fase negativa o padrão é inverso e ocorre mínima intensidade da THC. Dada à duração do ciclo, os registros instrumentais mostram apenas dois ciclos completos do OAM. Estudos com proxies paleoclimáticos foram realizados para melhorar a confiabilidade do ciclo. Segundo alguns estudos a OAM está associada a anomalias interanuais de precipitação sobre a América do Norte e parece modular teleconexões do ENOS (TRENBERTH et al., 2007).

Relações entre a OAN e a OMA foram propostas por Walter e Graf (2002): na fase negativa (fria) da OMA a TSM do Atlântico Norte é fortemente associada ao índice OAN, porém, na fase positiva (quente) da OAM o inverso não acontece, o índice OAN é apenas pouco correlacionado à TSM do Atlântico Norte. Chelliah e Bell (2004) definiram um padrão multidecadal tropical relacionando a OMA, a OPD e a OAN de inverno (a OAN é mais intensa no inverno do Hemisfério Norte), com variações coerentes na convecção tropical e temperaturas de superfície sobre a região das monções do oeste africano, no Pacífico Central Tropical, na bacia Amazônica e no Oceano Índico tropical.

Vários outros estudos sugerem que a OAM é causadora de variações multidecais nas secas da região do Sahel, precipitações no Caribe, e variações do clima de verão na América do Norte e Europa, além da concentração de gelo no mar da Groenlândia e sul da Europa (TRENBERTH et al., 2007).

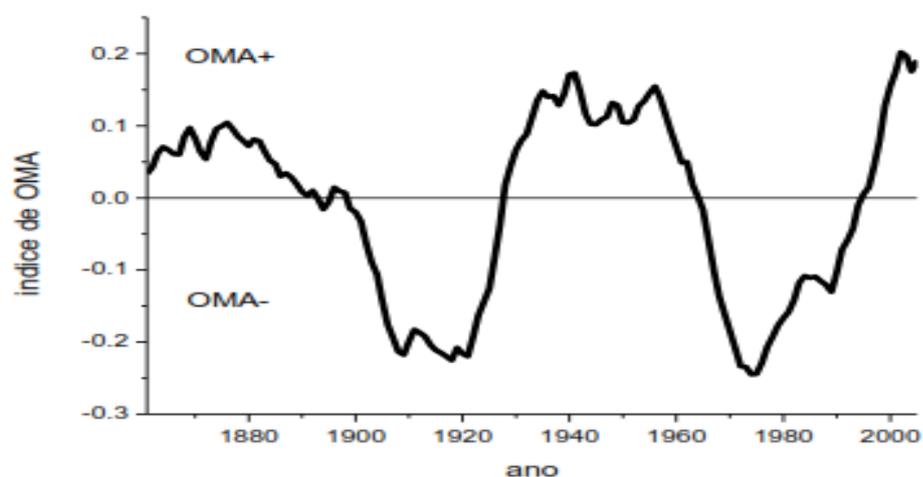


Figura 2.13 - Gráfico do Índice da OMA construído a partir de dados instrumentais obtidos no site da NOAA.

2.3 CLIMATOLOGIA LOCAL NO NOROESTE DOS ANDES PERUANOS

O clima na região de Rioja no nordeste dos Andes peruanos é caracterizado como tropical úmido, com precipitações anuais próximas de 1570 mm (período 1963 - 2012 da estação de Rioja). As chuvas têm regime bimodal (Fig. 2.14 e 2.15), com máximas de precipitação ocorrendo entre os meses de Outubro e Março. Aproximadamente 62% das precipitações é registrada durante a primavera e verão, e 38 % ocorre entre os meses de Abril e Setembro, meses de inverno e outono. O ciclo semianual das precipitações é resultante da oscilação zonal e da representação, no continente, da migração da zona de convergência intertropical (ZCIT) associada com os ciclos semianuais de radiação e temperatura. (HOREL et al., 1989; FIGUEROA; NOBRE, 1990; POVEDA, 2004, 2006; ESPINOZA et al., 2008). No entanto, a distribuição das chuvas ao longo do ano, sugere que durante o verão existe a maior contribuição das precipitações em relação ao desenvolvimento do Sistema de Monção Sul Americana. Adicionalmente, temos que a temperatura média anual registrada para o período (1963 - 2009) na mesma estação, é de 22. 8°C com poucas variações (~1°C) entre verão e inverno.

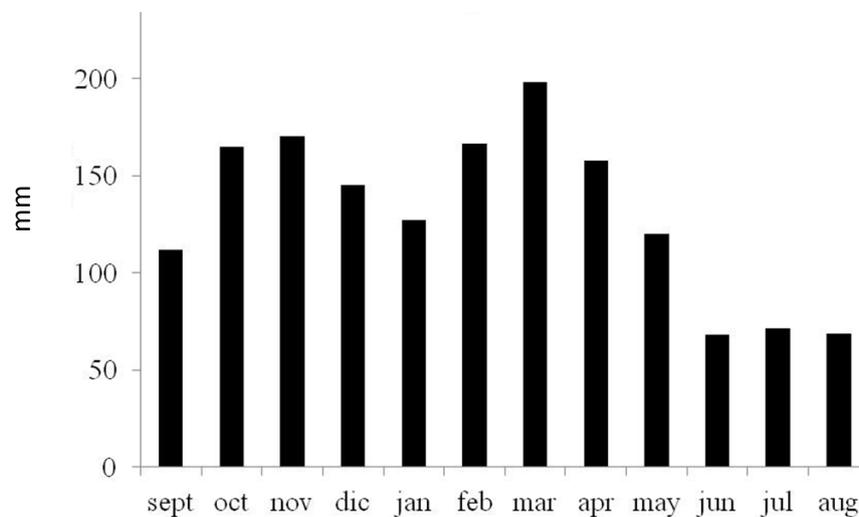


Figura 2.14 - Registros Pluviométricos Mensais da estação de Rioja - Perú, para o período 1963 – 2012.
Fonte: Senamhi.

Em escalas de tempo interanual, mudanças na intensidade SASM está parcialmente relacionada com anomalias de TSM do Oceano Pacífico associadas principalmente à ENOS (PAEGLE; MO, 2002; GARREAUD et al., 2009; GRIMM, 2010). Durante as fases quentes ou positivas do ENOS (El Niño), precipitação abaixo da média durante a temporada do verão é observada no norte da América do Sul, especialmente sobre o Nordeste da Bacia Amazônica (RONCHAIL et al., 2002) e, excepcionalmente, na Amazônia ocidental (ESPINOZA et al.,

2011). Condições opostas são observadas durante as fases frias ou negativas (La Niña), onde abundantes chuvas e inundações ocorrem no norte e nordeste da região amazônica (RONCHAIL et al., 2002; ESPINOZA et al., 2009, 2013). Esses padrões são atribuídos à combinação de anomalias de circulação nas células de Walker e Hadley para cada caso (RONCHAIL et al., 2002; GARREAUD et al., 2009; MARENGO et al., 2012). A influência das anomalias de TSM do Atlântico na variabilidade interanual do MSA não tem sido tão extensivamente estudada como a influência das anomalias de TSM do Pacífico. Anomalias positivas de TSM na região tropical do Atlântico Norte têm sido associadas com condições de seca mais ocidental (RONCHAIL et al., 2002; MARENGO et al., 2008; ESPINOZA et al., 2011), e da Bacia Amazônica Meridional. Por exemplo, a seca da Amazônia 2005 não estava relacionada com ENOS, e sim à variabilidade do Atlântico tropical (ESPINOZA et al., 2011; MARENGO et al., 2008, 2012).

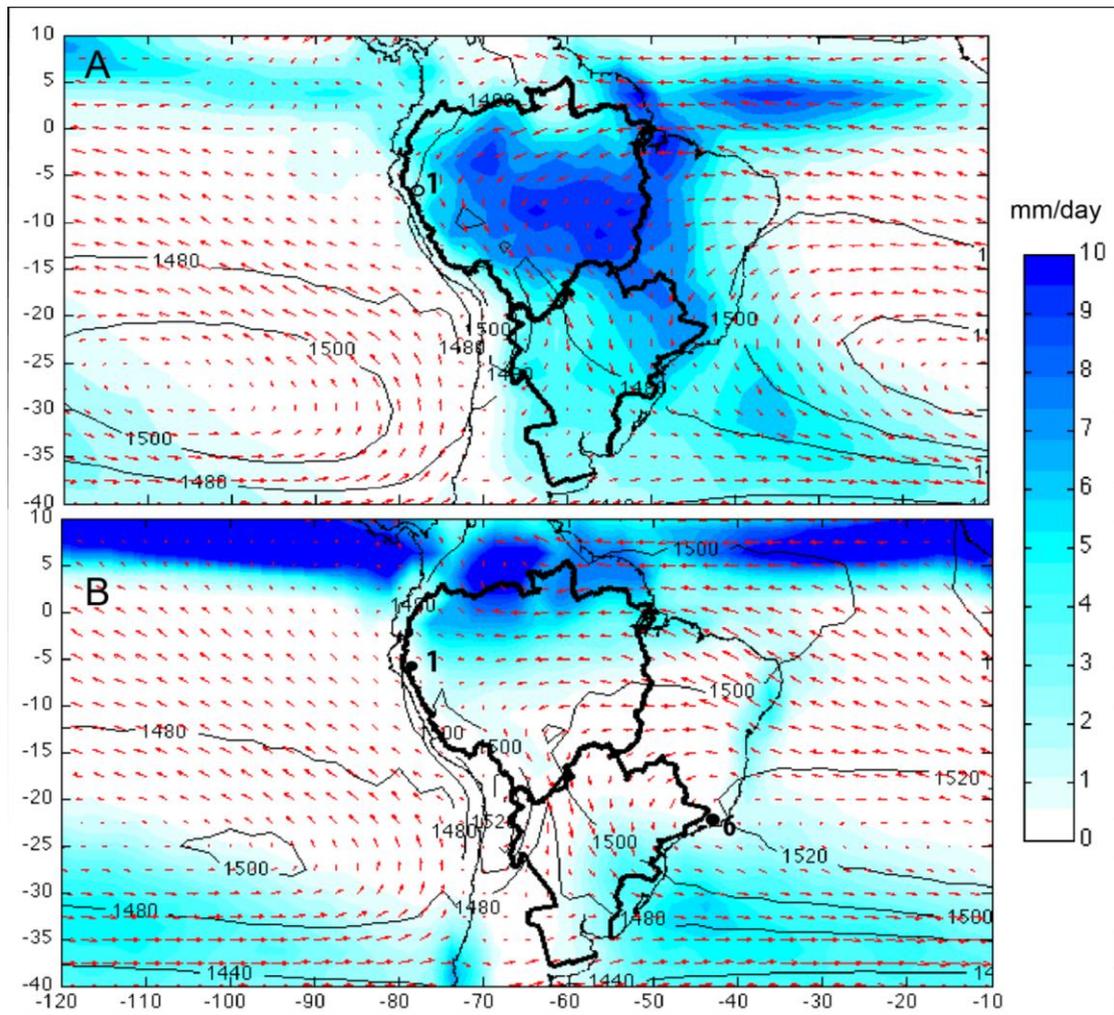


Figura 2.15 - Distribuição das Chuvas (sombreado) e campo de ventos (setas) ao passo de tempo diário. Também estão representadas as linhas de geopotencial segundo as informações de ERA-40 para condições de Verão (A) e inverno (B).

Fonte: Retirado de APAÉSTEGUI et al., 2014.

A Atividade do MSA em escalas de tempo maiores como o caso da escala decenal é menos compreendida, devido á limitações de dados instrumentais. A Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) é considerada como um importante modulador para as precipitações da América do Sul por sua influência construtiva nos eventos ENOS (MANTUA et al., 1997; GARREAUD et al., 2009). Por outro lado, existem evidências que nos levam a pensar na Oscilação Multidécadal Atlântica (OMA) como um fator importante que governa a variabilidade do MSA. Periodicidades de 64 anos como encontradas em registros proxies tanto em ambientes marinhos (CHIESSI et al., 2009) como continentais (NOVELLO et al., 2012; APAÉSTEGUI et al., 2014), revelam a influência deste modo de variabilidade oceânica nas chuvas na América do Sul. No entanto, ainda temos muito pouca informação das mudanças climáticas na região amazônica dentro desses prazos temporais.

2.4 CLIMATOLOGIA LOCAL NOS ANDES BOLIVIANOS ORIENTAIS

As características climatológicas de nossa área de estudo foram calculadas baseados em dados meteorológicos mensais coletados durante o período 1977 - 2000 na estação sinóptica de Torotoro, operada pelo Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Bolívia (Senamhi - Bolívia).

A média da precipitação anual registrada é de 860 milímetros, a temperatura média anual fica em torno de 16,3 ° C, com grande variação entre os valores máximos (~ 22,2 ° C) e mínimos (~ 8,3 ° C) (Fig.2.15 e 2.16). O campo médio de precipitação apresenta forte sazonalidade; extremamente seco durante a maior parte do ano, com exceção do verão austral (novembro a março), quando intensas tempestades convectivas trazem precipitações significativas para a área (GARREAUD et al., 2009), que correspondem a 85% da precipitação anual total. Os ingredientes cruciais destas chuvas sazonais são a desestabilização da troposfera local pelo intenso aquecimento da superfície e do estabelecimento em altos níveis dos ventos de leste que favorecem o transporte de ar quente úmido do interior do continente (GARREAUD et al., 2003, 2009; VUILLE et al., 2003; FALVEY; GARREAUD, 2006).

Adicionalmente, a sazonalidade também está relacionada com o aparecimento e decadência da Alta da Bolívia, uma célula de alta pressão de altos níveis que se desenvolve ao longo do Andes centrais em resposta à liberação de calor latente por convecção profunda do verão sobre a Bacia Amazônica durante o MSA (LENTERS; COOK, 1997; MARENGO et al., 2012). Esse mecanismo responsável por episódios chuvosos em escala intra-sazonal, está

presente também em escala interanual (GARREAUD et al., 2003). Os períodos chuvosos, estão relacionados a um deslocamento pronunciado ao sul da Alta da Bolívia, o que permite a expansão do fluxo de ar superior leste e o ingresso sobre o Altiplano do fluxo de umidade da Bacia Amazônica (LENTERS; COOK, 1997; GARREAUD et al., 2009).

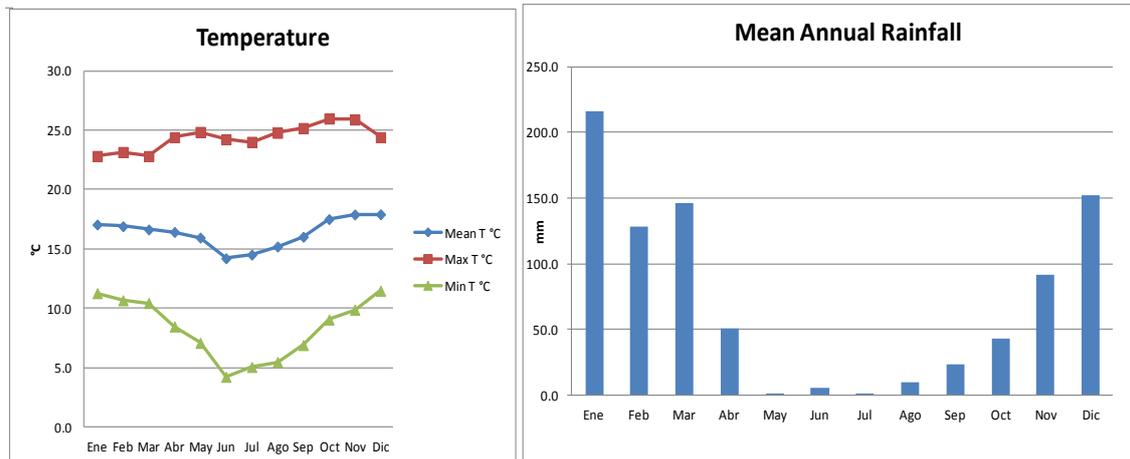


Figura 2.16 - Registros de precipitação mensal e temperaturas na estação meteorológica de Torotoro - Bolívia para o período 1977 - 2000.

Fonte: Retirado de Senamhi – Bolívia.

Há consenso geral de que uma fração significativa da variabilidade interanual da precipitação sobre os Andes Bolivianos está relacionada a fenômenos ENOS (p. ex.: THOMPSON et al., 1984; ACEITUNO, 1988; RONCHAIL, 1995; LENTERS; COOK, 1999; VUILLE, 1999; VUILLE et al., 2000a; ARNAUD et al., 2001; GARREAUD; ACEITUNO, 2001; GARREAUD et al., 2003, 2009). Estes estudos perceberam que os verões com eventos El Niño (La Niña) trazem menos (mais) precipitações para o Altiplano. No entanto, estas condições não são evidentes sempre, o que indica que a relação entre anomalias de temperatura da superfície do mar no Pacífico Tropical (TSM) e de precipitação nos Andes centrais não é tão simples (GARREAUD et al., 2003).

Enfraquecimento dos ventos do oeste em altos níveis durante episódios chuvosos facilita a intrusão do fluxo de umidade do leste, transportando massas de ar úmidas da bacia amazônica. Verões secos associados a eventos El Niño no Pacífico tropical são caracterizados pela dominância do fluxo de oeste bloqueando a penetração de ar úmido vindo do leste (VUILLE et al., 1999; GARREAUD et al., 2003; MORALES et al., 2012). Mesmo quando as cavernas estiverem localizadas sobre o lado oriental da cordilheira dos Andes e não sobre o Altiplano. O mecanismo descrito é associado ao transporte de umidade sobre o altiplano

consegue explicar grande parte da variabilidade da precipitação observada nos registros meteorológicos.

Não temos estudos suficientes que descrevam a variabilidade climática em escala de tempo de décadas e/ou maiores, ao longo dos Andes devido a limitação dos dados instrumentais. Reconstruções paleoclimáticas apontam, no entanto, para as temperaturas da superfície do mar Atlântico desempenhando um papel importante governando a variabilidade de precipitação em escalas de tempo de décadas e multidécadal sobre América do Sul tropical (BAKER et al., 2005; BIRD et al., 2011; VUILLE et al., 2012). Estas teleconexões entre o TSM do oceano Atlântico e os Andes tropicais foram demonstradas em escalas de tempo milenar e Orbital (BAKER et al., 2001), fatores que determinaram o aumento da precipitação na região tropical da América do Sul em sincronia com os eventos Frios do Atlântico Norte (BOND et al., 1997). Quando a ZCIT encontrasse em posição mais ao Sul esta representa a fonte de umidade para desenvolver precipitação sobre o continente Sul-Americano, Neste sentido, o fortalecimento dos ventos do nordeste poderia proporcionar o mecanismo para o maior transporte de umidade para todo o continente.

3 REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS E VARIABILIDADE CLIMÁTICA NO ÚLTIMO MILÊNIO

Durante os últimos anos foram feitos vários estudos para melhorar a compreensão dos registros climáticos, principalmente durante os últimos 1000 anos. Estudos do clima neste período de tempo vêm sendo alvo maior dos estudos paleoclimáticos, principalmente por cobrir três importantes fases de alta relevância (MANN, 2002). Foram elas: 1) A Anomalia Climática Medieval (ACM) (aproximadamente entre 900 a 1200 D.C.), que se refere a um período climático durante o qual as temperaturas da Europa e das regiões próximas excederam as temperaturas do início do século 20 (BRADLEY, 2000). Este período de clima quente foi seguido por um período mais frio denominado 2) Pequena Idade do Gelo (PIG), que ocorreu aproximadamente entre 1400 a 1800 D.C. (NESJEL; DAHL, 2003; MEYER; WAGNER, 2008); e 3) O Período de Aquecimento Moderno que registrou aquecimento em diversas partes do mundo. Além disso, é o período de maior influência antropogênica devido à emissão de gases estufa (KUKLA, 1981).

A maioria destes períodos climáticos foram inicialmente estudados e descobertos no hemisfério norte, mas atualmente eles são reconhecidos como eventos em escala mundial. Alguns sincrônicos entre os dois hemisférios da Terra e outros não, afetando também o clima de regiões tropicais. No presente trabalho, pretendemos mostrar a evolução do conhecimento do clima no último milênio, baseado em diferentes estudos desenvolvidos com proxies em diversas partes do mundo, tentando entender mecanismos climáticos ocorridos neste período do tempo e a relação com possíveis impactos na climatologia atual.

O objetivo da presente tese, é mostrar que as evidências contrastam com mecanismos oceânicos e atmosféricos que afetaram estes períodos, como por exemplo, fontes de umidade como a zona de convergência intertropical (ITCZ). Mecanismos como ENOS (El Niño Oscilação Sul), OAN (Oscilação do Atlântico Norte) ODP (Oscilação decadal do Pacífico) e a Célula de revolvimento meridional do Atlântico (do inglês Atlantic Meridional Overturning Circulation - AMOC) também são importantes para a compreensão das variabilidades registradas em escala mundial.

3.1 ANOMALIA CLIMÁTICA MEDIEVAL

A anomalia Climática Medieval, (Medieval Climate Anomaly - MCA), também conhecida antigamente como Medieval Warm Period (MWP), ocorreu entre os anos ~800 – 1250 D.C., durante a Idade Média da Europa. Neste período de tempo foram observados os maiores incrementos em temperatura durante os últimos 1000 anos em relação aos registros obtidos entre os anos 1960 - 1990.

O conceito de época de aquecimento medieval (Medieval Warm Epoch MWE) foi inicialmente usado por H.H. LAMB em 1965. LAMB baseou seus argumentos em interpretações de ocorrências históricas e dados paleoclimáticos do Europa Oeste, construindo índices de verões úmidos e invernos severos. Baseando-se nestas reconstituições encontrou evidências de verões quentes e secos além de invernos leves ao redor de 1100 -1200 A.D.. LAMB atribuiu um aquecimento da ordem de 1-2 °C acima da média da sua época. Estas estimações foram feitas através de suas próprias perspectivas pessoais devido a falta de conhecimento de estimações de temperatura hemisféricas na época suas comparações foram feitas somente para Europa do oeste. As comparações de temperaturas realizadas por ele foram baseadas na normal climática dos anos 1931-1960, período que, na média foi 0.3 °C mais frio na Europa que os últimos 30 anos (BRADLEY et al., 2000). No entanto, LAMB acertou no aquecimento da Europa Ocidental, a partir deste trabalho muitos estudos enfocaram este período de tempo em diversas partes do mundo, gerando assim evidências para definir o evento em uma escala global, já que inicialmente só se considerava a ocorrência desta anomalia para o hemisfério norte.

O termo da Época de aquecimento medieval (Medieval Warm Period; MWP) foi usado para uma série de *proxies* relacionados não só com variações temperatura, mas também a uma série de evidências hidrológicas significativas encontradas em diferentes partes do mundo, que apontaram para anomalias também observadas no intervalo de tempo entre 900 – 1300 A.D. Neste contexto, Stine et al. (1994), sugere que o melhor termo para este período seria Anomalia Climática Medieval (ACM), que diminui o ênfase relacionada com a temperatura e libera o termo para características hidrológicas também encontradas nesta época.

Outra característica que define o ACM como um evento de alta relevância para o conhecimento da humanidade, encontra-se na natureza do evento, foi o último período conhecido de aquecimento devido à forçantes naturais. A ACM serve para testar padrões característicos de forçantes da natureza em relação as possíveis forçantes antropogênicas dos últimos séculos. (TROUET et al., 2009). Se inicialmente acreditava-se, que este evento tinha

influência somente no clima do hemisfério norte, o desenvolvimento de estudos em diferentes regiões de mundo mostraram que o evento teve assinaturas globais. Neste contexto as melhores reconstituições climáticas desenvolvidas apresentam uma maior confiabilidade para o hemisfério norte, isso demonstrando a importância do desenvolvimento de estudos no hemisfério sul para a melhor compreensão do fenômeno.

3.1.1 Evidências paleoclimáticas da Anomalia Climática Medieval

Diferentes registros paleoclimáticos foram estudados ao redor do mundo mostrando as características deste evento, tanto no que se refere à variação de temperatura como às variações hidroclimáticas. Um excelente trabalho foi feito por Graham (2010), que propõe uma mudança, de grande escala, nos mecanismos hidroclimáticos e atmosféricos sugeridos a partir das diferentes interpretações dos *proxies* estudados (Fig. 3.1). Nesta parte de nosso trabalho realizaremos um breve resumo dos principais registros climáticos encontrados como evidências de mudanças neste período de tempo, com ênfase naquelas que possam demonstrar os diferentes mecanismos atmosféricos e oceânicos durante a ACM.

Registros terrestres da Europa, noroeste da África e *proxies* marinhos encontrados no Atlântico Norte, apontam para uma circulação típica relacionada com uma forte Oscilação do Atlântico Norte (NAO) durante a ACM. Nos registros terrestres, a ideia é baseada num incremento das precipitações na Grã Bretanha, condições secas no Marrocos (LAMB, 1965; PROCTOR et al., 2000; ESPER et al., 2007) e condições de temperatura mais quentes nos invernos na Europa Central e Noroeste da Europa (LAMB, 1965; PFISTER et al., 1998; MANGINI et al., 2005). Todas estas mudanças são consistentes com variabilidades de baixa frequência no índice da NAO em comparação com os períodos de medições instrumentais (HURRELL, 1995; TROUET et al., 2009).

Registros marinhos do Atlântico Norte, precisamente reconstituições de TSM da Bermuda (KEIGWIN, 1996) e do Golfo do Maine (WANAMAKER et al., 2008) indicam um relativo aquecimento das temperaturas superficiais do mar no período da ACM. Por outro lado, registros da plataforma continental norte da Islândia mostram também um período distintamente quente durante a ACM (SICRE et al., 2008). Evidências também de uma diminuição da cobertura de gelo e uma maior influência da corrente de Irminger sob a costa do sudeste de Groenlândia durante a ACM (JENSEN et al., 2004) e retrocesso das geleiras no ártico do Canadá (ANDERSON et al., 2008) complementam os registros no hemisfério norte.

Na África e também no centro do continente Asiático, registros mostram coerência

temporal para definir mudanças no comportamento hidroclimático durante a ACM, como: reconstituições dos níveis de fluxos no rio Nilo apresentam uma diminuição de aproximadamente 10% durante a ACM (SUTCLIFFE; PARK, 1999). Outros registros consistentes com estas informações vem de sedimentos lacustres do lago Turcana do noroeste do Quênia (VERSCHUREN, 2004) e de Oman (FLEITMAN et al., 2003). No mesmo período registros do centro leste da África indicam diminuição considerável nas precipitações durante a ACM (VERSCHUREN, 2004; RUSSEL et al., 2007). Esta característica do período seco, foi também encontrada na região costeira de Guiné, na África tropical ocidental (SHANAHAN et al., 2009), sugerindo assim uma redução em toda a África equatorial durante a ACM.

Outros proxies da Península Arábica e da Ásia central indicam precipitações reduzidas se estendendo amplamente a leste do Mar Mediterrâneo durante ACM, incluindo o norte de Oman e Ásia central ao norte do Himalaia (YANG et al., 2009) como foi também sugerido por registros de geleiras em Guliya (THOMPSON et al., 1995; WANG et al., 2007).

Nos Estados Unidos, a variabilidade climática durante a ACM tem sido amplamente estudada e revisada (ex. WOODHOUSE, 2004; COOK et al., 2004; GRAHAM et al., 2007), mostrando um evento muito seco no Sudoeste da América do Norte entre os anos 900 a 1350 D.C.. Mais ao sul, na América Central, registros arqueológicos de aridez também são encontrados no começo do milênio, aparentemente coincidentes com o colapso da cultura Maya (GILL, 2000), as mesmas condições são registradas também em Panamá (LACHNIET et al., 2004) há aproximadamente 1310 D.C., ao mesmo tempo, a ACM, foi relativamente úmida no norte da Venezuela (HAUG et al., 2001).

Números registros do oceano Pacífico tropical sugerem que durante a ACM, as características foram definidas por uma gradiente zonal de temperatura, mas frias no leste do Pacífico e mais quentes no extremo oeste do mesmo oceano (COBB et al., 2003; CONROY et al., 2008). Concordante com estas condições, sedimentos marinhos da costa do Peru (REIN et al., 2004) mostram uma diminuição do aporte sedimentar dos rios durante o MCA, caracterizando uma menor precipitação na costa norte do Peru. Estas condições mudam drasticamente por conta do ano 1250 D.C. sincronicamente com reconstruções de temperaturas nas Ilhas Galápagos e com o termino das condições áridas no centro e no oeste da América do Norte além do norte do Chile.

Reconstruções da TSM no oeste do Pacífico Tropical na região da Indonésia mostram que as tendências são fortemente opostas em comparação com aquelas no centro e no leste do oceano Pacífico (NEWTON et al., 2006; OPPO et al., 2009). Estes registros indicam

temperaturas próximas das registradas atualmente. Estes registros indicam também, por outro lado, que a salinidade da água do mar varia em fase com a TSM durante o último milênio. Estas variações foram reconhecidas como possíveis indicadores do deslocamento para o sul ou norte da ITCZ no Pacífico tropical oeste durante a ACM (NEWTON et al., 2006).

É importante destacar que alguns registros apontam para condições diferentes do Pacífico tropical. Condições frias no oceano Pacífico leste e central (tipo La Niña) (GRAHAM et al., 2007; CONROY et al., 2008), e os obtidos na Lagoa Pallcacocha nos Andes equatoriais (MOY et al., 2002), além de registros de geleiras em Quelccaya ao sul de Peru (THOMPSON et al., 1994). Ambos indicando episódios do "El Niño" ou aquecimento destas áreas durante o período concernente a ACM.

Estes registros, entre outros mais existentes e que não constam deste trabalho, compõem o estado do conhecimento da ACM. Mecanismos oceânicos e atmosféricos associados a diferentes modos de variabilidade definem padrões que ajudam a entender como interagiu o sistema na época, no entanto, poucos registros existem na área continental da América do Sul, mas diversos trabalhos estão sendo feitos para incrementar o conhecimento neste território.

Uma grande parte dos *proxies* apontam para uma rápida reorganização dos mecanismos climáticos que operaram neste período, onde a transição para o ingresso e saída de ACM, foram abruptas, tendo consequências relevantes para as sociedades da época.

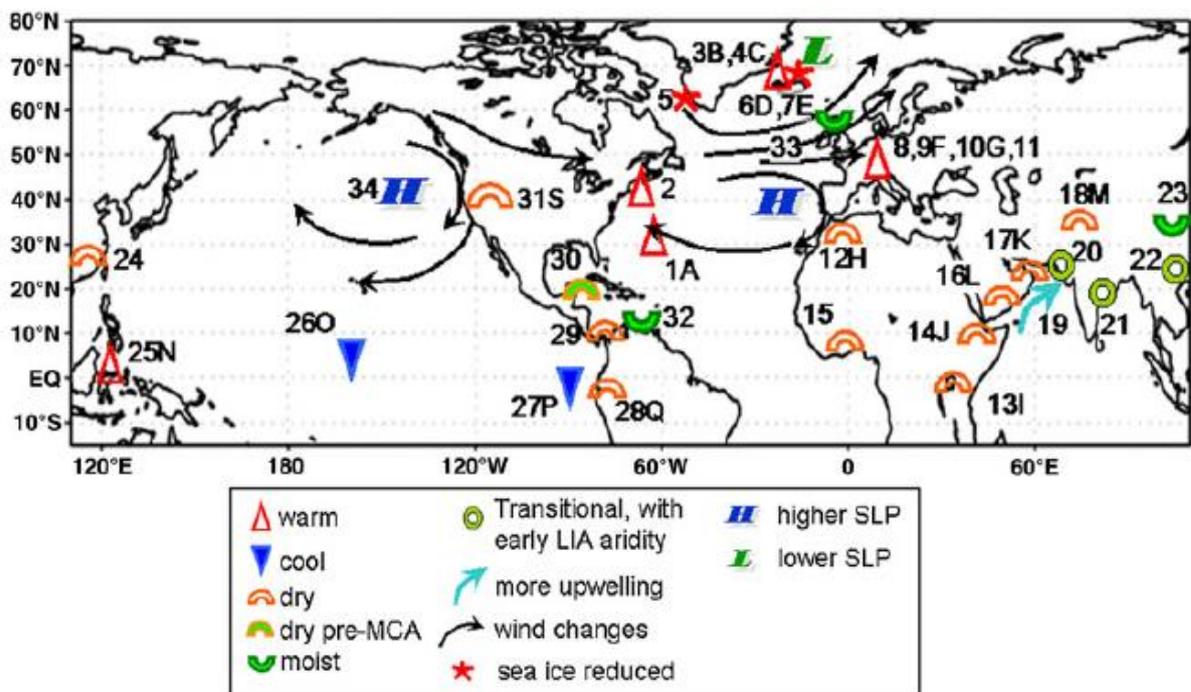


Figura 3.1 - Indicações de alguns proxies climáticos da variabilidade durante a Anomalia Climática Medieval. Fonte: Retirado de GRAHAM et al., 2010.

3.1.2 Mecanismos de circulação oceânica, atmosférica, e forçantes relacionadas com a Anomalia Climática Medieval

Entre os mais importantes mecanismos propostos para explicar o inverno extratropical no hemisfério norte durante a ACM temos as pressões ao nível do mar (PNMM) no leste do Pacífico Norte (contração da Baixa das Aleutas) e o incremento dos ventos provenientes do oeste atravessando o Atlântico Norte com um padrão positivo de circulação da OAN. Evidências de uma maior circulação anticiclônica sob o leste do Pacífico Norte são notadas por uma grande quantidade de *proxies* indicando uma diminuição na precipitação no oeste dos Estados Unidos (ex. MACDONALD; CASE, 2005; GRAHAM et al., 2007).

As condições mais quentes da TSM nas Bermudas e no golfo do Maine são consistentes com relações atuais estabelecidas para a OAN. Por outro lado o aquecimento da plataforma continental no norte da Islândia parece ser resultado de um aumento do transporte de águas quentes para os polos desde a deriva do Atlântico Norte na corrente de Irminger, possivelmente devido a um incremento de ventos provenientes do oeste ou mudanças no transporte relacionado com a célula de revolvimento meridional no Atlântico (Atlantic Meridional Overturning Circulation - *AMOC*).

Em relação a África onde se registram condições mais áridas em comparação ao período atual, considera-se um deslocamento da ZCIT para norte durante a ACM. No mesmo período, estes registros de diminuição das precipitações também se encontram ligados com as condições frias no centro e leste do Pacífico tropical durante a ACM (La NIÑA) (COBB et al., 2003; GRAHAM et al., 2007).

Uma variação sincrônica entre registros do Chile central e as secas encontradas no oeste dos Estados Unidos, sugerem uma simetria inter-hemisférica de sinal multissecular, tanto como as encontradas na associação atual com variabilidade do ENSO (ROPELEWSKY; HALPER, 1987) e sugere o papel das TSM no Pacífico tropical guiando a variabilidade hidroclimática, como uma forçante tropical causando mudanças extratropicais.

Todos estes mecanismos mencionados provavelmente tem origem em diferentes forçantes. A primeira conexão que pode ser feita é a relação com a variabilidade solar. A taxa de irradiação solar foi maior durante o século 12 (BARD et al., 2006) (Fig. 3.2), que provocou condições quentes no norte e oeste da Europa mediante padrões de mudanças de circulação em grande escala associadas principalmente com a circulação Ártica (SHINDEL et al., 2001). Este mecanismo poderia explicar porque algumas regiões foram relativamente mais quentes no período medieval. Por outro lado, o período de 1100 a 1260 D.C. (GAO et al., 2008) foi

caracterizado por “relativos” níveis altos de atividade vulcânica. No século 20, as atividades vulcânicas comumente levaram a invernos quentes na Europa e noroeste da Rússia. Este vulcanismo provavelmente influenciou a frequência de invernos brandos nesta região em relação à ACM.

Dados relatados no simpósio de Lisboa por Cobb et al. (2002), sugerem a ideia de que o Mediterrâneo Oeste seco e Noroeste úmido (Dipolo Europeu) seria uma condição esperada de forçantes tipo La Niña, relacionada com situações persistentes de OAN positiva (NAO; TROUET et al., 2009). Com exceção da Europa e provavelmente África do Norte, muitos dos padrões globais climáticos e hídricos podem ser explicados como uma resposta a condições tipo La Niña em épocas medievais.

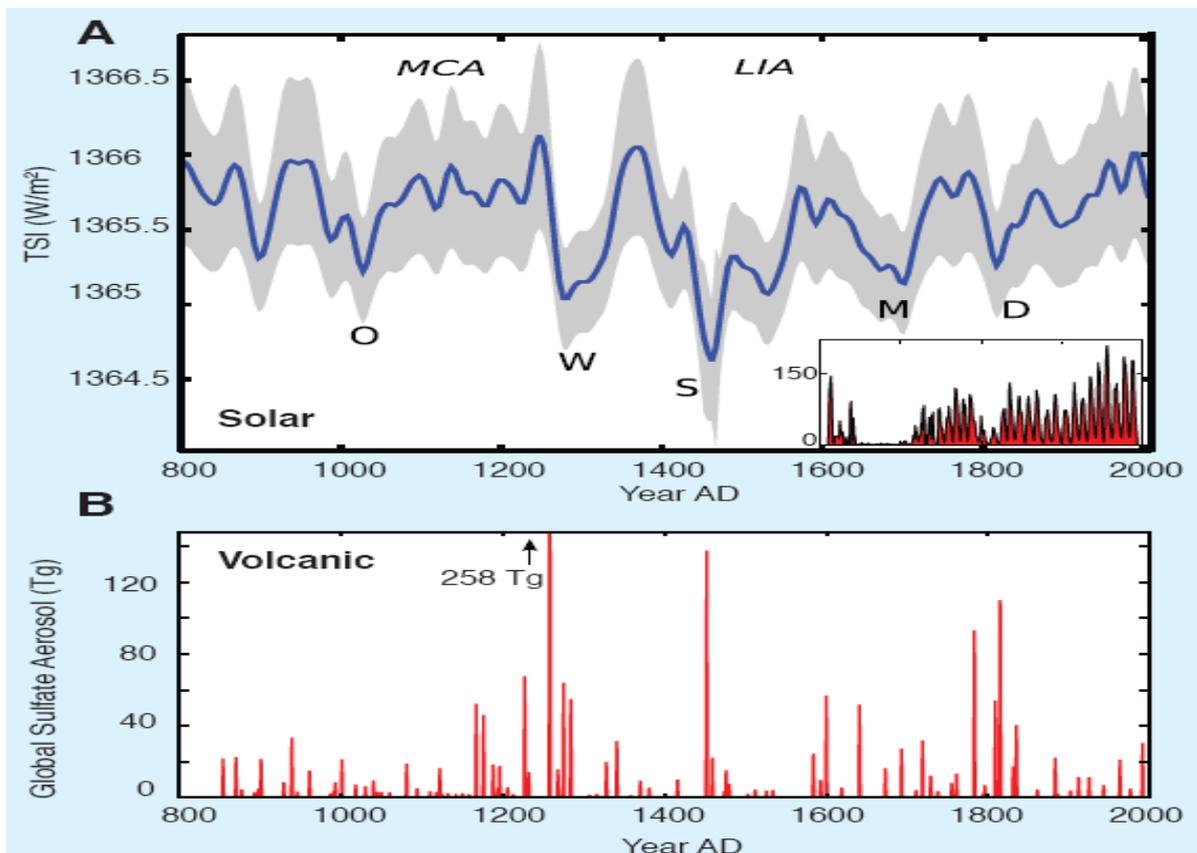


Figura 3.2 - A) Irradiança Solar reconstruída a partir do N° de manchas solares (BARD et al., 2000). B) Sulfatos aerossóis globais produzidos pela atividade vulcânica.
Fonte: GAO et al., 2008.

Segundo Trouet (2009) Uma possível explicação pode ser que o aquecimento do Pacífico Oeste (MANN et al., 2009) e do Oceano Índico Tropical (HURRELL et al., 2004) induziram um decréscimo da TSM no centro e no leste do Oceano Pacífico, resultando em um

fortalecimento da OAN devido a mecanismos de dinâmica atmosférica (GRAHAM et al., 2007; HOERLIN et al., 2001). O estado de condições tipo La Niña durante a ACM é evidenciado por *proxies* marinhos que mostram anomalias de TSM no centro e no leste do Pacífico (COBB et al., 2003). Reforço dos ventos vindo de oeste com uma prolongada fase positiva de OAN podem ter acelerado a célula de revolvimento meridional do atlântico (AMOC). O que provavelmente gerou anomalias de TSM e de salinidade no atlântico tropical, mudando a posição da zona de convergência intertropical (ZCIT) para norte (TIMMERMANN et al., 2007). Estas condições positivas da OAN associadas com condições persistentes do tipo La Niña, possivelmente foram iniciadas por um aumento de radiação solar e/ou reduzida atividade vulcânica e amplificada por intensificação da célula de revolvimento meridional do Atlântico (AMOC). Modelagens desenvolvidas para explicar este fenômeno (NCAR CCSM) mostram um aquecimento no Hemisfério Norte (Fig. 3.3). Adicionalmente, apontam para uma gradiente zonal da TSM na região do Indo – Pacífico. Resultando em mudanças nos padrões de circulação atmosférica tropical e extratropical do Hemisfério Norte. O que poderia explicar as variações determinadas pelos *proxies* de temperatura e precipitação ao redor do mundo que não podem ser explicadas simplesmente por condições tipo La Niña (GRAHAM et al., 2010).

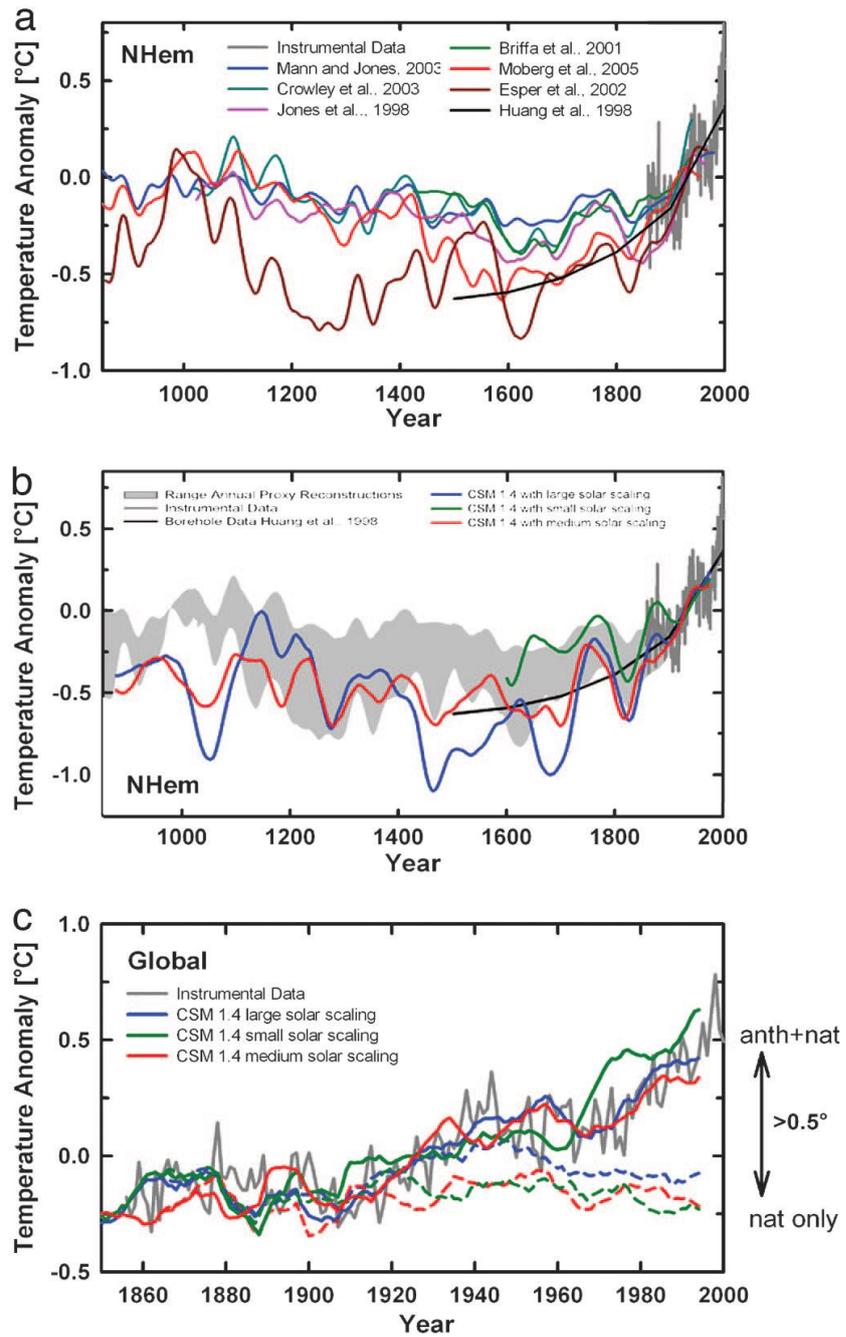


Figura 3.3 - Reconstruções de temperatura a) H. Norte, b) H. Norte somente devido à forçantes solares. c) Global.

Fonte: Retirado de AMANN et al., 2007.

3.2 PEQUENA IDADE DO GELO (PIG)

O termo Pequena Idade do Gelo, foi originalmente concebido por F. Matthes no ano 1939 para descrever o intervalo do tempo mais frio dos últimos 4000 anos. O termo Pequena Idade do Gelo é reservado para o maior período recente de avanço de geleiras e foi definido convencionalmente entre os séculos 16 e 19, quando o clima da Europa foi fortemente impactado. No entanto, o período pode ser variável dependendo a localização geográfica do *proxy* ao redor do mundo (século 14 ao 19). Este período começa com uma tendência de resfriamento na Europa seguido de um período de condições quentes como a ACM e termina com o dramático retrocesso das geleiras no século 20. A NASA define a Pequena Idade do Gelo como um período frio entre os anos 1550 e 1850 apresentando três períodos especiais de diminuição da temperatura: o primeiro começando em 1650 (Mínimo de Maunder 1645-1715), outro em 1770 e o último em 1850, separados por pequenos períodos de aquecimento. (Fig. 3.2)

A natureza do resfriamento é variável dependendo da região do mundo, onde os máximos períodos de avanço de geleiras diferem consideravelmente, sugerindo que responde mais a condições independentes regionais e não a uma glaciação global sincrônica (Fig. 3.3). Variações climáticas são observadas ao redor do mundo, confirmando ser este um evento em escala global. As evidências demonstram a existência de um período mais frio na Europa, com uma diminuição das temperaturas na ordem de 0.6 °C durante os séculos 15 ao 19 (MANN et al., 2010). Podemos dizer que a variação temporal deste evento não está somente relacionada com temperaturas mas também com padrões hidroclimáticos encontrados tanto no Hemisfério Norte como o Hemisfério Sul.

3.2.1 Evidências paleoclimáticas na Pequena Idade do Gelo

Existem numerosos registros históricos, para este período de tempo, que apontam para uma série de eventos frios na Europa. Alguns apontam para uma maior taxa de mortalidade infantil, devido a problemas nos plantio causados por temperaturas mais frias. Nem todas as sociedades reagiram da mesma maneira neste período de tempo, alguns escritores e pintores da época celebraram o resfriamento. Os registros históricos confirmam o resfriamento da Europa, no entanto, a variação temporal deste é variável dependendo do lugar onde foi observado o evento.

Kreutz et al. (1997) compararam registros de Siple Dome na Antártica Ocidental com

os registros obtidos na Groenlândia Central (GISP 2) indicando uma intensificação meridional da circulação atmosférica global principalmente na zona polar do Pacífico Sul e do Atlântico Norte iniciando o último evento de mudança climática abrupta (PIG, em 1400 D.C.). Deduções feitas das concentrações químicas das geleiras (Na^+ , SO_4^{2-} , $\delta^{13}\text{C}$), sugerem um substancial reforço da variabilidade da circulação meridional. Demonstrando que a variabilidade nas tormentas no século 20 pode ser resultado de variações naturais no sistema climático. Outro dado relevante é que mostras de gelo do Siple Dome tem taxas mais altas de fusão das capas (+ do 8%) entre os anos 1550 e 1700, provavelmente coincidindo com verões mais quentes durante o PIG.

Evidência adicional da PIG no Atlântico Norte encontradas por Bond et al. (1999) deram evidências do impacto da PIG através do testemunho KN98-MC21 com o aumento de dois traçadores petrológico analisados. O carbonato detrítico que provavelmente foi transportado através dos Icebergs de fontes carbonatada nas ilhas do Ártico, Oeste da Groenlândia, ou foi levado pelo mar gelado, da costa do Labrador. O vidro vulcânico proveniente da Islândia pode ter sido carregado por icebergs e/ou originário do mar gelado próximo à Islândia. Esses aumentos ocorreram 700 anos atrás e neste período foram registrados acontecimentos históricos (meados de 1300 D.C.) demonstrando que o gelo tornou-se um problema para a navegação próximo à Islândia e entre a Islândia e a Groenlândia. Associado ao KN98-MC21 foram realizadas medidas de $\delta^{18}\text{O}$ em foraminíferos bentônicos *Cibicides wuellerstorfi* que apresentaram enriquecimento de 0,2 a 0,3 por mil acompanhados dos picos dos dois traçadores petrológicos. O enriquecimento de $\delta^{18}\text{O}$ é explicado pela expansão das geleiras (BOND et al., 1999).

Segundo os registros obtidos nas geleiras durante este período de tempo, diversos trabalhos mostram o avanço destas durante o PIG. Um estudo realizado por Palacios et al. (1999) para o continente Americano, na face norte do Pico de Orizaba no México (5700 m), em uma morrena do Geleira Jananpa, com origem durante a PIG, evidencia o avanço das geleiras neste período. Registros de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos no gelo de Quelccaya mais ao Sul (THOMPSON et al., 1994), mostram variações bastante pronunciadas correspondentes à PIG, os registros isotópicos mostram valores mais negativos durante este período (~1500-1720 A.D.). Os estudos inicialmente foram conflitantes em relação à interpretação desta assinatura isotópica: se a resposta estaria na temperatura ou na umidade. Controvérsias surgiram na interpretação deste registro, mas a interpretação vigente é a de que as variações isotópicas referem-se às precipitações. Onde o registro é mais negativo do $\delta^{18}\text{O}$ durante o PIG

(THOMPSON et al., 1994), entende-se como um período com maior disponibilidade de umidade, o que teria intensificado o avanço das geleiras, principalmente se relacionando com a intensificação da Monção Sul Americana. Outros registros relevantes na América do Sul, em Bolívia, são os das geleiras Charquini, na cordilheira real e também na cordilheira de Quimza Cruz, mostrando que a extensão máxima das geleiras ocorreu durante a PIG, paralelamente mostrando uma assincronismo com outros registros dentro do continente (Fig.3.4) (RABATEL et al., 2008). Outros estudos importantes relacionados com geleiras são os desenvolvidos nos vales El Azufre, El Peñón, Las Choicas, e Las Damas, dentro dos Andes Centrais da Argentina (35° S) (ESPIZUA; PITTE, 2009) que mostram as variações do gelo Patagônico no norte do Chile conforme por Harrison et al. (2007). O trabalho desenvolvido por Reuter et al. (2009) dentro do continente, está relacionado com a variabilidade hidroclimática e foi baseado em registros de espeleotemas, sugerindo um incremento de ~20% nas precipitações em relação aos registros atuais, na parte norte e oriental dos Andes Peruanos, confirmando maior disponibilidade de umidade em relação ao aumento das geleiras.

Em termos de registros marinhos, principalmente no oeste do Atlântico, registros da Venezuela apresentados por Haug et al. (2001) mostram uma menor quantidade de aporte de material terrígeno, mediante o traçador % Ti, que indicaria um deslocamento da ZCIT para o sul durante a PIG. O estudo dos sedimentos da Península de Yucatán (HODDEL et al., 2005), por outro lado, indicam que o clima tornou-se seco no início do século 15, com a entrada da PIG. Comparações feitas com outros registros paleoclimáticas próximos do Caribe apontam para uma variação coerente durante este período de tempo com TSM mais frias (BLACK et al., 2007) e incremento da aridez na região. Outro estudo nesta parte do continente e realizado num manguezal de Bragança, região norte do Brasil (COHEN et al., 2005), reflete um rebaixamento do nível do mar e condições secas, relacionadas ao período da PIG.

No lado oeste do Oceano Pacífico, o estudo dos sedimentos marinhos da plataforma continental da costa do Peru, sugere que antes dos anos 1820, a corrente de Humboldt foi menos produtiva e apresentou um aporte alto de material terrígeno, relacionado não só com condições úmidas no continente, mas também com uma ZCIT e a zona de alta subtropical do Pacífico mais ao sul durante este período de tempo (SIFEDDINE et al., 2008). Segundo Newton et al. (2006) registros do Indo Pacífico utilizando análises de Mg/Ca e isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ em carapaças de foraminíferos planctônicos mostram variabilidades de TSM e salinidade relativamente mais baixas durante a PIG. Estes registros, segundo Graham et al. (2007) sugerem que durante a PIG, em que a TSM do Indo Pacífico mostrou-se mais fria do que no

Pacífico Equatorial, tem associação direta com os eventos “El Niño”.

Os registros obtidos na África Leste desenvolvidos nos lagos Naivasha (~0,45° S), Quênia (VERSCHUREN et al., 2000), aqueles do Lago Malawi (~12° S) Brown; Johnson (2005), e os do Lago Nhaucati (22° S), Moçambique (EKBLUM; STABELL, 2008), podemos apontar para períodos mais úmidos durante a PIG, sugerindo o deslocamento da ZCIT mais ao sul além de uma situação inversa daquela ocorrida durante a ACM.

Finalmente um interessante estudo baseado em anéis de crescimento de árvores realizado por Hua et al. (2004) compara registros da Tailândia e da Tasmânia com os registros da Ilha Sul em Nova Zelândia (SPARKS et al., 1995), Ilha Norte de Nova Zelândia (MC CORNAC et al., 1998), Washington, EUA (STUIVER et al., 1998), e Ilhas Britânicas (MC CORNAC et al., 1998). O estudo mostra que os registros de C14 da Tailândia seguem as tendências daqueles obtidas no Hemisfério Sul, mais que aqueles do Hemisfério Norte, sugerindo que os registros da Tailândia são fortemente influenciados pelo Hemisfério Sul através das massas de ar durante as fases da Monção asiática chinesa, quando a ZCIT se movimenta ao norte da zona de amostragem.

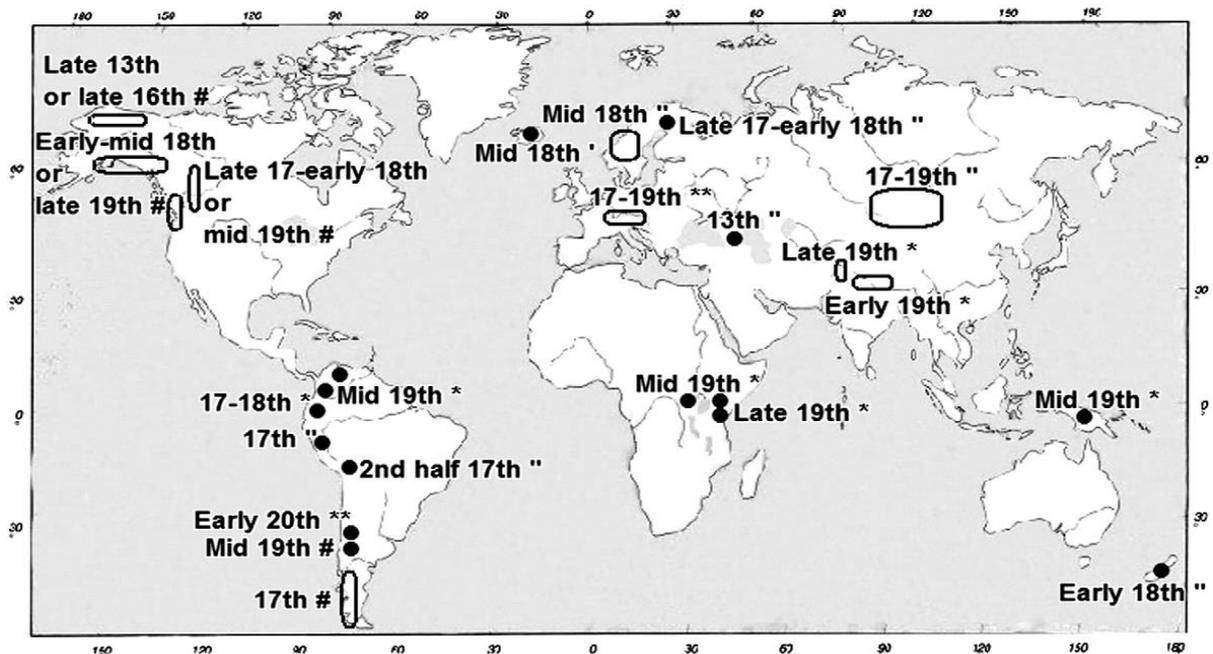


Figura 3.4 - Datação da LIA máxima no Mundo. As datações foram baseadas em métodos diferentes. Liquenometria, documentos históricos, dendrocronologia, tefrocronologia e datas presumidas.

Fonte: Retirado de RABATEL et al., 2008.

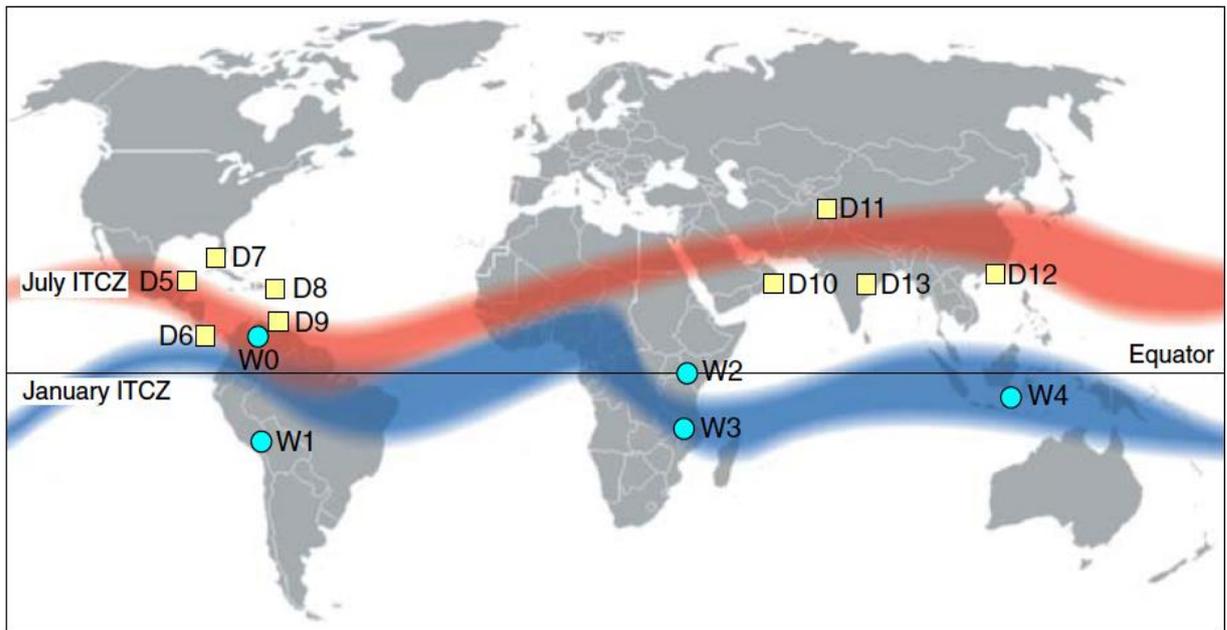


Figura 3.5 - Zona da ZCIT durante a PIG segundo trabalhos revisados de acordo com Newton et al. (2006) e Kirkby modificado (2007). Círculos apresentam registros de incremento de umidade e de maneira oposta os quadrados.

3.2.2 Mecanismos de circulação oceânica, atmosférica e forçantes relacionadas com a PIG

O incremento das precipitações no inverno (maior acumulação) e baixas temperaturas nos verões (decrécimo do derretimento) podem guiar o incremento da massa das geleiras. De fato, a PIG, parece ter uma expressão mais clara na região do Atlântico Norte em termos de alteração dos padrões de circulação atmosférica polar. Esta alteração dos padrões podem explicar as diferenças entre as variações de temperatura na Europa e aquelas encontradas em Islândia e Groenlândia. Tudo aponta pra uma desaceleração da célula de revolvimento meridional do Atlântico, no entanto, qualquer evidência de sincronia e assincronia entre as flutuações de geleiras nos trópicos e no Hemisfério Norte em altas e médias latitudes devem ser examinadas e interpretadas cuidadosamente. Isto porque as diferentes variabilidades climáticas podem ser apresentadas em escalas regionais, com influência da OAN na Europa e ENOS nos Andes.

A explicação para a variabilidade climática na PIG pode recair em causas naturais associadas com forçantes externas ou ruído interno no sistema climático. O ingresso de aerossóis de sulfatos provenientes de erupções vulcânicas pode ser responsável pelo resfriamento do sistema, particularmente no começo do século 19 (MANN et al., 1998). Um

exemplo desta situação é a erupção do vulcão Tambora (1815) na Indonésia, que gerou um verão sem sol. O leste da América do Norte e a Europa experimentaram notável resfriamento, o oeste dos Estados Unidos e Oriente Médio foram mais quentes que o normal, reforçando a teoria dos impactos da atividade vulcânica na oscilação do Atlântico Norte na OAN. As variações de temperatura durante o século 17 e temperaturas mais quentes no século 18 parecem ser relacionadas com incrementos na atividade solar próximos a 0.25% seguindo o Mínimo de Maunder no século 17 (MANN et al., 1998). Podemos dizer que mudanças na circulação oceânica como a Corrente do Golfo do Atlântico, associadas com o jato de tormentas no Atlântico Norte, podem ter influenciado a variabilidade na Europa, gerando um deslocamento ao sul da ZCIT (Fig. 3.5), porém relacionado com condições mais secas no Hemisfério Norte tropical e mais úmida no hemisfério sul tropical, como foi encontrado nos registros da bacia de Cariaco e nos registros da África mostradas no item das evidências climáticas deste período de tempo.

4 GEOQUÍMICA DOS ESPELEOTEMAS E SUA UTILIZAÇÃO COMO INDICADORES PALEOCLIMÁTICOS E PELOAMBIENTAIS

4.1 CONCEITOS DE FRACCIONAMENTO ISOTÓPICO E O CICLO HIDROLÓGICO

O fracionamento isotópico ocorre devido a diferenças no fluxo entre isótopos, que por definição possuem massas distintas, gerando intercâmbio durante mudanças de fase ou estado físico, como em processos de evaporação, condensação, convecção e sublimação. O resultado é uma concentração desproporcional de isótopos leves e pesados entre diferentes fases de um mesmo composto (R). O fracionamento isotópico pode ser expresso por uma constante α , que representa a razão entre intercâmbio isotópico de um reagente e um produto de mesma composição química:

$$\alpha = \frac{R_{reagente}}{R_{produto}} \quad \text{Eq. 1}$$

$$\text{ex.: } \alpha^{18}\text{O}_{\text{água-vapor}} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{água}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{vapor}}} \quad \text{Eq. 2}$$

A base físico-química para o fracionamento isotópico está na diferença de energia da ligação química entre os isótopos leves e pesados de um determinado composto. A diferença na força das ligações dos isótopos se reflete na reatividade química deles, quanto mais pesado é um isótopo, maior será a energia potencial necessária para promover a quebra da ligação. Conclui-se então que, a energia necessária para romper uma ligação química (condição necessária para que haja intercâmbio isotópico) difere entre moléculas com massas distintas (CLARK; FRITZ, 1997). A própria força da gravidade pode atuar na segregação entre isótopos de modo a restringir a mobilidade dos mais pesados.

Em reações que ocorrem em equilíbrio termodinâmico as ligações químicas e intermoleculares são continuamente quebradas e reorganizadas. Do ponto de vista estatístico, é muito mais provável que as ligações químicas mais fortes perdurem por mais tempo do que as mais fracas, de modo que os isótopos mais pesados serão mais frequentemente incorporados à fase líquida durante a condensação. Nas fases sólidas das reações de precipitação de minerais ou na fase aquosa das reações de mudança de fase vapor-líquido, a

razão de isótopos pesados sobre os leves será maior. Esse é o princípio que rege o fracionamento dos isótopos de oxigênio no ciclo hidrológico (CLARK; FRITZ, 1997).

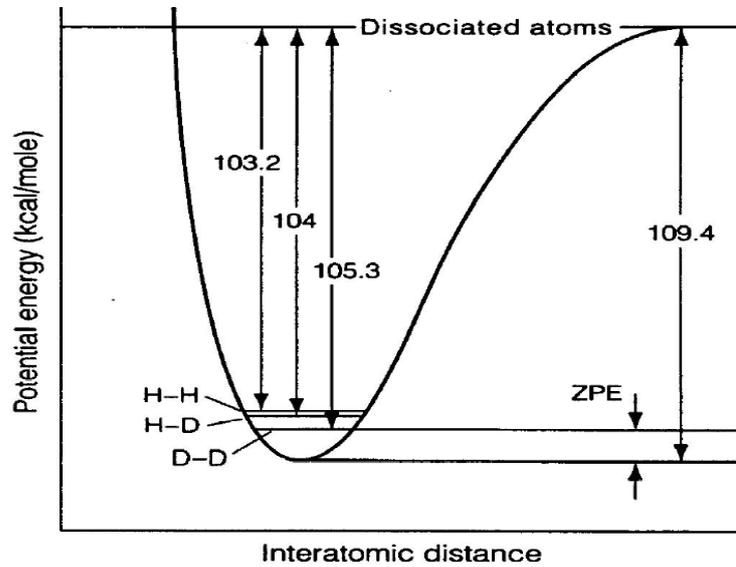


Figura 4.1 - Representação da energia necessária para separar dissociar elementos isotópicos. Quanto mais pesado é um isótopo, maior será a energia potencial necessária para promover a quebra da ligação.
Fonte: Retirado de UREY, 1945.

Em termos gerais, o processos onde ocorrem equilíbrio termodinâmico, é quando a umidade relativa do ar está próxima de 100% (ex. condensação ou formação de precipitação sob a forma de chuva ou de neve). O intercâmbio isotópico ocorre na mesma taxa em ambos os sentidos das fases vapor-líquido (CLARK; FRITZ, 1997). Em virtude do equilíbrio isotópico, o fator de fracionamento é dependente da temperatura, o decréscimo da temperatura resulta em incremento do fator de fracionamento, uma vez que a temperatura influencia diretamente a gradiente de energia necessário para romper essas ligações. O fracionamento de equilíbrio entre a fase líquida e vapor pode ser calculado com as equações abaixo (CLARK; FRITZ, 1997):

$$1000 \ln \alpha_{\text{liquido-vapor}} = 1.137 \left(10^6 / T_k^2 \right) - 0.4156 \left(10^3 / T_k \right) - 2.0667 \quad \text{Eq. 3}$$

No caso do fracionamento em equilíbrio entre calcita e água (Kim; O'Neil, 1997).

$$1000 \ln \alpha_{\text{calcite-water}} = 18.03 \left(10^3 T^{-1} \right) - 32.42 \quad \text{Eq. 4}$$

Sendo T, a temperatura (em Kelvin) de equilíbrio durante a mudança de fase. O fator de fracionamento é apresentado no formato $10 \ln \alpha$ ao invés de ser simplesmente o valor absoluto de uma razão. A notação de α é feita para facilitar a leitura dos resultados, pois o

valor torna-se mais próximo da notação ‰. Em uma situação de evaporação da água do mar a 25°C (298 K), por exemplo, o fracionamento em equilíbrio dessa água será de 9.34‰. (LANCHNIET, 2009).

Os valores isotópicos medidos e calculados por diferentes processos são indicados usando variações relativas das razões isotópicas, sendo mais simples de medir que as concentrações absolutas. Abundância das razões isotópicas é expressa usando a notação delta (δ) onde as razões entre o isótopo leve e o pesado (R) da amostra são comparadas em relação a um padrão:

$$\delta = [(R_{\text{sample}} - R_{\text{std}}) / R_{\text{std}}] * 1000 \quad \text{Eq. 5}$$

Pelo fato que a diferença entre a razão isotópica dos materiais terrestres é pequena, os valores de delta são reportados em unidades de partes por mil, usando-se o símbolo ‰. Dentro do estudo da geoquímica dos espeleotemas, precisa-se incorporar o uso de dois padrões: VSMOW (Viena Standard Mean Ocean Water) ou Padrão médio da água do Oceano, usado para reportar composição isotópica das águas de gotejamento, de fontes de água, ou de água de vapor atmosférico. Já VPDB (Viena Pee Dee Belemnite) é usado para reportar variações isotópicas de Carbono e Oxigênio dos carbonatos (CaCO_3). Quando a razão isotópica da amostra é maior que o material padrão, valores de δ são positivos ou enriquecidos em ^{18}O em relação do ^{16}O , se a razão isotópica das amostras é menor que a referência, valores de δ são negativos e fracionados em ^{18}O em relação do ^{16}O .

O uso de dois materiais padrão no estudo dos espeleotemas é importante devido ao relativo fracionamento dos isótopos do oxigênio entre as fases de água e carbonato. É necessário muito cuidado para não interpretar os dados do carbonato diretamente com os dados da água de gotejamento uma vez que estes são expressos em padrões diferentes. Nesse caso, as relações entre os padrões VSMOW e VPDB podem ser determinadas com as equações (FRIEDMAN; O'NEILL, 1977).

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 (\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}) + 30.86 \quad \text{Eq. 6}$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0.97006 (\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}) - 29.94 \quad \text{Eq. 7}$$

Provavelmente o mais importante mecanismo físico para descrever as variações isotópicas das precipitações na terra, é o Fracionamento Rayleigh (SHARP et al., 2007). Em sistemas climáticos ele se refere ao progressivo esgotamento isotópico do vapor d'água dentro

de uma massa de ar quando o isótopo mais pesado é removido continuamente do sistema através do processo de condensação. O Conceito foi originalmente definido por Lord Rayleigh em 1902, sendo a equação de destilação Rayleigh definida por (BROECKER; OVERSBY, 1971),

$$R/R_0 = f^{(\alpha-1)} \quad \text{Eq. 8}$$

R, no caso do oxigênio na água é definido pela relação $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ do vapor remanescente, R_0 é a razão inicial isotópica, f é a fracção de vapor remanescente e α , o fator de fracionamento. O fracionamento Rayleigh é usado em modelados naturais concorrendo em sistemas abertos do ciclo hidrológico. O progressivo enriquecimento de isótopos de carbono e oxigênio ao longo do eixo do crescimento em uma estalagmita ou no esgotamento do isótopo mais pesado nas nuvens que viajam no continente refletindo atividade convectiva desta por exemplo.

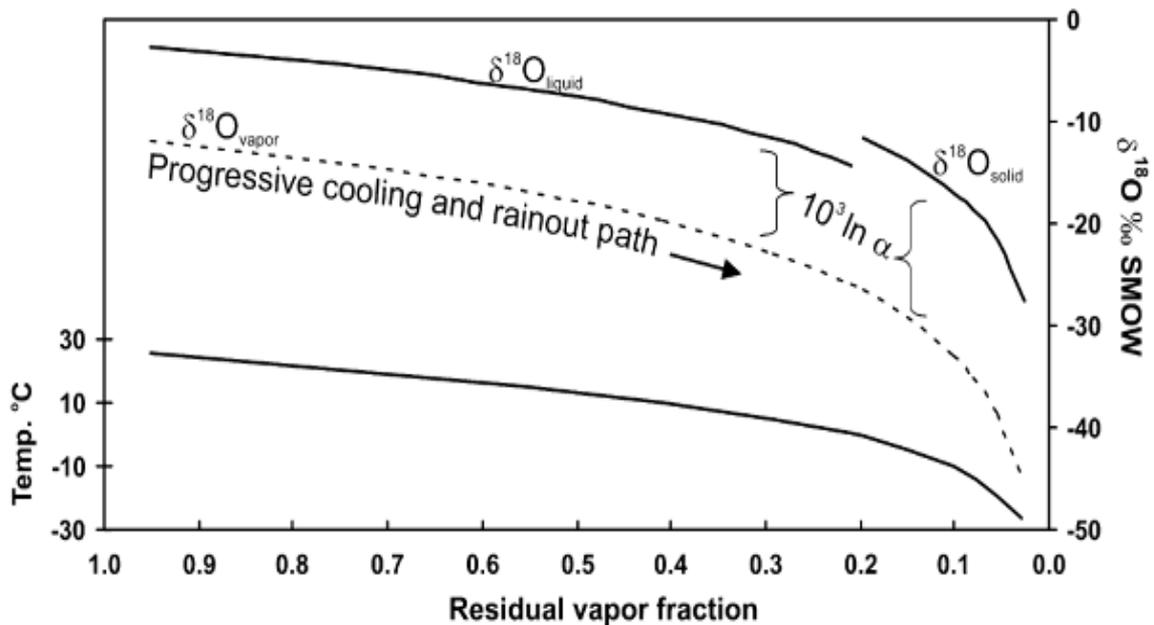


Figura 4.2 - Esquema do Fracionamento Rayleigh.
Fonte: Retirado de LACHNIET et al., 2009.

Em condições de equilíbrio isotópico, a razão entre os isótopos de oxigênio do CaCO_3 dos espeleotemas, medida pelos valores de $\delta^{18}\text{O}$, é controlada basicamente por duas variáveis: variação do $\delta^{18}\text{O}$ da água de gotejamento e a temperatura da caverna. A magnitude das variações de $\delta^{18}\text{O}$ no ciclo hidrológico, associada ao efeito de intercâmbio isotópico entre as fases vapor e chuva, são normalmente maiores que aquelas associadas ao fracionamento por temperatura entre a calcita e a solução gotejante (FAIRCHILD, 2006; LACHNIET, 2009). Desse modo, variações na composição isotópica das águas de precipitação geram mudanças

mais significativas na composição isotópica dos espeleotemas do que a variação anual de temperatura, sobretudo nas regiões tropicais.

Tomando por base a molécula de H_2O , a diferença na pressão de vapor entre H_2^{18} e 2HHO mostra um empobrecimento desproporcional dos isótopos pesados 2H (deutério) e ^{18}O em relação ao leves 1H e ^{16}O , na fase líquida e consequente enriquecimento da fase vapor durante a evaporação. Segundo Clark e Fritz (1997), em condições de equilíbrio a relação entre H e O se estabelece numa taxa 8 vezes maior de δD em relação a $\delta^{18}O$ na fase vapor. Pelo fato da precipitação ocorrer em condições de equilíbrio termodinâmico, essa relação também é expressa nas precipitações de chuva. A correlação linear entre $\delta^{18}O$ e δD das precipitações que ocorrem no planeta define a linha meteórica global, representada pela sigla GMWL do inglês “*global meteoric water line*” (Fig. 4.3). A razão pela qual o coeficiente angular é ~ 8 se deve ao fato de que os isótopos de Oxigênio e Deutério responderem ao mesmo processo isotópico de fracionamento em condições de equilíbrio. Nesse caso, a relação entre os fatores de fracionamento de H e O da fase líquido-vapor é:

$$s \approx \frac{10^3 \ln \alpha^2 H_{l-v}}{10^3 \ln \alpha^{18} O_{l-v}} = 8.2 \text{ a } 25^\circ C \quad \text{Eq. 9}$$

O fator de fracionamento (α) é dado em termos de $10 \ln \alpha$, que é uma notação que torna o α mais próximo da notação ‰. A equação mais detalhada da GMWL estabelece a seguinte relação:

$$\delta D = (8.2 \pm 0.07) \times \delta^{18}O + (11.27 \pm 0.065) \quad (\text{CLARK; FRITZ, 1997}). \quad \text{Eq. 10}$$

Em contraste com as condições de equilíbrio, quando a evaporação ocorre em ambientes onde a umidade relativa é inferior a 100%, o fracionamento cinético ganha maior participação e consequentemente ambos $\delta^{18}O$ e δD são lançados abaixo da GMWL, descrevendo uma reta com coeficiente angular < 8 (Fig. 4.3). Onde as fontes de umidade são caracterizadas por pequenos reservatórios a exemplo de lagos, rios ou mesmo solos encharcados, mesmo que não haja fracionamento cinético, o progressivo empobrecimento da fonte em isótopos leves faz com que a composição isotópica do vapor acompanhe a do reservatório.

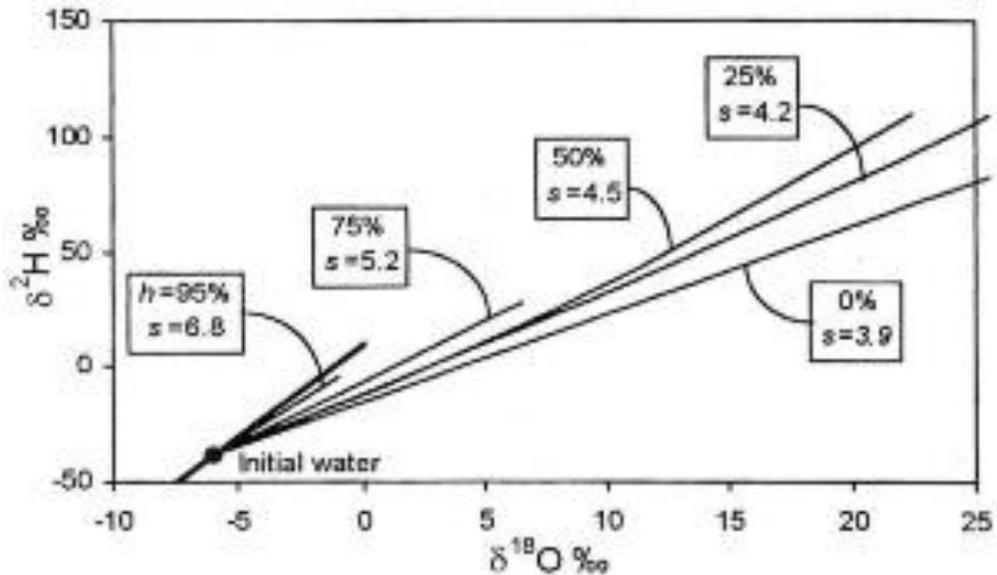


Figura 4.3 - Fracionamento Isotópico da água de chuva em função do percentual de umidade relativa da atmosfera. O coeficiente angular da linha de água meteorológica se aproxima de 8 em regiões de clima úmido. Fonte: Modificado de CLARK; FRTIZ, 1997.

Para os estudos paleoclimáticos em espeleotemas, a linha de água meteórica local ou “local meteoric water line” (LMWL) deve ser estabelecida previamente, a partir de medições da composição isotópica da chuva no entorno da região estudada. É possível que a LMWL varie em relação à GMWL associada a ambientes muito evaporativos ou mesmo à participação de outras fontes de umidade, a exemplo de lagos e rios. Estabelecer a LMWL é crucial para os estudos paleoclimático, pois permite avaliar o efeito da evaporação da umidade do solo e/ou da água de gotejamento em relação à precipitação, de modo a estabelecer mais apropriadamente o sinal isotópico da água de gotejamento com as variações sazonais das precipitações e assim estimar a reciclagem da umidade. A LMWL pode ser obtida para qualquer local do planeta a partir do banco de dados fornecido pela Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA) que disponibiliza os dados coletados nas estações meteorológicas da “Global Network for Isotopes in Precipitation” (GNIP). No entanto, existe uma deficiência na informação para a região Andina, cobertas pelos resultados de modelos numéricos que representam o fracionamento Rayleigh em áreas continentais. Estes modelos apresentam deficiências, no presente momento, para representar este fracionamento ao levar em conta fatores como a temperatura e os gradientes de altitude nos Andes.

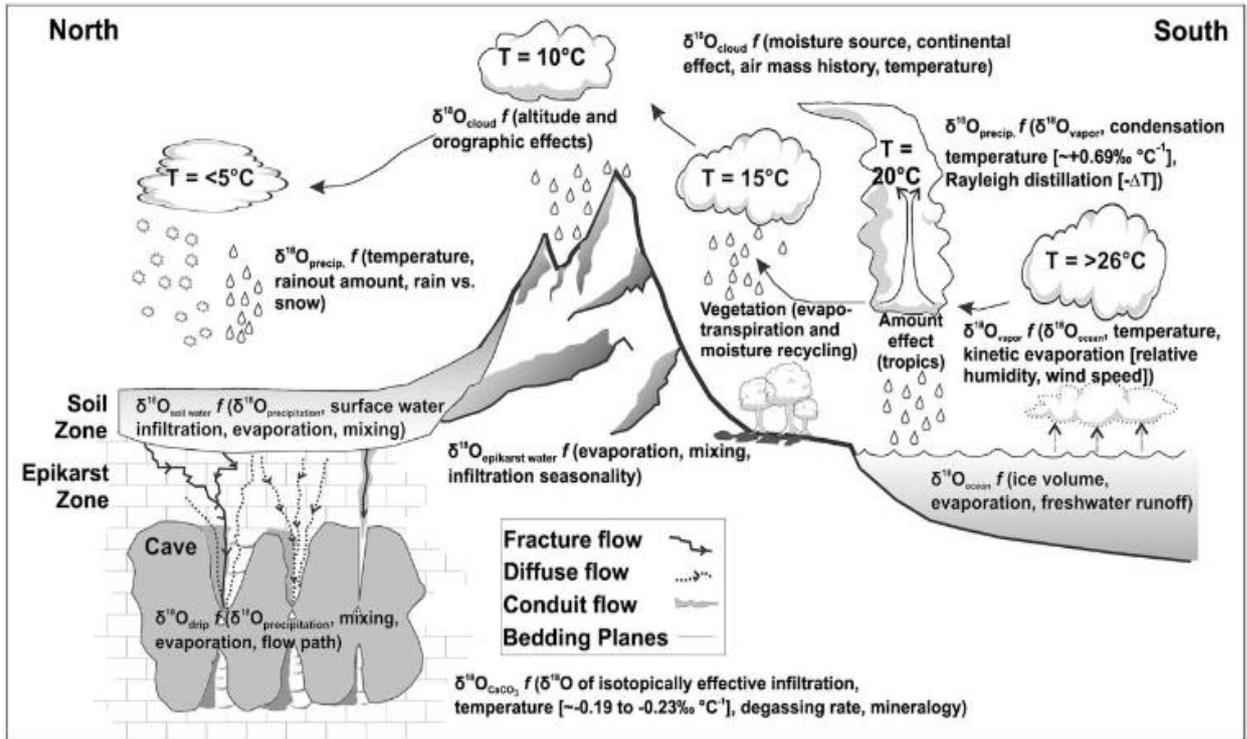


Figura 4.4 - Diagrama apresentando os principais processos relacionados com variações de $\delta^{18}\text{O}$ relevantes para o uso de espeleotemas em reconstruções paleoclimáticas. Os fatores dominantes estão baseados nas temperaturas e umidade relativa que influênciam o $\delta^{18}\text{O}$ através de vários processos e mudanças de fase no oceano, atmosfera, hidrosfera, solo, zonas epikarst e finalmente no CaCO_3 dos espeleotemas.

Fonte: Retirado de LACHNIET et al., 2009.

4.2 CONTROLE CLIMÁTICO NO SINAL ISOTÓPICO DAS PRECIPITAÇÕES NOS ANDES ORIENTAIS

A composição isotópica da água de chuva $\delta^{18}\text{O}$ é função de processos hidrológicos e atmosféricos que atuam sob as fases d'água enquanto ela é transportada desde a fonte até o destino. A composição isotópica da chuva em muitas regiões é associada com parâmetros climáticos (ex: temperatura, quantidade de chuva) ou superficiais (ex: elevação, vegetação). Estas relações modernas têm ajudado na reconstrução de condições climáticas e ambientais no passado. Existem ainda, no entanto, incertezas na interpretação deste proxy para alguns registros desenvolvidos. Diferenças na interpretação de $\delta^{18}\text{O}$ são referidas as incertezas que se tem dos processos que controlam a composição isotópica das águas meteóricas e a alta variabilidade que se encontra nelas. Em altas latitudes, o $\delta^{18}\text{O}$ é fortemente relacionado com as temperaturas do ar, isto é devido à progressiva remoção do vapor de água atmosférica a baixas temperaturas (Destilação Rayleigh). Em baixas latitudes, esta relação com o parâmetro da temperatura diminui devido à atividade convectiva da atmosfera, o que resulta em aumento de ar ascendente, mistura e diminuição de evaporação (RISI et al., 2008). No caso, em questão, outros fatores além da temperatura são importantes e influenciam a composição isotópica da precipitação.

Na América do Sul, e especialmente nos Andes, nossa compreensão da variabilidade espacial e temporal do $\delta^{18}\text{O}$ na água de chuva é limitada devido a registros escassos de $\delta^{18}\text{O}$ que são operados pela Agência Internacional da Energia Atômica (IAEA). As estações de medição estão localizadas em áreas dispersas (Fig. 4.5), e os registros são normalmente muito curtos temporalmente para fazer associações estatísticas significativas. No entanto, na tentativa de diminuir essa incerteza, várias modelagens numéricas estão sendo desenvolvidas que tentam reproduzir as poucas informações geradas com o intuito de melhorar a compreensão destes processos e validar informações paleoclimáticas.

Vários trabalhos feitos ao longo dos últimos anos representam os esforços feitos para entender este sistema. Implicações de influências locais e regionais sobre o fracionamento isotópico em δD sobre o vale Zongo na Bolívia foi discutida por Vimeux et al. (2005) que acompanhou os valores de δD ao longo de um transecto altitudinal dos Andes orientais. Este trabalho concluiu baseado em dados observacionais e de modelos, que a quantidade de chuva local é insuficiente para explicar as variações δD em escala de tempo sazonal. Além disso, a destilação de massas de ar que provêm da Amazônia pode explicar até 90 % da variância em δD em escalas sazonais e interanuais. Outra conclusão do trabalho foi a avaliação de uma

versão inicial do modelo isotópico do ECHAM 4, que apoia o papel da atividade convectiva profunda de águas acima dos Andes como um fator importante para controle δD em diferentes escalas temporais.

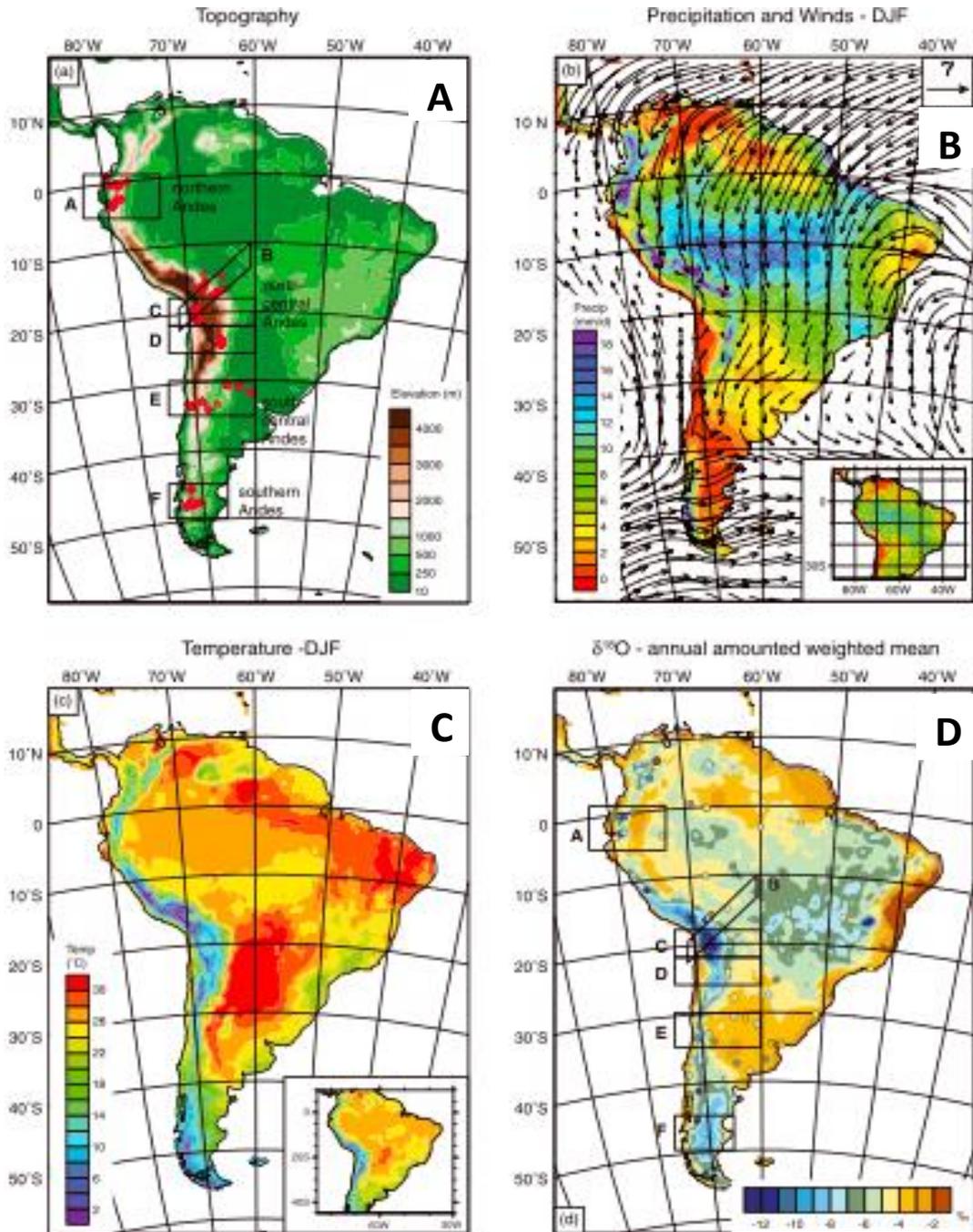


Figura 4.5 - Mapa de América do Sul e climatologia para o período 1976 – 1999 gerada pelo modelo REMOiso. Os retângulos mostram as regiões referidas no texto. A) Topografia da América do Sul, usada como parâmetro do REMOiso retirada da (USGS). Pontos vermelhos apresentam as estações de $\delta^{18}O$ da IAEA. B) Simulação das chuvas no Verão (DJF, mm/d) e ventos a 850 HPa..baseados nos dados do TRMM C) Temperatura superficial baseado nos valores de CRU. D) Valores de $\delta^{18}O$ médios das chuvas simulados para o período.

A avaliação recentemente feita da assinatura $\delta^{18}\text{O}$ da precipitação ao longo dos Andes por Insel et al. (2013), usando um modelo isotópico regional (REMOiso) (STURM et al., 2005, 2008) esclarece a interpretação diferenciada dos sinais ao longo dos Andes. Este modelo usa condições de contorno do modelo global ECHAM 4 e reduz a escala aos Andes usando medições instrumentais meteorológicas, além de dados de precipitação de satélite provenientes da missão TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission - NASA) e de Temperatura do CRU (Climate research unit – UEA - UK.) pra definir os processos e melhorar resolução das informações do modelo. Os resultados publicados no trabalho evidenciam fatores que governam a variabilidade do sinal isotópico principalmente a escala interanual, a qual é de principal interesse para os estudos de paleoclima. Neste caso, as interpretações foram feitas em função da área geográfica com informações locais (Figura 4.5). Nesse sentido os sinais dos Andes ficam restritos a quatro grandes áreas para interpretação dos sinais: Andes do Norte, Norte dos Andes Centrais, Sul dos Andes Centrais e Andes do Sul.

No caso do presente trabalho, as interpretações para o lado oriental da cordilheira dos Andes do Norte e Norte dos Andes centrais são as mais indicadas para acompanhar nossos registros em espeleotemas, motivo pelo qual restringimos o estudo a estas duas áreas expondo os fatores que governam a variabilidade interanual para estas regiões dos Andes.

Andes do Norte: Os Andes do Norte se caracterizam por uma distribuição bimodal das chuvas. O estudo em Nuevo Rocafuerte – Ecuador (VILLACÍS et al., 2008) revelou que os parâmetros meteorológicos locais como quantidade de chuva (amount effect) e temperatura não podem explicar as variações sazonais dos sinais isotópicos. No entanto, o parâmetro chamado degree of rainout upstream ou nível das chuvas aguas acima (referente a convecção da bacia Amazônia) consegue explicar mais do 70% da variabilidade isotópica em escala sazonal e interanual. Sendo o ENOS e as TSM do Atlântico Equatorial, os maiores mecanismos que explicam a variabilidade das chuvas na região Amazônica, podemos concluir que nos Andes do Norte as variações interanuais de $\delta^{18}\text{O}$ estão principalmente associadas com quantidade de chuva forçada por temperaturas superficiais do mar em baixas latitudes e condições na Bacia Amazônia (INSEL et al., 2013). A forte ascendência de ar na Bacia Amazônia é forçada pela forte convergência e precipitação gerando maior fracionamento Rayleigh expressado em baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

Norte dos Andes centrais: No Norte dos Andes centrais, correspondentes ao Sul do Peru e os Andes Bolivianos, o regime de chuvas é caracterizado por uma marcada sazonalidade, verão muito úmido e inverno seco, a interpretação dos parâmetros locais como

quantidade de chuva (amount effect) e temperatura não conseguem explicar as variações sazonais dos sinais isotópicos. Segundo o trabalho de Vimeux et al. (2006) o fator degree of rainfall upstream ou nível das chuvas águas acima consegue explicar o fracionamento isotópico em escala sazonal e interanual baseando-se em dados do modelo de fracionamento isotópico do ECHAM-4. Segundo o Insel et al. (2013) quem usou uma versão mais recente do modelo e aumentou a resolução da análise, no Norte dos Andes centrais, o sinal de $\delta^{18}\text{O}$ é bem correlacionado com a quantidade de chuva e trajetória dos ventos, fatores que são controlados pelo posicionamento da alta da Bolívia e os ventos prevalecentes. Considerando-se que a alta da Bolívia é um mecanismo desenvolvido pelo calor liberado pela convexão do desenvolvimento da Monção Sul Americana, nossa interpretação poderia ser limitada somente a este sistema climático.

4.3 O $\delta^{18}\text{O}$ NO SISTEMA CÁRSTICO - FATORES QUE AFETAM A COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DA ÁGUA DE GOTEJAMENTO E OS ESPELEOTEMAS

Uma vez que os processos climáticos associados à dinâmica atmosférica geram variabilidade na composição isotópica das precipitações, a exemplo do “amount effect” ou “degree of rainfall upstream” grau de precipitação águas acima da área de estudo, compreender como esse sinal isotópico pode ser impresso no registro geológico é fundamental para a Paleoclimatología. Os fatores que podem influenciar na composição isotópica de O e C da calcita vão além da variabilidade climática regional. Temos basicamente três outros fatores de importância local que podem influenciar o sinal isotópico da água de gotejamento e conseqüentemente da geoquímica dos espeleotemas: cobertura de vegetação/solo, aquífero cárstico (efeito reservatório) e taxas de precipitação da calcita. Todos esses fatores são independentemente importantes e são atuantes desde o princípio da infiltração da água até a formação do espeleotemas (FAIRCHILD et al., 2006).

4.3.1 Influência dos solos e da cobertura vegetal

Durante a percolação no solo, pode haver aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água meteórica logo nos primeiros metros em que atravessa o epicarste devido à evaporação. Parte significativa dessa água pode ser evaporada ou mesma consumida durante a evapotranspiração das plantas. A magnitude da alteração dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, gerada por

esses processos, será relacionada com a umidade relativa dos poros do solo e o volume de água evaporada (LACHNIET, 2009).

A evaporação irá resultar em aumento do $\delta^{18}\text{O}$ da água do solo, ao passo que evapotranspiração, por não gerar fracionamento isotópico da água, não altera significativamente o sinal isotópico da mesma. Pelo fato da cobertura vegetal aumentar a área sombreada, o desenvolvimento de florestas pode reduzir a evaporação da água do solo, conservando o sinal isotópico original da água das precipitações. Regiões de clima árido e de vegetação esparsa, onde a evaporação é intensa, estão mais sujeitas ao aumento do valor de $\delta^{18}\text{O}$ da água do solo (LACHNIET, 2009). É possível ainda que, em virtude da intensa evaporação dessas regiões, praticamente toda a água evapore antes mesmo de atingir o conduto cárstico (LACHNIET, 2009).

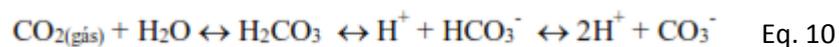
Conseqüentemente o desenvolvimento de espeleotemas pode ter uma componente sazonal muito importante, crescendo apenas nos períodos de chuvas mais frequentes ou somente durante eventos climáticos caracterizados por precipitações anômalas e mais altas. Wang et al. (2004) demonstraram que o crescimento de estalagmites da caverna Toca da Boa Vista, localizada na região semiárida do norte da Bahia, ocorreu apenas durante os eventos Heinrich. Esses eventos climáticos são caracterizados por períodos de frio extremos no Hemisfério Norte, originalmente foram observados em registros de paleotemperatura da superfície do Mar do Atlântico Norte e estão diretamente associados com o deslocamento para sul da ZCIT (CRUZ et al., 2009).

O impacto da evaporação de água do solo na composição isotópica do oxigênio e do hidrogênio pode ser avaliado através de estudos de monitoramento da água do solo no transcorrer de um ano. No caso dos valores de δD e $\delta^{18}\text{O}$ caírem em cima ou mesmo muito próximos da GMWL significa que a evaporação não foi significativa na modificação da assinatura isotópicas da água meteórica (CRUZ et al., 2009).

Em se tratando da composição isotópica da água de infiltração, o solo e o tipo de vegetação exercem influência principalmente sobre os isótopos de carbono. Em solos ricos em matéria orgânica, a acidificação da água pela formação de H_2CO_3 é maior em função da elevada concentração de CO_2 produzido pela respiração celular das raízes das plantas e pela decomposição da matéria orgânica (CLARK; FRITZ, 1997; AMUNDSON et al., 1998; DORALE et al., 1998; KAUFMANN; DREYBRODT, 2004; OSTER et al., 2010).

A origem do carbono orgânico (CO) incorporado aos espeleotemas vem do CO_2 dissolvido na água durante sua percolação pelo solo. A pressão parcial de CO_2 (P_{CO_2}) é muito maior no solo que na atmosfera e é proporcional a produção biogênica relacionada aos

processos de decomposição da matéria orgânica e da respiração celular que ocorre nas raízes das plantas (FORD; WILLIAMS, 2007). O CO_2 incorporado forma quatro espécies: $\text{CO}_{2(\text{aq})}$, H_2CO_3 (ácido carbônico), HCO_3^- (íon bicarbonato) e CO_3 (íon carbonato), que juntas formam carbono total dissolvido (CTD), sendo o carbono inorgânico dissolvido (CID) sua fração inorgânica. A ocorrência desses compostos é controlada pelo pH, pela temperatura e pela P_{CO_2} do solo e taxa de dissolução da rocha carbonática encaixante (CLARK; FRITZ, 1997; AMUNDSON et al., 1998; KAUFMANN; DREYBRODT, 2004). A sequência de reações abaixo ilustra o processo de dissolução do carbonato e a formação dos demais compostos que juntos compõem CTD da água de infiltração:



A composição isotópica do carbono orgânico dos solos pode ser função do tipo de vegetação dominante, uma vez que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos vegetais com metabolismo do tipo C3 e C4 variam em intervalos específicos.

- Os vegetais C4, de modo geral, são representados pelas gramíneas características de clima seco e apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ que oscilam entre -10 a -16‰ , com valor médio de -13‰ .
- Os vegetais C3 são representados pelas plantas de porte arbóreo em geral e são, associadas a um clima mais úmido e apresentando valores de $\delta^{13}\text{C}$ que variam entre -24 a -30‰ , com valor médio de -23‰ (BOUTTON, 1996; PESSENDA et al., 1996).
- Plantas tipo CAM, caracterizada por cactos, palmas e vegetações geralmente adaptadas a poucos recursos hídricos, apresentam valores isotópicos que abrangem o intervalo das vegetações de metabolismo C3 e C4 (BOUTTON, 1996; PESSENDA et al., 1996).

A maneira pela qual a atividade biológica modifica o $\delta^{13}\text{C}$ do CTD da água de infiltração inicia-se com a liberação de CO_2 durante a decomposição da matéria orgânica e pela respiração celular que ocorre nas raízes das plantas. A decomposição da matéria orgânica vegetal gerada pelas bactérias libera CO_2 com $\delta^{13}\text{C}$ muito próximo do $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica, que por sua vez, reflete a composição isotópica das plantas dominantes, no caso plantas C3 ou C4. Tomando como exemplo um solo com $\delta^{13}\text{C} = -27 \text{‰}$ (vegetação predominantemente C3) o $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 do solo será de -22‰ . Nesse caso um fracionamento da ordem de 4‰ pode vir a ocorrer por difusão gerada pela perda preferencial de $^{12}\text{CO}_2$ para a atmosférica em virtude do gradiente de P_{CO_2} entre o solo e a atmosfera (BOUTTON, 1996; CLARK; FRITZ, 1997; AMUNDSON et al., 1998).

As reações que se processam durante a formação do CTD, desde a dissolução do CO_2 na água ($\text{CO}_{2(\text{gás})} \rightleftharpoons \text{CO}_{2(\text{aq})}$) até a formação dos demais compostos, fracionam o C isotopicamente. O fracionamento mais significativo, da ordem de 10‰, ocorre durante a hidratação do $\text{CO}_{2(\text{aq})}$ para a formação do íon HCO_3^- . A partir desse ponto pouca coisa ocorre em termos de fracionamento isotópico do C até a precipitação da calcita, exceto nos casos em que a precipitação da calcita não ocorra em equilíbrio isotópico ou associado a processos de destilação Rayleigh durante a precipitação de calcita nos condutos (CLARK; FRITZ, 1997; FAIRCHILD, 2006).

O valor de $\delta^{13}\text{C}$ nos espeleotemas é geralmente da ordem de -16‰ a $+2\text{‰}$ e depende da proporção entre CO e CID do carbono total dissolvido na água de percolação, assim como da variação na composição isotópica da matéria orgânica, por exemplo, do percentual relativo entre plantas C3 e C4 ao longo do tempo (FAIRCHILD, 2006). Entretanto os valores do $\delta^{13}\text{C}$ da calcita são também gerados por fracionamento isotópico em condições de desequilíbrio no momento da deposição do espeleotema. Apesar da composição isotópica do carbono ser comumente relacionada a variações no tipo de vegetação (DORALE et al., 1998), outros fatores como a produtividade de CO_2 biogênico no solo ou mesmo a erosão do solo podem modular o $\delta^{13}\text{C}$ dos espeleotemas (CRUZ et al., 2006). O melhor exemplo disso é observado nos estudos paleoclimáticos de regiões onde não ocorrem plantas C4, como na Austrália (DESMARCHELIER et al., 2000) e na Nova Zelândia (WILLIAMS et al., 2005; HELLSTROM; MCCULLOCH, 2000). Nesse contexto, fatores climáticos relacionados a variações da disponibilidade hídrica ou mesmo variações de temperatura podem afetar a produtividade do CO_2 biogênico no solo e conseqüentemente a composição isotópica das águas de infiltração (CRUZ et al., 2006).

4.3.2 Aquífero cárstico – efeito reservatório

As mudanças na composição isotópica da água de gotejamento devido à ocorrência de eventos de chuva podem ser atenuadas ou mesmo se tornarem pouco distintas em virtude de sua mistura com águas mais antigas na zona vadosa. Isso, em tese, poderia resultar em variações espaciais do $\delta^{18}\text{O}$ entre espeleotemas de uma mesma caverna alimentados por gotejamentos com características hidrológicas distintas, como diferentes razões de mistura entre águas de infiltração mais antigas e mais novas. Em cavernas rasas, nas quais a espessura da zona vadosa é pequena, esse problema é minimizado, justamente porque os reservatórios de água do aquífero suspenso são pequenos e o tempo de percolação da água desde o solo até

caverna é mais curto (CRUZ et al., 2009) (Fig. 4.6). De modo geral, a água de infiltração em direção a cavernas mais rasas apresenta período de residência mais curto o que a torna ideal para estudos paleoclimáticos de alta resolução, ao passo que as cavernas mais profundas são indicadas para estudos paleoclimáticos em escala temporal mais longa. Nessas últimas, os gotejamentos são mais constantes ao longo do tempo, o que pode proporcionar a formação de espeleotemas com crescimento mais contínuo e que abrangem um intervalo maior de tempo (CRUZ et al., 2009).

Em regiões tropicais de clima úmido, estudos de monitoramento isotópico e geoquímico das águas de gotejamento sugerem curtos períodos de residência da água meteórica nos condutos cársticos; em geral menores que 6 meses (LACHNIET, 2009; KARMANN et al., 2007). Em alguns casos, estudos de monitoramento da água de gotejamento indicam que o fluxo de água subterrânea dentro da zona vadosa ocorre segundo o efeito pistão, exercido pela coluna d água após intenso período de chuva. Um exemplo clássico do efeito pistão é a variação sazonal da composição isotópica da água de gotejamento de forma semelhante em pontos distintos da caverna Santana (sudeste do estado de São Paulo) que apresentam espessuras de cobertura carbonática variando entre 100 e 350m. Isso indica que variações de espessura do reservatório podem não obliterar o sinal isotópico produzido pela variação mensal de chuvas devido ao efeito pistão sobre a hidrologia dos gotejamentos (CRUZ et al., 2005).

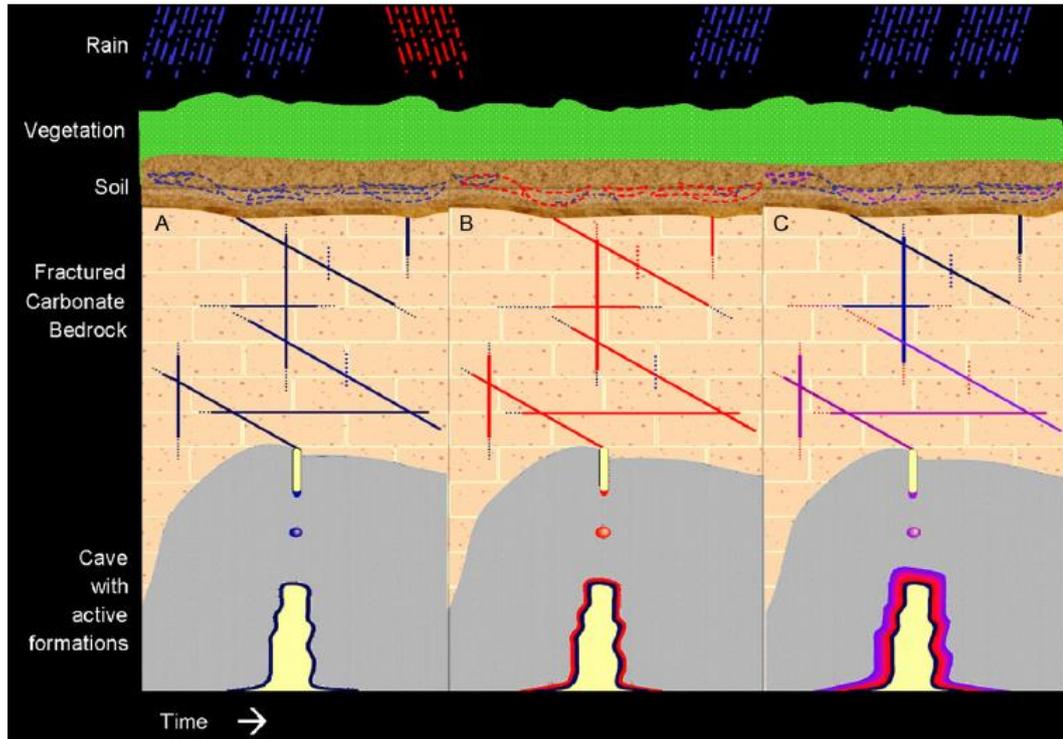
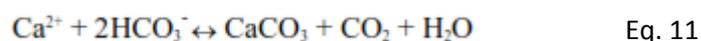


Figura 4.6 - Exemplo de diferentes tipos de fluxos no epicarste representando a passagem direta e mistura do sinal isotópico das águas de chuva.

4.3.3 Precipitação do CaCO_3

Para que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ reflitam as variações do ciclo hidrológico é necessário que, durante a precipitação da calcita, o fracionamento do oxigênio ocorra em condições de equilíbrio isotópico. A precipitação da calcita pode ser descrita pela seguinte relação:



A precipitação do CaCO_3 pode ocorrer tanto em condições de equilíbrio isotópico, como em condições de desequilíbrio, associado a processos de fracionamento cinético. O fracionamento em equilíbrio isotópico ocorre quando a solução atinge o ponto de equilíbrio termodinâmico, possibilitando o intercâmbio isotópico entre o oxigênio do CaCO_3 com o da molécula de H_2O no gotejamento. Nessas condições o $\delta^{18}\text{O}$ do CaCO_3 será estabelecido de acordo com o fator de fracionamento α que varia de modo inversamente proporcional com a temperatura, como observado pela equação 12.

$$1000 \ln \alpha_{\text{calcita-água}} = 18.03 \left(\frac{10^3}{T} \right) - 32.42 \quad \text{Eq. 12}$$

O fracionamento em equilíbrio também depende da mineralogia do carbonato, como no caso dos polimorfos calcita e aragonita (normalmente formada em soluções com maior teor

de Mg). Como a aragonita apresenta um fator de fracionamento ligeiramente maior do que o da calcita seu valor de $\delta^{18}\text{O}$ será ~ 0.8 ‰ maior que o da calcita em condições de equilíbrio a 25 °C (LACHNIET, 2009).

Nos casos em que a formação da calcita é induzida por processos que aceleram a reação de precipitação do CaCO_3 , as condições de equilíbrio químico deixam de existir, pois o intercâmbio isotópico entre o CaCO_3 e a água não segue a constante de fracionamento definida. Nessas condições opera o processo de fracionamento cinético, caracterizado pelo deslocamento do equilíbrio químico para o lado dos produtos, que no caso da evaporação resulta em valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ da calcita pelo enriquecimento de ^{18}O no gotejamento. Os dois principais processos que podem induzir a precipitação de CaCO_3 são: a desidratação e a degaseificação rápida. A desidratação ocorre pela retomada das condições de equilíbrio termodinâmico através da formação H_2O em função da baixa pressão de vapor na atmosfera da caverna. A degaseificação atua através da liberação de CO_2 da solução de gotejamento de forma gradual, em condições de equilíbrio isotópico. No entanto, ela pode ser acelerada em virtude do baixo P_{CO_2} da atmosfera da caverna, o que também induz ao fracionamento cinético. Portanto, os processos de fracionamento cinético associados à desidratação e a degaseificação ocorrem principalmente em cavernas que apresentam baixa umidade relativa do ar ou baixa P_{CO_2} , que dificultam as interpretações paleoclimáticas nos estudos com espeleotemas. Nessas cavernas, a relação do clima com a composição isotópica dessas formações é obliterada no momento que a composição isotópica do gotejamento passa a não depender simplesmente da variação do $\delta^{18}\text{O}$ da chuva, mas de outros fatores relacionados a fatores ambientais da caverna (FAIRCHILD et al., 2006; MCDERMOTT, 2004).

Nesse contexto, variações da concentração isotópicas de C podem decorrer também de alterações sazonais da circulação atmosférica no interior da caverna associada às variações de temperatura, que podem ocorrer de forma independente do fracionamento dos isótopos de oxigênio (SPÖTL et al., 2005; BOCH et al., 2011). Tendo a vista que a composição do ar no interior da caverna modula a degaseificação, por perda de CO_2 entre a água de gotejamento e a atmosfera, alterações da concentração de CO_2 induzida por mudanças do gradiente térmico entre a caverna e o ambiente externo podem afetar a composição isotópica do espeleotemas (SPÖTL et al., 2005; BOCH et al., 2011).

De acordo com Dreybrodt (2008) e Mickler et al. (2004) o efeito do fracionamento cinético na composição isotópica do oxigênio é mais brando quando comparado com o carbono em função do contínuo processo de hidratação do H_2CO_3 , como pode ser visto nas reações abaixo, o que conseqüentemente, leva a um tamponamento do processo de

enriquecimento isotópico de oxigênio. Assim, ao passo que o $\delta^{13}\text{O}$ do HCO_3^- experimenta considerável enriquecimento isotópico associado a um processo de destilação Rayleigh gerado pelo escape de CO_2 , o $\delta^{18}\text{O}$ sofre pouca ou nenhuma alteração em função da hidratação do H_2CO_3 (DREYBRODT, 2008; LACHNIET, 2009). Nesse momento, é importante considerar que a concentração de moléculas de H_2O em relação às moléculas de H_2CO_3 e HCO_3^- na solução em questão é pelo menos 10 mil vezes maior, criando um efeito reservatório que oblitera o efeito da destilação Rayleigh sobre os isótopos de oxigênio (DORALE; LIU, 2009; DREYBRODT, 2008; LACHNIET, 2009; MICKLER et al., 2004).



Em casos aonde a deposição de calcita venha a ocorrer lentamente, haverá também maior intercâmbio isotópico de oxigênio do H_2CO_3^- com o H_2O da solução, possibilitando que o HCO_3^- atinja o equilíbrio isotópico com as moléculas de H_2O (DREYBRODT, 2008; LACHNIET, 2009).

Uma das maneiras de avaliar o efeito do fracionamento cinético nas razões isotópicas de oxigênio e carbono, sobretudo nas razões de oxigênio, é o teste de Hendy. Amplamente citado na literatura, o teste de Hendy consiste na comparação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da calcita ao longo do eixo de crescimento do espeleotema e ao longo de uma mesma camada (HENDY, 1971). Condições de fracionamento cinético podem ser indicadas quando a correlação estatística positiva entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de amostras tomadas ao longo do eixo for alta ou mesmo quando há variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ ao longo de uma mesma camada. Quando a deposição de calcita ocorre em condições de desequilíbrio, o processo cinético atua tanto no fracionamento dos isótopos de O como nos de C, apesar de ser geralmente mais intenso nos isótopos de carbono (DREYBRODT, 2008; DORALE; LIU, 2009). Segundo Lachniet (2009) apesar do teste de Hendy ser amplamente utilizado par averiguar as condições de equilíbrio isotópico, o teste pode falhar em determinadas condições como caso em que os isótopos de C e O co-variam em função de aspectos climáticos relacionados ao ciclo hidrológico.

5 METODOLOGIA DE ANÁLISES E TRATAMENTOS DAS INFORMAÇÕES

5.1 COLETA DE ESTALAGMITES

Para estudos das variações climáticas ocorridas no Holoceno foram escolhidas preferencialmente, as estalagmites com feições de deposição recentes ou que estivessem associadas a gotejamento ativo no momento da coleta. As melhores amostras são aquelas que demonstram ausência de indicações de alterações secundárias como cavidades indicativas de dissolução e que sejam formadas por carbonato de coloração clara ou sem presença de lama rica em argilominerais. As estalagmites com formato cilíndrico possuem uma ordenação estratigráfica mais simples, devido eixo de crescimento melhor definido. Variações na posição do eixo de crescimento, além de representarem possíveis hiatos deposicionais, aumentam a necessidade de maior número de datações geocronológicas, fatores estes que além de reduzir a qualidade do registro, consomem mais tempo e recursos laboratoriais.

Para que as variações das razões isotópicas dos espeleotemas possam refletir mudanças do ciclo hidrológico é necessário que o fracionamento do oxigênio ocorra em condições de equilíbrio isotópico durante a precipitação da calcita. Por isso, a coleta das estalagmites se deu em galerias e salões isolados, ambientalmente caracterizados pela mínima circulação e alta umidade relativa de ar, para obter amostras cuja deposição ocorreu em condições de equilíbrio isotópico entre a água e a calcita (CLARK; FRITZ, 1997; LACHNIET et al., 2009).

Evitamos as amostras depositadas próximas às entradas das cavernas, onde fatores ambientais externos, como, a atuação de correntes de ar e a baixa umidade relativa da atmosfera da caverna, pudessem induzir a precipitação de CaCO_3 sob condições evaporativas ou de rápida degaseificação em locais com baixa pCO_2 da atmosfera. Esse é um importante critério para evitar amostras depositadas sob processos de fracionamento cinético, quando as condições de deposição do CaCO_3 ocorrem diferentes das condições de equilíbrio termodinâmico, em outras palavras, quando o intercâmbio isotópico entre a água de gotejamentos e o CaCO_3 das estalagmites não segue o fator de fracionamento (α) estimado sob uma temperatura aproximadamente constante (LACHNIET et al., 2009). Desse modo, o rigor no procedimento de coleta é condição básica para que valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do CaCO_3 dos espeleotemas possam ser associados à composição da água meteórica e do carbono orgânico do solo e dessa forma às variações paleoclimáticas.

5.2 AMOSTRAGEM DE ÁGUAS METEÓRICAS PARA ANÁLISES ISOTÓPICAS

O estudo do sinal isotópico e a dinâmica atual de formação de espeleotemas exigem coletas e determinações periódicas das águas de percolação bem como da chuva para análises hidroquímicas, isotópicas. A coleta é realizada por meio observadores locais que dão o suporte técnico imprescindível ao monitoramento destas variáveis. Ao todo são retiradas 3 aliquotas de água destinadas a análises isotópica, estas são correspondentes as águas de chuva, do rio da caverna e do gotejamento. A coleta de água para análises isotópicas envolve apenas o preenchimento completo de um frasco de coleta de 8 ml, de modo a não restar nenhuma bolha de ar no interior do frasco.

A coleta de água chuva para análises isotópicas é realizada a partir de coletores de construção artesanal, seguindo o modelo e os padrões estabelecidos pela Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA, International Atomic Energy Agency). As coletas de água da chuva são realizadas quinzenalmente a mensalmente a depender da facilidade de acesso ao local. Para o presente estudo foi possível só o monitoramento das razões isotópicas na região de Rioja em Peru. O programa de monitoramento da chuva e águas do rio da caverna (Rio Jordan) teve início com coletas quinzenais desde maio de 2011 até setembro do ano 2013, no entanto, algumas amostras foram perdidas no transporte desde a região Andina até o Laboratório de estudos Geodinâmicos e Ambientais da UnB em Brasília.

Além das amostras de água de chuva e do rio da caverna, neste período foram coletadas também 7 amostras de água de gotejamento, as quais foram obtidas durante as campanhas de coleção de dados dos captadores de temperatura, umidade relativa e vazão de gotejamento instalados dentro da caverna. Não foi possível de acompanhar as amostras de água de chuva e do rio com o gotejamento devido à dificuldade dos observadores entrarem até o local de monitoramento dentro da caverna.

A água coletada é armazenada em frascos de 8 ml, o objetivo busca coletar uma fração o mais significativa possível da água acumulada no coletor de chuva, ainda que, a priori, isso não seja indispensável uma vez que espera-se que a composição isotópica da água do coletor seja homogênea.

5.3 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA ESTUDO PALEOCLIMÁTICO E AMOSTRAGEM PARA DATAÇÃO RADIOMÉTRICA

As estalagmites coletadas foram cortadas longitudinalmente, seguindo aproximadamente o eixo de crescimento de cada amostra. Esse procedimento foi realizado usando uma serra Well Diamond Wire Saws (Modelo 7230-480). Posteriormente e com intuito de permitir a nítida visualização das camadas de crescimento, as fácies das amostras cortadas foram polidas com a utilização de uma politriz Bosch modelo GPO 12 com prato de velcro e lixas de grão 220, 320 e por último, grão 600 e 1200 para acabamento final. Dessa

maneira, foi possível facilitar a visualização das feições texturais e estruturais dos espeleotemas.

Em seguida, realizamos uma triagem de amostras potencialmente mais propícias para o estudo isotópico de acordo com as feições internas dos espeleotemas. Durante a triagem das amostras levamos em consideração os aspectos mineralógicos, estruturais e das texturas do espeleotema. Selecionamos amostras monominerálicas, sem feições de alterações secundárias (dissolução) que apresentassem maior continuidade deposicional possível, em outras palavras, com menor número de hiatos e/ou variações da posição do eixo de crescimento.

As facies das estalagmites selecionadas foram digitalizadas com auxílio de um scanner convencional. A partir das imagens foram pré-selecionados os locais para extração de pó para a realização das datações $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ e definimos os perfis isotópicos, de acordo com eixo de crescimento de cada uma. As amostras de estalagmites foram utilizadas para datação geocronológica do topo para a base. Detalhando os trechos localizados entre possíveis hiatos deposicionais e com mudança do eixo de crescimento. Na seleção dos níveis amostrados para datação tentamos evitar trechos com indicações de processos de dissolução e recristalização, como também camadas amarronzadas a avermelhadas indicativas de maior concentração de materiais terrígenos, fontes de ^{230}Th detrítico, causa dos maiores erros nas datações pelo método U/Th. Esses procedimentos tiveram como objetivo tornar a amostragem geocronológica mais confiável, conferindo maior exatidão e precisão das idades.

A extração de CaCO_3 da estalagmite para datação radiométrica é realizada com auxílio de uma micro retífica de eixo flexível do fabricante Dremel modelo 225. Para cada camada amostrada extraiu-se cerca de 0.2 a 0.4 g de CaCO_3 de calcita e 0.1 a 0.15 g de aragonita, a depender da concentração média de urânio de cada amostra. A Figura 5.1 apresenta, por exemplo, imagens de corte longitudinais de algumas estalagmites analisadas com a locação das amostras datadas.

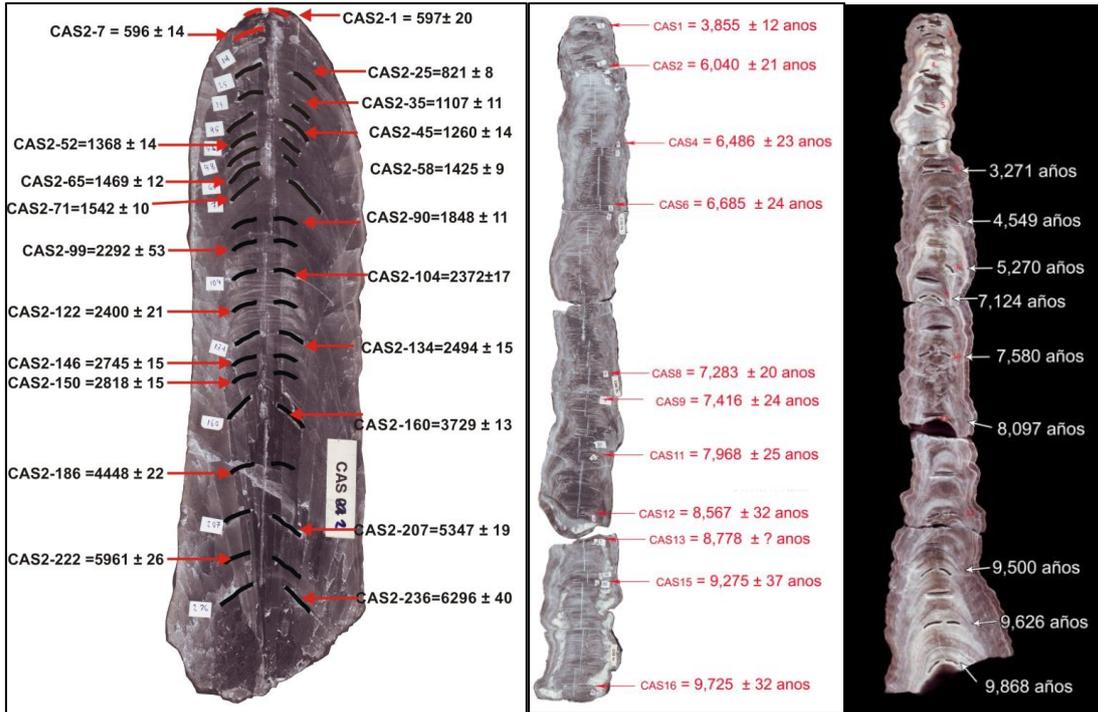


Figura 5.1 - Imagens representando a localização das datações ao longo do eixo de crescimento para algumas amostras analisadas.

5.4 DATAÇÃO GEOCRONOLÓGICA PELO MÉTODO U-TH

As datações foram realizadas no laboratório de geocronologia do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade de Minnesota, nos Estados Unidos, através do espectrômetro de massa do tipo ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), modelos Finnigan Elements e Finnigan Neptune de acordo com os procedimentos estabelecidos por Shen et al. (2002). O erro instrumental próximo da aplicação deste método é $<1\%$ (estimativa de $2s$). Detalhamos a seguir os procedimentos laboratoriais para abertura de amostra e concentração de U e Th.

5.4.1 Procedimentos analíticos para abertura de amostra e concentração de íons de U e Th

A massa de CaCO_3 analisada varia de acordo com a concentração de U estimada para cada estalagmite. Normalmente utiliza-se 0.2 g de amostra, mas em casos de amostras contendo altas concentrações de U (> 1 ppm), utiliza-se por volta de 0.1 g. A amostra é posta em um béquer de teflon e em seguida dissolvida com adição de HNO_3 7N. Constatada a completa dissolução da amostra, adicionamos à solução o spike contendo ^{236}U - ^{233}U - ^{229}Th e

depois 4 gotas de HClO_4 . O número de gotas de HClO_4 varia de acordo com a relativa quantidade de matéria orgânica presente na amostra. Em algumas amostras as impurezas associadas à matéria orgânica são muito visíveis logo após a dissolução; nesses casos deve ser adicionado por volta de 7 gotas de HClO_4 . Para garantir a completa homogeneização entre a amostra e o spike, o béquer de teflon contendo a amostra é tampado e então posto para aquecer por 20 minutos em uma chapa quente. Em seguida a tampa do béquer é removida e a amostra é posta para secar por completo. Ao final, um precipitado de cor branca é formado no fundo do béquer.

Tendo finalizado o processo de abertura e adição de spike, é feita a precipitação de Fe para concentração dos íons pesados e eliminação do Ca da amostra. O precipitado formado é dissolvido com HCl 2N e então a solução é transferida para um tubo de ensaio onde adicionamos previamente cerca de 2 a 3 gotas de solução rica em ferro. Em seguida é feito o procedimento para precipitação de óxidos de Fe pela adição gradativa de gotas de NH_4OH até que a solução atinja o ponto de saturação. Na sequência, os tubos são cobertos com parafilme e postos para centrifugar. Após a centrifugação todo o sobrenadante é dispensado e, ao tubo de ensaio, é adicionada água deionizada e então a amostra é posta novamente para centrifugar. Esse procedimento é realizado 3 vezes. Ao término da última centrifugação o precipitado é redissolvido com HNO_3 7N e retorna ao béquer de teflon.

Finalizada essa etapa, a amostra é posta para secar por completo em uma chapa quente ao final do processo um pequeno precipitado com dimensões milimétrica a submilimétrica é depositado no fundo do béquer. O precipitado é então dissolvido com aproximadamente 3 gotas de HClO_4 e em seguida posto para secar por completo. A mesma amostra é dissolvida com aproximadamente 2 gotas de HNO_3 14N, retorna à chapa quente até a solução evaporar por completo. Após repetir procedimento com a utilização de algumas gotas de HNO_3 7N ela estará pronta para ser introduzida às colunas de troca aniônica.

Para a separação de U e Th são utilizadas pequenas colunas, com aproximadamente 7 cm de comprimento. As colunas são montadas com a resina SPECTRA/GEL® ION EXCHANGE Ix8. Antes de receber as amostras as colunas são condicionadas de acordo com o seguinte procedimento:

- Adiciona-se água deionizada de modo a preencher todo o volume do reservatório superior por duas vezes. Na segunda vez é adicionada uma gota de HNO_3 14N;
- Em seguida adiciona-se HNO_3 7N em duas etapas. Cada uma delas com a adição de cerca de 2/3 do volume do reservatório da coluna.

Finalizada essa etapa, a coluna está pronta para receber a amostra. A amostra é então despejada com cuidado dentro da coluna e a eluição dos reagentes é realizada de acordo com os seguintes passos:

- Após toda a amostra ser adsorvida pela coluna, é adicionado 2/3 do volume do reservatório com HNO₃ 7N.
- Em seguida adiciona-se 1/3 do volume do reservatório com HNO₃ 7N.
- Após a última adição de HNO₃ 7N atravessar toda a coluna, troca-se o béquer usado para a coleta das soluções despejadas por um béquer de teflon devidamente limpo para dar início à coleta de Th.
- Para a coleta de Th adiciona-se 2/3 do volume reservatório com HCl 6N e em seguida repete-se o procedimento.
- Após todo HCl 6N ter atravessado a coluna inicia-se a coleta de U.
- É feita a troca dos béqueres de teflon usado na coleta de Th por aqueles utilizados anteriormente na manipulação da amostra.
- Para a coleta de U adiciona-se água deionizada por quase todo o reservatório da coluna. Em seguida repete-se o procedimento mais uma vez e a coleta de U esta feita.

Finalizada a coleta de U e Th, são adicionadas 2 gotas de HClO₄ ao concentrado que segue para chapa quente para evaporar por completo. Após isso, nota-se a formação de um pequeno precipitado escuro submilimétrico que é dissolvido com 1 a 2 gotas de HClO₄ e posto para evaporar por completo. Em duas etapas semelhantes adiciona-se mais 1 a 2 gotas de HNO₃ 14N para nova evaporação por completo. Por fim, são adicionadas algumas gotas de solução padrão para análise em ICP-MS (solução preparada em uma garrafa de 1 L formada por uma mistura de água deionizada com 1% HNO₃ 14N e algumas gotas de HF). A partir desse ponto os concentrados de U e Th estão prontos para as análises espectrométricas em ICP-MS. Os cálculos das idades foram, de modo geral, realizados com base nas razões isotópicas medidas e fatores de correção para eliminar efeitos de contaminação de Th detrítico (EDWARDS et al., 1986; RICHARDS; DORALE, 2003). As precisões obtidas, na maior parte das datações, foi de 1% ou inferior, segundo estimativa 2 σ .

5.5 AMOSTRAGEM DE CALCITA PARA ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Após obtenção dos dados geocronológicos foi realizada a seleção das estalagmites que seriam submetidas a análises isotópicas em função do intervalo temporal preenchido por cada amostra, permitindo a obtenção de um registro paleoclimático que fosse o mais contínuo possível. As distâncias entre camadas datadas foram medidas digitalmente sobre a imagem das estalagmites, com a utilização do programa Corel Draw, segundo o eixo de crescimento das estalagmites. Esses dados foram utilizados não só no cálculo das taxas de crescimento como para a estimativa da resolução temporal de cada trecho analisado para isótopos estáveis de O e C.

A amostragem de CaCO_3 das estalagmites para análises isotópicas foi realizada usando dois equipamentos dependendo do espaçamento requerido para análise. O microamostrador modelo 5400 da Sherline, acoplado a um medidor digital da distância entre os pontos amostrados, que permite uma resolução máxima de 0.3 mm entre amostras (Fig. 5.2). e o Micromill - Micromachining System, um microamostrador de alta precisão e velocidade acoplado em um stereomicroscopio brocas com montagem pra controle de movimento em XYZ, que permite uma resolução máxima de 100 μm .

São extraídas aproximadamente 200 μg de amostra em pó com a utilização de uma broca de aço carbono de 0.2 mm de diâmetro que é depositado no fundo de um tubo de ensaio com tampa rosqueada. Os tubos de ensaio contendo as amostras são então levados para análise de isótopos de oxigênio e carbono.

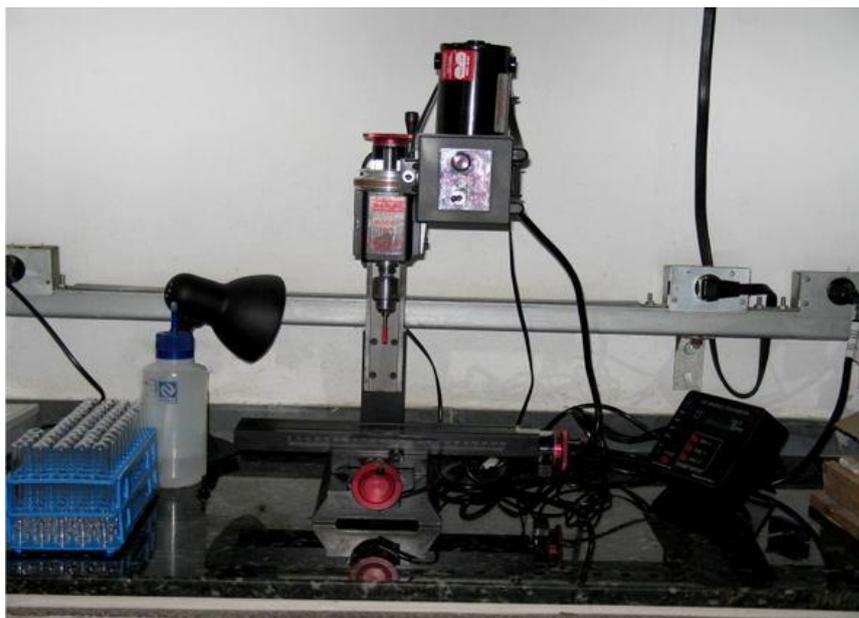


Figura 5.2 - Foto do microamostrador Sherline 5400, equipamento utilizado para coleta de carbonato de cálcio em espeleotemas e tubos de amostragem utilizados nas análises isotópicas.

As amostras carbonáticas foram analisadas no laboratório de isótopos estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (LIE-CPGEO) do IGc/USP, e no Laboratório de estudos Geodinamicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UnB) com a utilização de espectrômetros de massa de fonte gasosa, modelo Delta Plus Advantage (Thermo Finnigan) para ambas as locações. No entanto, as análises desenvolvidos em Brasília, permitiram da utilização do 'Kiel Device' (Fig. 5.3), que é um aditamento desenvolvido para maximizar as análises de carbonatos que permite reduzir a massa e atingir maior precisão na medição. O princípio básico do procedimento para análise das razões dos isótopos de O e C consiste na extração do dióxido de carbono (CO_2) liberado a partir da hidrólise ácida do CaCO_3 com H_3PO_4 a 100%, num reator sob temperatura controlada a 72°C . O CO_2 é arrastado dos tubos de ensaio através de um fluxo de Hélio para o acessório tipo Finnigan Gás Bench, de onde é separado do vapor d'água dentre outros gases, por um sistema de cromatografia gasosa. Esse sistema opera de forma automatizada.



Figura 5.3 - Foto do Kiel Device acoplado ao espectrômetro de massa de fonte gasosa, o painel direito mostra detalhe do Kiel Device e os vials de análise.

Já dentro do espectrômetro propriamente dito, um sistema composto por triplo coletor de O/C realiza a determinação das razões isotópicas do CO_2 através de uma fonte iônica. Os resultados são baseados na análise de nove alíquotas sequenciais de cada amostra. A precisão analítica é aproximadamente 0.08 ‰ para os valores das razões isotópicas de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e ± 0.1 ‰ para os valores de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ para as amostras contendo no mínimo 100 μg de carbonato de cálcio.

As razões isotópicas são expressas através da notação delta (δ) de acordo com as equações 15 e 16. As razões isotópicas são expressas como a diferença entra a razão medida

da amostra e o padrão de referência. No caso, foram utilizados os respectivos padrões dos protocolos dos laboratórios mencionados (CM1, REI, GEFA, BSB, NBS18, NBS19, IAEA CO-1) calibrados em relação ao padrão internacional VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite), utilizado para rochas carbonáticas.

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}} \quad \text{Eq. 15}$$

que pode ser escrito como:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}} - 1 \quad \text{Eq. 16}$$

Ao todo são analisadas sequencialmente 64 amostras de CaCO₃ por vez. A razão entre o número de amostras e padrão foi em geral de 1 para 6 amostras. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são expressos em ‰ (parte por mil) em relação ao padrão de referência, o que torna muito mais fácil a leitura e a interpretação das razões entre isótopos estáveis. Assim a expressão da notação δ para os isótopos de C e O fica:

$$^{18}\text{O} (\text{‰}) = [(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}} - 1] \times 1000 \quad \text{Eq. 17}$$

$$^{13}\text{C} (\text{‰}) = [(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{amostra}} / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{padrão}} - 1] \times 1000 \quad \text{Eq. 18}$$

5.6 ANÁLISES ISOTÓPICAS DAS AGUAS METEÓRICAS

As amostras de água, tanto de chuva, do rio, como do gotejamento coletadas durante o período de monitoramento mencionado no capítulo 5.2 foram analisadas no laboratório de Estudos Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UnB).

A análise das razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ nas amostras de água foi realizada utilizando um espectrômetro à laser do tipo CRDS (do inglês: Cavity ring-down spectroscopy). Especificamente o equipamento utilizado foi o analisador de isótopos “Picarro L2120 – i”, o qual reporta os valores isotópicos ao padrão VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) com uma precisão de ± 0.1 ‰ para os isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ e ± 0.5 para os isótopos de $\delta^2\text{H}$.

As amostras analisadas foram enviadas em blocos, dependendo das campanhas de coleção das amostras e dos parâmetros físicos monitorados dentro da caverna.

A análise do sinal isotópico das águas permitirá entender o sinal coletado nos carbonatos dos espeleotemas analisados e outorgará indicações sobre o mecanismo de deposição dos espeleotemas e seu potencial para reconstruções paleoclimáticas.

5.7 ANÁLISES ESTATÍSTICAS DE SÉRIES TEMPORAIS

Os métodos estatísticos utilizados têm os seguintes objetivos: 1) Separar os componentes estruturais dos componentes aleatórios; 2) Caracterizar a dinâmica das séries e 3) Detectar variações periódicas semelhantes entre os parâmetros analisados com fenômenos climáticos e forçantes climáticas conhecidas. A seguir serão descritas brevemente algumas das análises que foram utilizadas na pesquisa:

Uma série temporal fornece informações relevantes sobre sistemas físicos, biológicos, socioeconômicos, climáticos, etc. A proposta da análise das séries temporais é determinar propriedades-chaves de sistemas quantificando certas características da série que podem ajudar a entender e a prever o comportamento passado e futuro do sistema analisado.

Uma série temporal é qualquer conjunto de observações ordenadas no tempo, como por exemplo: índices diários da bolsa de valores; quantidade anual de precipitação, um registro de marés, etc. A série pode ser discreta ou contínua, a série discreta pode ser obtida a partir de uma série contínua considerando intervalos de tempos iguais Δt , como é o caso dos dois primeiros exemplos supracitados. Já para a série contínua, como no caso do registro de marés, é necessária a realização de amostragens em um intervalo de tempo $[0, t]$, supondo uma série discreta com N pontos, onde $N=t/\Delta t$.

Existem dois possíveis enfoques no tratamento de séries temporais, o primeiro é feito no domínio temporal, e os modelos propostos são modelos paramétricos (com número finito de parâmetros), nesse modo, destaca-se entre os modelos de análise o ARIMA e suas variações (BEZERRA, 2006). No segundo, a análise é conduzida no domínio das frequências de forma não paramétrica, nesse domínio, o tratamento mais utilizado é a análise espectral, apresentando inúmeras aplicações na física, geofísica, geologia, climatologia e engenharia.

Uma série paleoclimática apresenta um comportamento discreto onde os intervalos Δt entre um ponto e outro é marcado pela resolução do registro. Os dados de registros (paleo) ambientais são, geralmente, interpolados de forma linear entre as datações geocronológicas de forma que o registro passa a ser composto por uma composição de séries temporais entre uma datação geocronológica e outra, sendo o Δt , a resolução amostral do segmento. A análise da

série temporal construída a partir do registro paleoclimático (ou instrumental/histórico) visa principalmente determinar:

(1) Se a série apresenta comportamento periódico ou aleatório; (2) Constatado o comportamento periódico, em qual frequência esse comportamento é mais expressivo e qual a relação entre as frequências de oscilação mais baixas em relação as mais altas, e vice-versa; (3) Em que período do tempo os eventos ou ciclos foram mais intensos; (4) A relação quantificada de quanto um registro é semelhante a outro registro ou próximo (índice), tanto no que diz respeito ao aspecto das frequências como no âmbito de comportamental ao longo da série temporal.

Para isso, são apresentados de forma simplificada nos próximos itens alguns métodos matemáticos e computacionais utilizados nesse trabalho para a análise de séries temporais.

5.7.1 Transformada de Fourier

A análise a partir da Transformada de Fourier e sua aplicação mais prática o FFT (Fast Fourier Transform) visa transformar uma função temporal " $f(t)$ " em uma função dependente da frequência " $F(\omega)$ " ($\omega=2\pi f$), e distribuir a energia finita da série sobre um espectro de frequências, e dessa forma, pode-se verificar a contribuição energética de determinada frequência para a série temporal.

Qualquer função periódica $f(x)$ pode ser escrita em forma de uma somatória de senos e cossenos, tal como:

$$f(x) = a_0 + \sum_{k=1}^{\infty} (a_k \cos(kx) + b_k \sin(kx)) \quad \text{Eq. 19}$$

Os coeficientes a_0 , a_k e b_k podem ser calculados facilmente a partir de integrais da própria função $f(x)$ inserindo parâmetros de contorno (BUTKOV, 1988). A transformada de Fourier da função $f(x)$ é definida por:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt \quad \text{Eq. 20}$$

Usando o quadrado do módulo da Transformada de Fourier obtém-se a energia da densidade espectral da frequência específica: Eq. 21

$$S(\omega) = |F(\omega)|^2$$

Maiores informações sobre as análises envolvendo a transformada de Fourier podem ser vistas em Bendat e Piersol (1986); Butkov (1988); Massel (1996, 1999) e os algoritmos de programação em Press et al. (1997).

5.7.2 REDFIT

A análise por REDFIT é uma série de procedimentos implementados por Schulz e Mudelsee (2002) baseados no peridiograma de Lomb, cuja função é obter um espectro de densidade espectral semelhante ao FFT. Nessa análise são consideradas sobreposições de "janelas" formadas pela divisão dos dados, com base em um ajuste para altas frequências ou ruído vermelho (red noise) e testes para oscilações aleatórias que não tenham significado no que diz respeito ao comportamento do sinal, conhecido como ruído branco (white noise). Os testes de significância dessa análise são baseados nos métodos de Monte Carlo e χ^2 (GHIL et al., 2002).

5.7.3 Análise de coerência

A função de coerência mede o grau de dependência entre dois sinais testando se eles apresentam frequências similares. A magnitude da coerência é medida de uma escala que vai de 0 a 1. Dada uma frequência, ela é semelhante nos dois sinais se o valor é 1. Por outro lado, se a coerência é igual a 0, os sinais são totalmente não relacionados para aquela frequência. A coerência pode ser definida por:

$$C_{xy}(\omega) = \frac{|S_{xy}(\omega)|^2}{S_{xx}(\omega)S_{yy}(\omega)} \quad \text{Eq. 22}$$

Onde S_{xy} é a energia da densidade espectral de correlação entre os dois sinais distintos x e y , enquanto S_{xx} e S_{yy} são as densidades espectrais de x e y , respectivamente.

Os sinais são quebrados em várias seções decompostos por frequências usando a análise a FFT. O tamanho da seção da FFT, o tipo e tamanho da janela, e o número de superposições dos dados podem afetar o resultado. Dessa forma, as escolhas são feitas de acordo com o sinal de entrada.

A energia espectral de comparação entre os dois sinais é a transformada de Fourier da correlação que é igual ao produto da transformada de um sinal pela transformada conjugada do outro. Assim, a densidade do poder espectral cruzado entre os dois sinais, x e y , podem ser calculadas por:

$$S_{xy}(\omega) = YX^* \quad \text{Eq. 23}$$

Onde X e Y são as transformadas de Fourier de x e y , respectivamente, e $*$ denota o complexo conjugado.

Assim, o cálculo da coerência pode ser escrita como:

$$C_{xy}(\omega) = \frac{|YX^*|^2}{XX^*YY^*} \quad \text{Eq. 24}$$

A entrada dos sinais, x e y são divididas em seções superpostas. A coerência de cada seção (frequência) é calculada aplicando a equação anterior em cada uma. Para maiores detalhes ver Smith (2003) e Bendat (1986).

5.7.4 Análise de ondeletas (Wavelets Analysis)

O principal objetivo da análise de ondeletas em dados paleoclimáticos é mostrar onde ocorreram eventos periódicos ao longo do registro, e a intensidade deles em relação aos outros, tanto no âmbito temporal como no das periodicidades, sendo utilizada em uma série de trabalhos de geofísica (GRINSTED et al., 2004), climatologia (KAYANO; ANDREOLI, 2004) e paleoclimatologia (SHANAHAN et al., 2009).

Nessa análise, o sinal é decomposto em diferentes níveis de resolução, conhecido como multiresolução, e ajustado a uma função de onda determinada através de uma transformada entre a série e a função de onda. O termo ondeleta refere-se a um conjunto de funções de ondas " $\Psi(t)$ " geradas por dilatação, $\Psi(t) \rightarrow \Psi(at)$, e translação $\Psi(t) \rightarrow \Psi(t+b)$. Essa função tem que apresentar energia finita com média zero, de forma que suas funções filhas geradas a partir dos coeficientes de dilatação "a" e translação "b" tome a forma:

$$\Psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{2}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad \text{Eq. 25}$$

Sendo a transformada de ondeletas de uma função temporal $f(t)$ definida por:

$$W = \langle f, \Psi_{a,b} \rangle = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad \text{Eq. 26}$$

A função de onda é definida de acordo com o objetivo da análise, sendo a ondeleta Morlet mais utilizada na análise de registros paleoclimáticos.

O resultado da análise de ondeletas pode ser visualizado a partir de diversos softwares e rotinas de programação disponíveis na internet. O resultado é um diagrama tridimensional onde a intensidade dos eventos periódicos é mostrada através de um índice de cor, o eixo vertical mostra os períodos em uma escala exponencial (geralmente de base 2) e o eixo horizontal apresenta o tempo (o mesmo da série paleoclimática).

Maiores detalhes sobre os algoritmos, aplicações e limitações dessa análise podem ser visto em Bolzan (2004, 2006); Torrence e Compo (1998); Grinsted et al. (2004).

5.7.5 Análise de ondeletas cruzadas (*Cross-Wavelets Analysis*)

Para mostrar similaridades em termos de eventos periódicos entre duas séries distintas utiliza-se a transformada por ondeletas cruzadas que é definida como:

$$W_{XY} = W_X W_Y^* \quad \text{Eq. 27}$$

Onde W_x é a transformada de ondeleta de uma série temporal X_n , W_y é a transformada de ondeleta de uma série temporal Y_n e "*" denota o complexo conjugado da transformada. Uma ferramenta interessante que pode ser adicionado a ondeleta cruzada é um sistema de setas sobre a figura que indica se os sinais estão em fase (setas apontando para a direita) ou em antifase (setas apontando para a esquerda). (GRINSTED et al., 2004).

6 RESULTADOS

6.1 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Nesse capítulo será dado enfoque aos resultados geocronológicos e isotópicos obtidos nos espeleotemas das cavernas estudadas. Posteriormente serão apresentadas às interpretações dos dados isotópicos.

6.1.1 Resultados geocronológicos

Foram realizadas 78 datações, ao todo, para as amostras coletadas nos Andes Orientais do Peru. O resultado destas datações mostra que os registros cobriram o Holoceno e dentro das quais 25 datações registram idades que correspondem ao último milênio (Fig. 6.1).

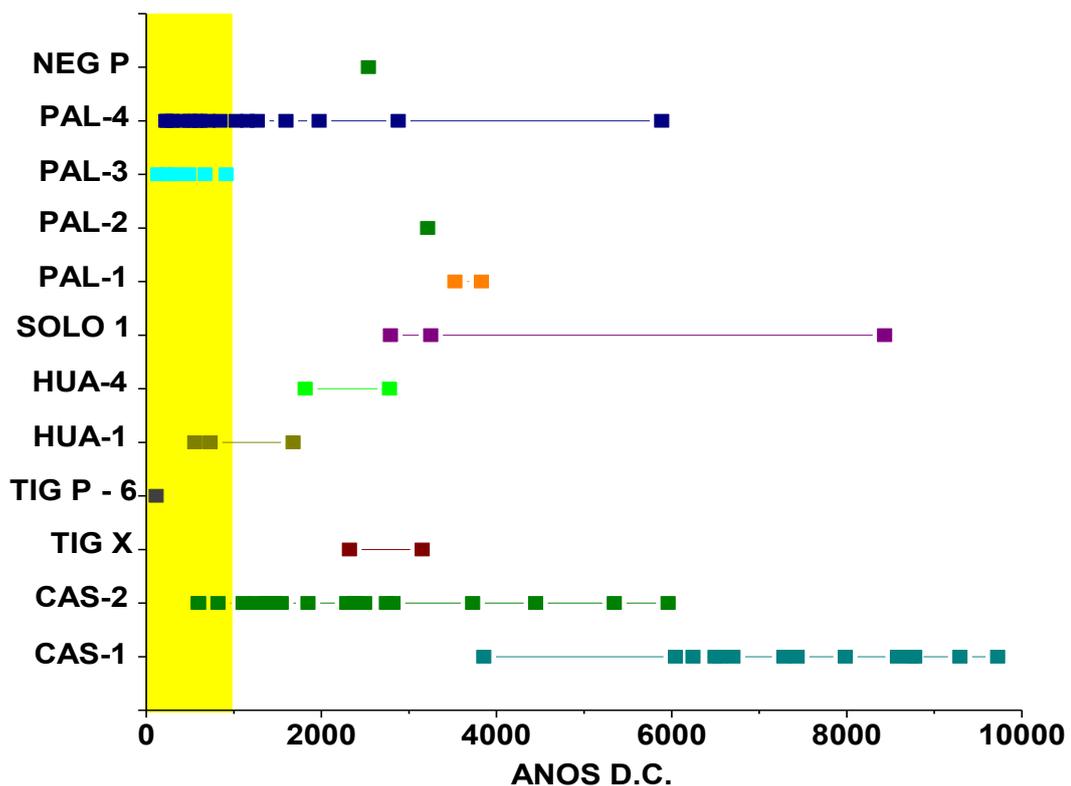


Figura 6.1 - Intervalos de deposição das estalagmites coletadas em Peru. A banda amarela representa as datações compreendidas no último milênio.

A caverna com maior potencial para reconstituição paleoclimática dentro do último milênio foi a caverna de Palestina, onde se foram encontradas duas amostras de crescimento contínuo no período de interesse (PAL3, 7 datações e PAL4, 13 Datações). Ambas as

amostras apresentam diferentes taxas de crescimento (0,04 e 0,056 mm/ano respectivamente). A análise conjunta destas amostras permitirá verificar a reprodutibilidade dos dados isotópicos em amostras da mesma caverna e validar o sinal climático nos espeleotemas coletados.

No caso das amostras coletadas na Bolívia, também foram realizadas várias datações exploratórias. Das 93 datações desenvolvidas encontramos que alguns dos espeleotemas cresceram em períodos que vão além do Último Glacial Máximo (~30000 D.C.). No entanto, 28 destas datações mostraram idades que correspondem ao último milênio (Fig. 6.2). No caso destes espeleotemas, foi necessário o refino das datações para um adequado controle cronológico, devido a presença de camadas sugerindo hiatos deposicionais entre as principais amostras. Adicionalmente é preciso mencionar que a taxa de crescimento foi significativamente menor que as encontradas no Peru (~0,02 mm/ano).

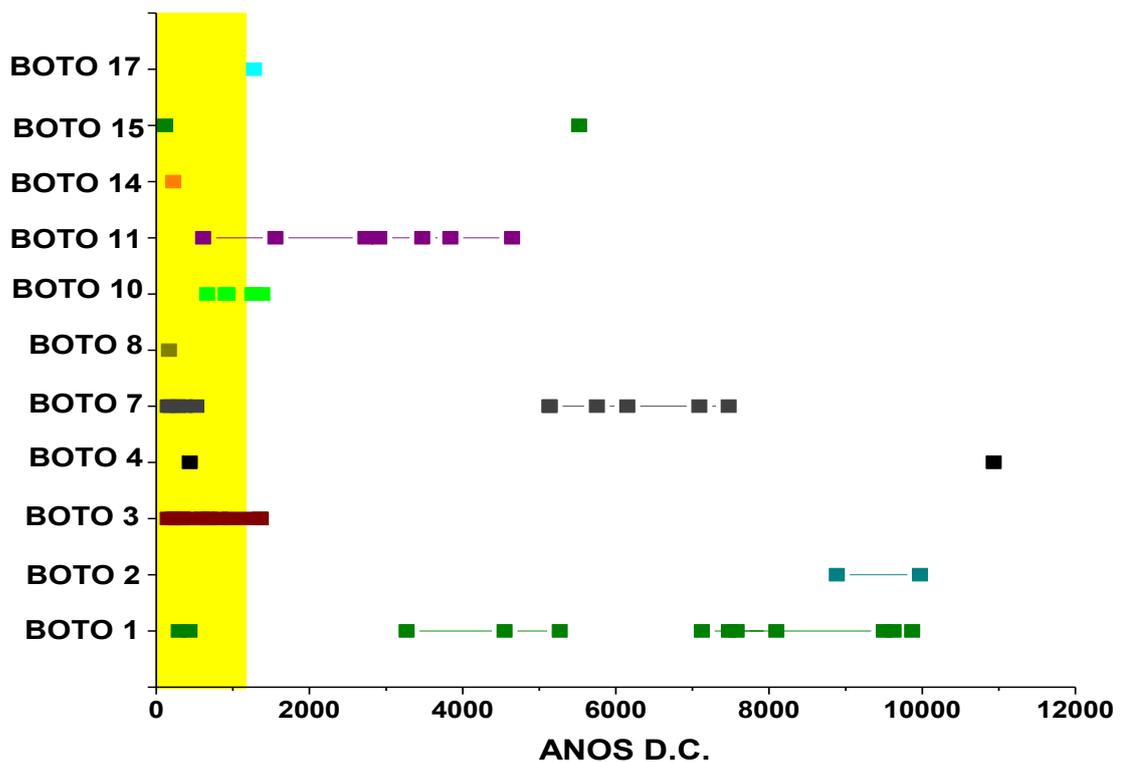


Figura 6.2 - Intervalos de deposição do carbonato nas estalagmites coletadas em Bolívia para o Holoceno. A banda amarela representa as datações compreendidas no último milênio.

Os espeleotemas escolhidos para nossa reconstituição do último milênio na Bolívia foram BOTO3 - BOTO7 e BOTO10, estes coletados na caverna Chiflonkhakha. O espeleotema BOTO3 cresceu durante o último milênio com pequenos hiatos provavelmente de escalas decenais. BOTO7 e BOTO10 seriam os espeleotemas de controle para confirmar a

reprodutibilidade do sinal isotópico e melhorar a resolução da serie reconstruída. Foram desenvolvidas 12 datações para BOTO3, 5 datações para BOTO7 e 5 datações para BOTO 10 (Fig. 6.4).

Com o total destes registros foram construídos vários modelos cronológicos baseados nas idades calculadas no método U-Th e o tamanho das amostras ou em função da distância ao topo (profundidade) dos espeleotemas. Varias amostras foram descartadas, pois não apresentavam crescimento contínuo no período de interesse. Apresentamos os modelos desenvolvidos para os espeleotemas PAL3, PAL4 como amostras do ultimo milênio das cavernas peruanas (Fig. 6.3). Podemos observar que as amostras da caverna de Palestina apresentam crescimento contínuo durante o mesmo período de tempo, mas com taxas bastante diferentes.

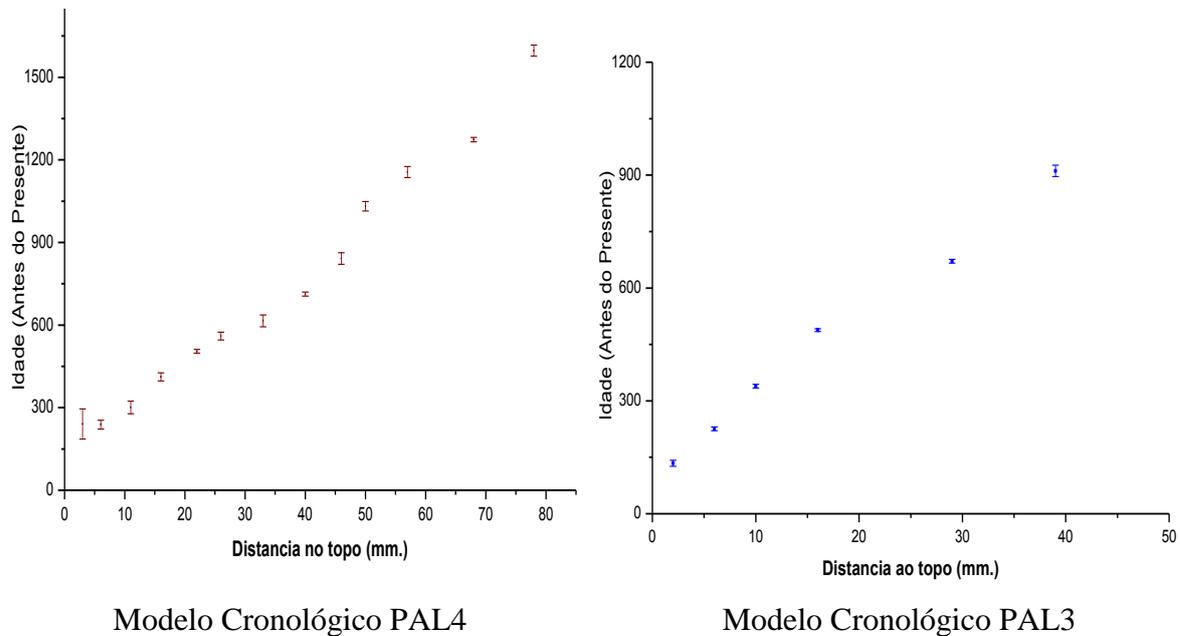


Figura 6.3 - Modelos cronológicos baseados nas idades e o crescimento dos espeleotemas coletados em cavernas do Peru.

Os modelos cronológicos desenvolvidos para os espeleotemas da Bolívia foram de construção mais complexa uma vez que as datações possuíam muito mais erros analíticos que as amostras encontradas no Peru. Isto, principalmente relacionado aos hiatos deposicionais encontrados em algumas amostras, e de outro lado, a elevadas quantidades de Thorio detritico, que pode induzir o erro analítico das datações gerando sobreposição das idades devido aos erros. Para o ultimo milênio, foram construídos modelos independentes para as amostras BOTO3, 7 e 10.

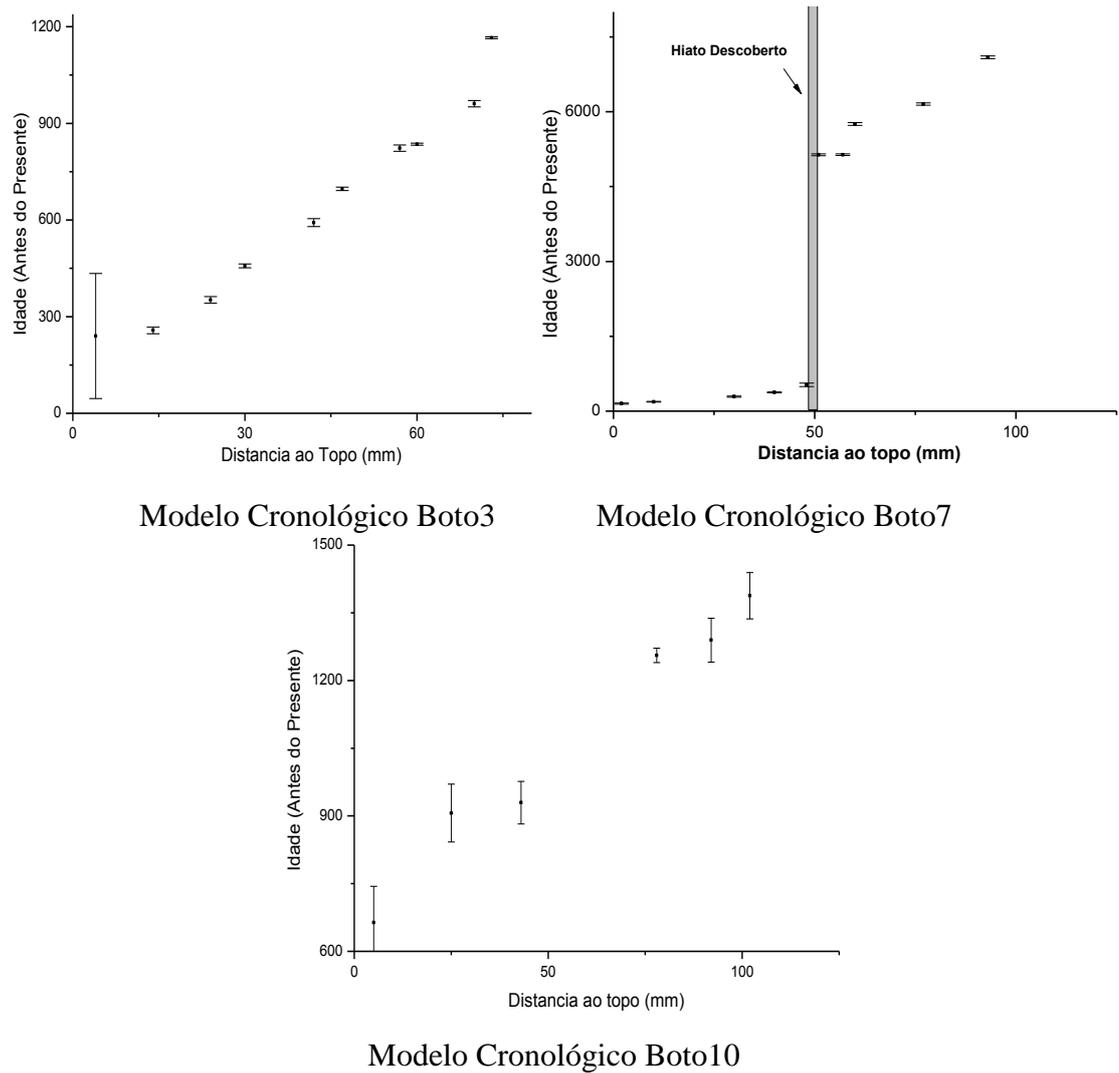


Figura 6.4 - Modelos cronológicos baseados nas idades e o crescimento dos espeleotemas coletados em cavernas da Bolívia.

6.1.2 Registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em estalagmites dos Andes

Conforme ao exposto no capítulo 4 do presente trabalho, a variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos espeleotemas (CaCO_3) é controlado basicamente pela variação do $\delta^{18}\text{O}$ da água de gotejamento e a temperatura da caverna, sendo a magnitude das variações de $\delta^{18}\text{O}$ no ciclo hidrológico, comumente maiores que aquelas associadas ao fracionamento por temperatura entre a calcita e a solução gotejante (FAIRCHILD, 2006; LACHNIET, 2009). A variabilidade do $\delta^{18}\text{O}$ está associada à variabilidade pluviométrica do sistema de grande escala da circulação atmosférica na América do Sul ou mais especificamente à Monção Sul Americana.

Valores mais negativos (maior depleção) de $\delta^{18}\text{O}$ indicam períodos de maior atividade convectiva das nuvens, provocando o efeito da destilação de Rayleigh durante o deslocamento das mesmas. O processo inverso, ou seja, valores mais positivos de $\delta^{18}\text{O}$ sugerem uma menor atividade convectiva. De maneira geral, valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais negativos refletem intensificação da MSA, enquanto valores positivos sugerem uma redução do MSA. Vale ressaltar, que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ sugerem mudanças na vegetação, bem como, na produção biológica do solo. Alterações dessas características podem ocasionar um aumento ou redução nas taxas de dissolução das rochas carbonáticas, refletindo disponibilidade hídrica do sistema. No entanto, as interpretações geradas pelos valores de $\delta^{13}\text{C}$ necessitam ainda de melhores estudos em função de fatores locais complementares.

Neste sentido levando em consideração o potencial de cada amostra, nas regiões e períodos de interesse, foram produzidas 1031 análises isotópicas. Desenvolvidas em sua maioria no laboratório de Estudos Geodinâmicos e Paleoambientais da Universidade de Brasília (UnB) e no laboratório de Isótopos Estáveis do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). Isto nos permitiu validar as informações geradas conferindo e comparando os resultados entre os laboratórios.

A oportunidade de trabalhar com o laboratório da Universidade de Brasília, deve-se a problemas operativos detectados no espectrômetro de massa do LIE-USP, onde foram encontradas inconsistências das informações isotópicas geradas no segundo semestre de 2011. Estas inconsistências levaram-nos a descartar a quase totalidade dos dados isotópicos que foram gerados durante este período. As inconsistências observadas nos perfis de amostragem foram detectadas em relação à medição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ dos padrões internacionais utilizados. Os valores medidos das diferentes alíquotas de um mesmo padrão internacional apresentaram variações aleatórias ao longo de uma mesma corrida (set) de análise no espectrômetro de massa. Estas variações não eram lineares ao longo do tempo (portanto não caracterizam deriva ao longo do tempo e não pode ser aplicado um fator de correção) e muitas vezes não apresentavam melhoras com aplicação da correção por não linearidade através da correção de amplitude.

Após realizar controles e testes mais detalhados, chegou-se a conclusão que a provável causa das inconsistências era a entrada de ar atmosférico no sistema de preparação de amostras automática Gás Bench, acoplado ao espectrômetro. O oxigênio e o carbono do ar atmosférico podem interferir nas análises, pois, uma vez dentro do sistema, não há como saber a quantidade nem os tipos de isótopos estão sendo analisados junto com os padrões e as amostras. As inconsistências resultantes da entrada de ar no espectrômetro, além de não

apresentarem um padrão que pudesse ser corrigido, eram demasiado altas para serem utilizadas em um trabalho como este chegando alcançar valores de 1 a 2‰, entre alíquotas de um mesmo padrão. Estas variações excedem o valor especificado pela fabricante do espectrômetro (Thermo Finnigan), que é de $\pm 0,1\%$. Considerando que as variações na escala de estudo podem ser da ordem de 1 a 2‰, com a possibilidade de que alguns eventos podem ser representados por variações menores que 1‰, como 0,5 ou 0,7‰, torna-se inviável utilizar amostras que podem ter flutuações de 1 a 2‰ devido à instabilidade do equipamento de medição. Como os vials de padrões são analisados em intervalos regulares entre os vials de espeleotema, conclui-se que uma variação nas alíquotas de padrões indica uma variação também nas amostras de espeleotema, resultando em um erro alto ao final do processamento dos dados isotópicos. No momento em que o sinal do espectrômetro mencionado foi estabilizado e os problemas operacionais resolvidos, decidimos dar continuidade ao nosso projeto e recuperar as informações perdidas (correspondentes a 6 meses de trabalho) no laboratório da UnB, que apoiou de maneira significativa nas atividades de nosso grupo de pesquisa.

Para os registros dos Andes orientais Peruanos foram desenvolvidos 448 análises, e para os registros dos Andes Bolivianos 583 análises. (Fig. 6.5 e Fig. 6.7). Número atingido após avaliação da taxa de crescimento de cada amostra, onde se escolhe o espaçamento de coleta ao longo do eixo de crescimento de cada espeleotema, para obter o maior número de dados possíveis sem sobreposição dos pontos, evitando comprometer os resultados analíticos e outorgando a melhor resolução temporal possível de informações.

Os perfis isotópicos para os períodos de tempo correspondentes ao último milênio foram conformadas por amostras que compartilhavam parcial ou completamente o mesmo período de crescimento. Desta maneira o registro peruano foi conformado por 2 espeleotemas e o boliviano por 3 espeleotemas. Dado que a construção da série de tempo isotópica $\delta^{18}\text{O}$ dos espeleotemas bolivianos para este período de tempo mostrava grande coerência, foi gerada uma série única baseada na composição dos sinais obtidos pelos 3 espeleotemas, o que melhorou a resolução dos dados para a análise estatística posterior (Fig 6.7).

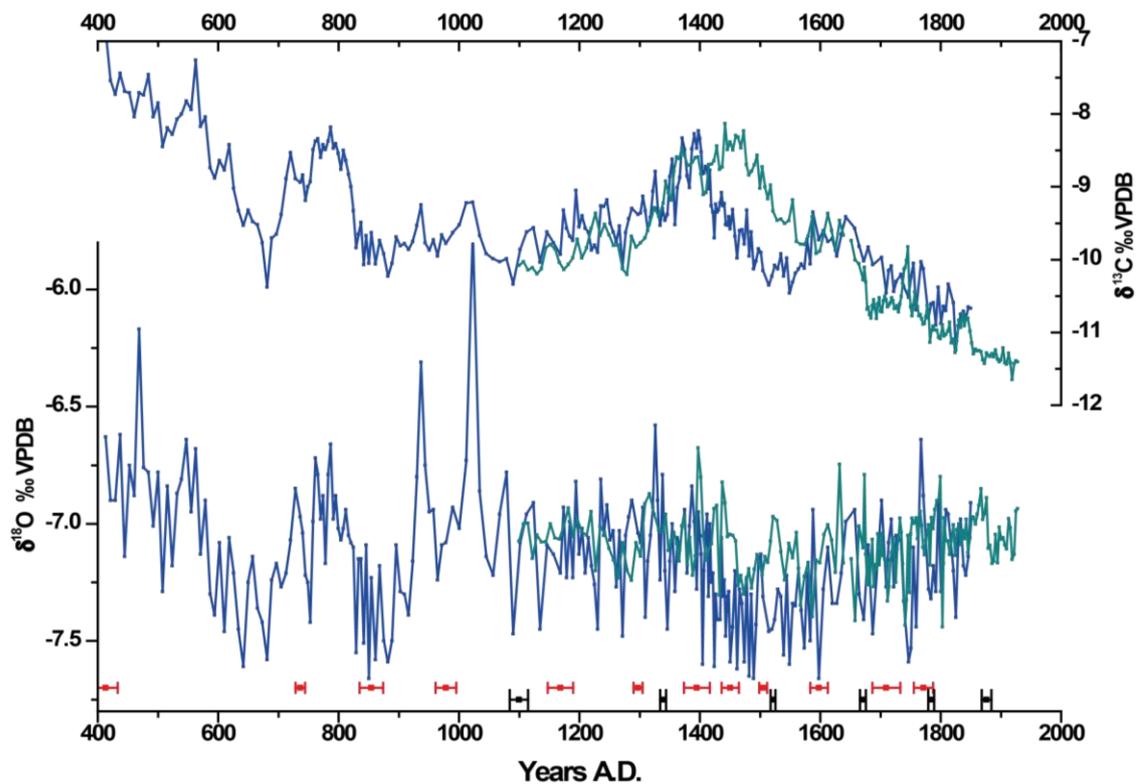


Figura 6.5 - Series temporais dos perfís isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (painel superior) e $\delta^{18}\text{O}$ (painel inferior) obtidos a partir dos espeleotemas peruanos PAL3 (Linha magenta) PAL4 (Linh Azul). Os pontos e barras de erro representam a distribuição das datações ao longo da serie de PAL3 (pontos pretos) e PAL 4 (pontos vermelhos).

As amostras do último milênio no Peru apresentaram correlação baixa entre os dados do $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ sugerindo como um indicador de deposição do carbonato em condições de equilíbrio (PAL4= 0.26 e PAL3= 0.01, Fig 6.6) (HENDY, 1971), este é um requisito importante para definir o sinal climático, já que covariações podem indicar fracionamento cinético que pode estar associado a processos locais. No entanto, estas condições nem sempre são rígidas, trabalhos como desenvolvidos por Mickler et al. (2003) em cavernas dos Estados Unidos demonstram que mesmo tendo covariações entre estes sinais isotópicas, eles se referem a variações climáticas fora do ambiente da caverna. O interessante dos registros recolhidos nas cavernas do Peru é que mesmo tendo modelos cronológicos diferentes em amostras coletadas em lugares diferentes dentro da caverna, os sinais isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ são semelhantes durante o período comum de aproximadamente 900 anos. Este resultado evidencia uma força externa (climática) como principal atuante na formação dos espeleotemas.

Os sinais isotópicos dos espeleotemas peruanos apresentam visualmente variações que vão desde escalas decenais e até seculares. A amostra PAL4 apresenta valores absolutos que variam entre -7.66 e -5.73 ‰ com valor médio de -7.14 ‰. A amostra PAL3 valores máximos e mínimos que oscilam entre -6.67 e -7.44 ‰ com valor médio de -7,08 ‰; É possível notar um desfase nas series de $\delta^{13}\text{C}$ entre os anos 1395 A.P e 1450 A.P., que pode ser atribuído à diferenças nos modelos cronológicos desenvolvidos, dado que a amostra PAL4 apresenta melhor refinamento e densidade de datações (Fig. 6.5). De modo geral, os valores absolutos e o intervalo de variação do sinal isotópico são coerentes em relação a outros trabalhos em espeleotemas desenvolvidos na mesma região (VAN BREUKELLEN et al., 2008; REUTER et al., 2009) confirmando o sinal climático nos registros desenvolvidos pelo presente trabalho.

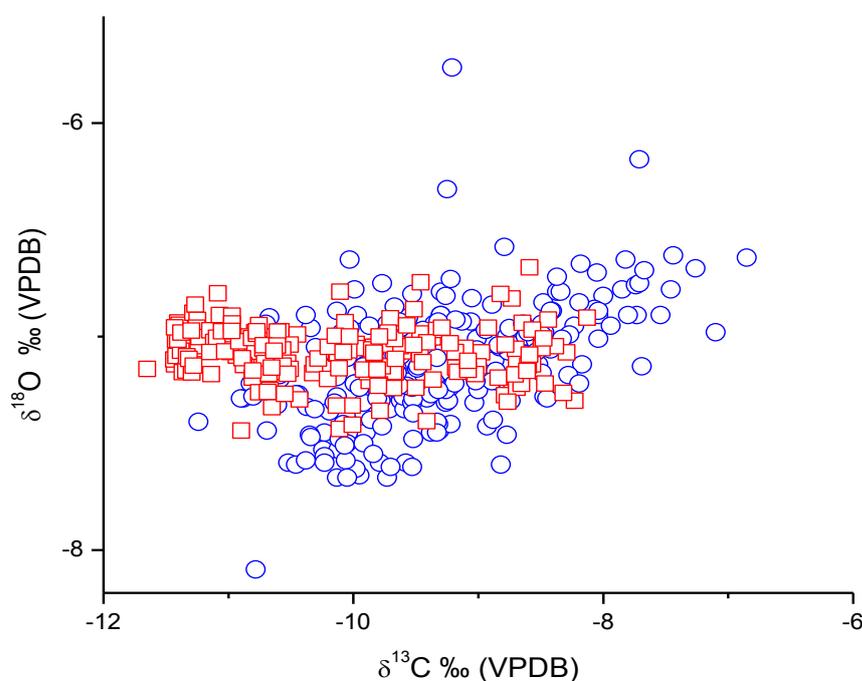


Figura 6.6 - Correlação entre os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nas amostras PAL3 (quadrados vermelhos) e PAL4 (círculos azuis).

As razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ nas amostras PAL3 e PAL4 são interpretadas como função da atividade do MSA como foi anteriormente discutido e demonstrado em trabalhos anteriores desenvolvidos ao longo dos Andes orientais (BIRD et al., 2011; VUILLE et al., 2012; KANNER et al., 2013). O espeleotema PAL4, apresenta valores enriquecidos de $\delta^{18}\text{O}$ (~ -6.8 ‰) refletindo baixa intensidade do MSA entre 410e 570 D.C. seguido por uma intensificação no MSA entre os anos 580 e 720 D.C. sendo confirmado pelos valores mais fracionados de $\delta^{18}\text{O}$ (~ -7.46 ‰). Entre os anos 720 e 820 D.C. os valores de $\delta^{18}\text{O}$ ficam

enriquecidos ($\sim -6.6 \text{ ‰}$) e são seguidos por outro decréscimo nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ referentes ao período entre 820 - 920 D.C. ($\sim -7.46 \text{ ‰}$). A Anomalia climática Medieval abrange o período entre ~ 920 e 1200 A.D. e apresenta os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais enriquecidos documentados em todo o registro, representando um período de diminuição da atividade da Monção. Durante a ACM encontramos uma estrutura de dois picos na série de dados, estes são observados como eventos de escala decadal (30 anos de duração) e centrados a ~ 934 ($\sim -6.3 \text{ ‰}$) e ~ 1039 D.C. ($\sim -5.8 \text{ ‰}$) correspondendo ao mesmo tempo a maior variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em todo o registro. O período de transição entre a ACM e a PIG (~ 1200 a 1350 D.C.) apresenta valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ correspondentes a -7.1 ‰ e caracterizado por uma variabilidade decadal. A PIG é caracterizada por um substancial incremento na atividade do MSA correspondente ao período entre ~ 1350 a 1830 D.C., atingindo os valores mais baixos entre os anos 1400 e 1593 D.C. (-7.6 ‰). (Fig. 6.5).

A construção do registro isotópico dos Andes Bolivianos foi mais complexa do que o praticado para os registros peruanos. Devido às condições próprias das cavernas, não foi possível de encontrar registros contínuos que cobrissem totalmente o período de tempo. Para isso, foi necessário juntar vários registros. No caso dos últimos 1400 anos, os 3 espeleotemas que foram utilizados apresentaram covariação entre o mesmo range de valores isotópicos do $\delta^{18}\text{O}$. Já para os valores de $\delta^{13}\text{C}$ os resultados foram diferentes entre as amostras escolhidas (Fig. 6.7). A correlação entre estes sinais isotópicos para cada espeleotemas BOTO3 e BOTO10 foi bastante significativa ao longo do registro, 0,5, e 0,55, $p < 0,001$, no entanto a mesma correlação para o espeleotema BOTO7 foi significativamente baixa 0,06; $p < 0,001$. (Fig. 6.8). As interpretações das covariações poderiam indicar influência de fracionamento cinético na deposição do carbonato. No entanto, as semelhanças nos sinais dos isótopos de oxigênio entre as amostras com modelos cronológicos diferentes e coletados em diferentes lugares da caverna revelam que o maior forçante das variações de $\delta^{18}\text{O}$ estão ligadas as variações climáticas externas. Sendo que, se o fracionamento cinético estiver presente, cada amostra apresentaria valores e variações diferentes.

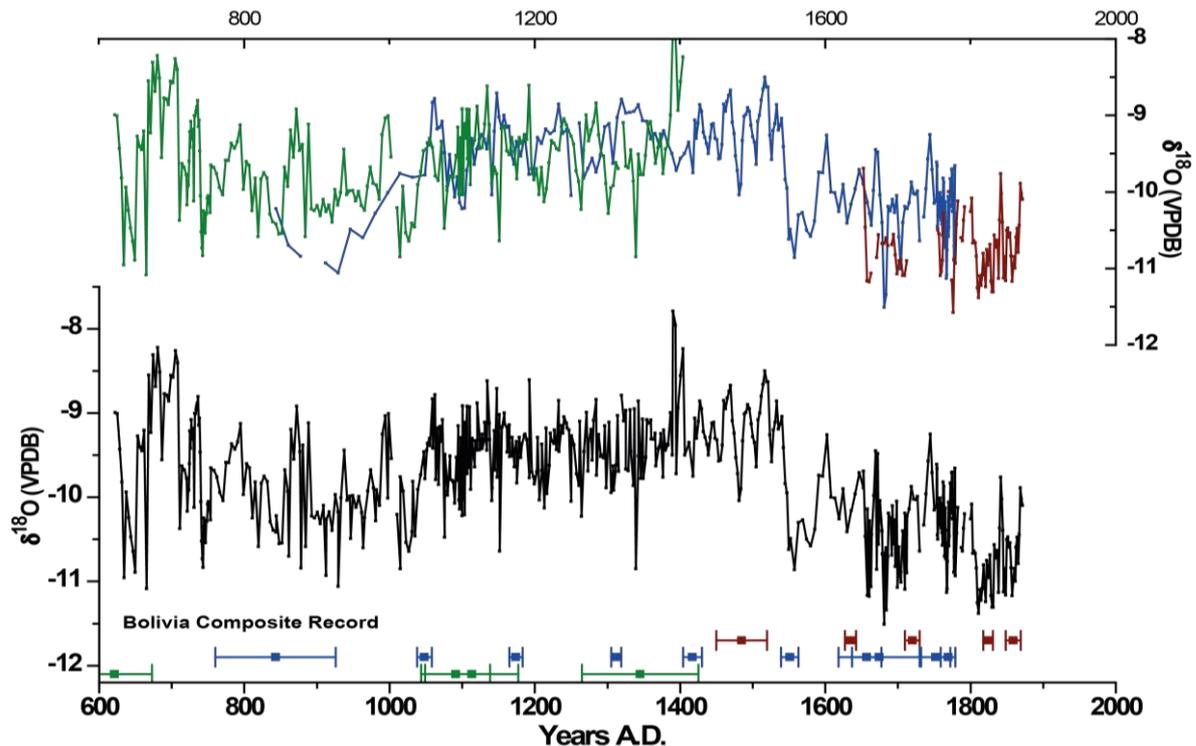


Figura 6.7 - Series temporais dos perfis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ (painel superior) obtidos a partir dos espeleotemas bolivianos Boto3 (Linha azul) Boto 10 (Linha vermelha) e Boto7 (Linha verde). A serie temporal composta do registro de $\delta^{18}\text{O}$ é apresentada no painel inferior (Linha preta).

Os registros de $\delta^{18}\text{O}$ para o último milênio mostraram variações de tipos interanuais até seculares. Após a conferência do sinal isotópico e deduzindo que não apresentam problemas de reprodutibilidade (ditos valores também foram conferidos com um trecho de outra amostra BO1). Estes registros amostraram potencial para serem agregados em uma série isotópica única para as análises estatísticas posteriores. A série composta ou "Composite" está representada na figura 6.7, onde podemos observar o resultado em função das séries originais. Os valores isotópicos para a reconstituição dos últimos 1400 anos das chuvas bolivianas, da série composta dos registros isotópicos, apresentou valores médios de $-9,8\text{‰}$ como razões máximas e mínimas de $-7,79$ e $-11,51\text{‰}$ respectivamente. No entanto os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apresentaram valores médios de $-2,33\text{‰}$, com máximo de $-2,52\text{‰}$ e mínimo de $-5,54\text{‰}$. No total as variações de $\delta^{18}\text{O}$ para o período de estudo apresenta valores próximos a 3‰ o que representa redução significativas nas precipitações, especialmente em uma região tão árida como a Boliviana. Durante o período entre ~ 667 e 710 A.D. os valores mais positivos de $\delta^{18}\text{O}$ confirmam uma importante redução nas chuvas da região, no entanto para entre os anos 1500 e 1600 D.C. foi possível encontrar um salto no sinal de $\delta^{18}\text{O}$ para valores mais negativos, representando uma mudança de estado médio do clima e apontando para um

período de incremento de umidade encontrado até o final de nosso registro. Posteriormente a este evento, outros indicadores da região que apresentam registros até o período atual apontam para condições atuais mais áridas, tais como os obtidos nos anéis de arvores (MORALES et al., 2013) ou geleiras (THOMPSON et al., 2013)

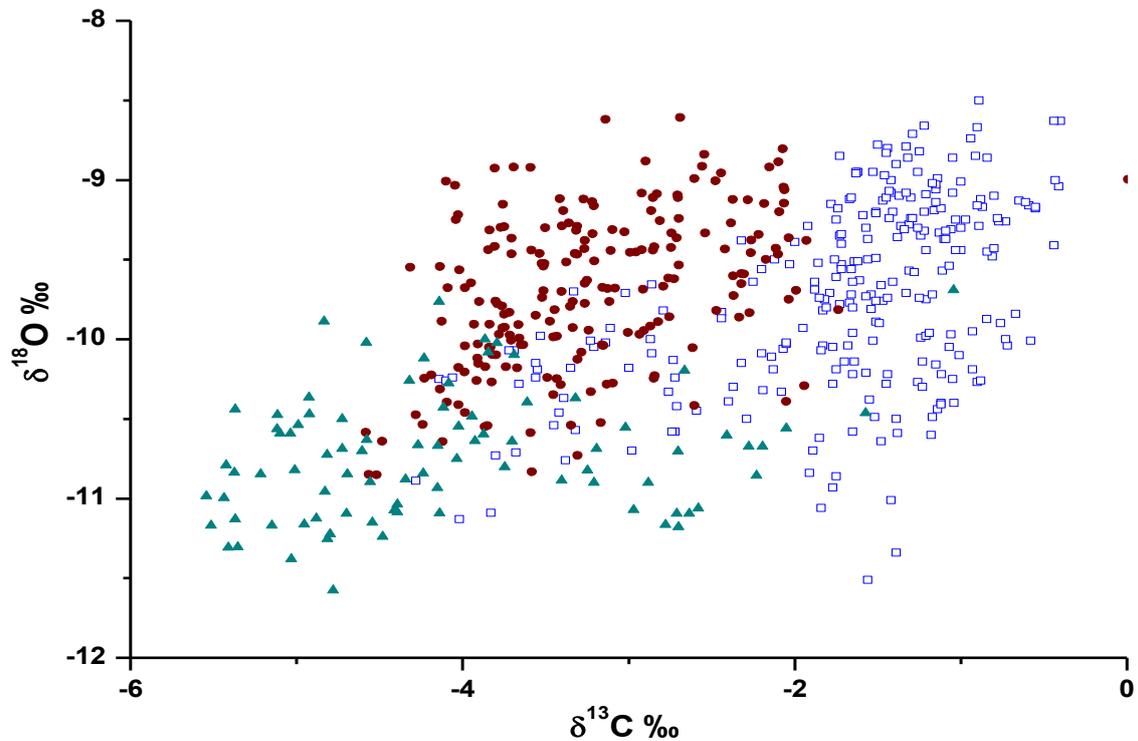


Figura 6.8 - Correlações entre os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nas amostras Boto3 (pontos vermelhos), Boto7 (pontos azuis) e Boto10 (pontos margenta).

A Anomalia climática medieval, não apresenta variações abruptas no registro isotópico da Bolívia como foi encontrado nos registros Peruanos, No entanto, durante a Pequena Idade do Gelo, encontramos um aumento da umidade na região, o que reforça o PIG como um evento global de magnitude significativa na America do Sul. Por outro lado, é preciso mencionar que esta variação tem sido mais abrupta nos Andes Bolivianos que em outras partes dos Andes. Comparações com outros registros de espeleotemas da região Sul da MSA como a caverna Cristais (TAYLOR et al., 2010) indicam que o evento teve sinal semelhante nesta região do continente. Discutiremos melhor estes resultados e interpretações mais adiante.

6.1.3 Interpretação do sinal isotópico das águas meteóricas na região nor Peruana dos Andes Orientais

O sinal isotópico da água de chuva na região Andina tem sido discutido na seção 4.2 do presente trabalho, onde se fez uma revisão do estado do conhecimento da interpretação do sinal isotópico da água de chuva nos Andes baseados principalmente em resultados de modelagens. Poucas informações de dados medidos in situ existem na região oriental dos Andes peruanos, neste sentido o trabalho de monitoramento das águas meteóricas nesta região permitem entender e melhorar a interpretação deste parâmetro para depois ser analisados nos espeleotemas e realizar uma adequada reconstrução paleoambiental.

Os dados analisados das águas meteóricas (chuva, rio e gotejamento) obtidos de 40 amostras outorgaram valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ que brindam interessantes informações para entender os fatores que controlam a variabilidade isotópica das chuvas e também nos espeleotemas. Neste sentido, foi possível construir a linha meteorológica de água local (do inglês Local Meteorological water line LMWL) (Figura 6.9). Se o sinal das chuvas proveem de processos em equilíbrio isotópico estes dados serão semelhantes ao comparar graficamente em relação à Linha de Água Meteorológica Global (Do inglês Global Meteorological Water Line GMWL) definida por Rozanski (1993) dado que os processos de fracionamento isotópico no $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ são os mesmos e apresentam um declive ~ 8 . Como tem sido descrito no capítulo 4.1. se as águas que proveem de fontes que sofriram evaporação os dados serão plotados ao lado direito da GMWL e de maneira oposta se houver condensação.

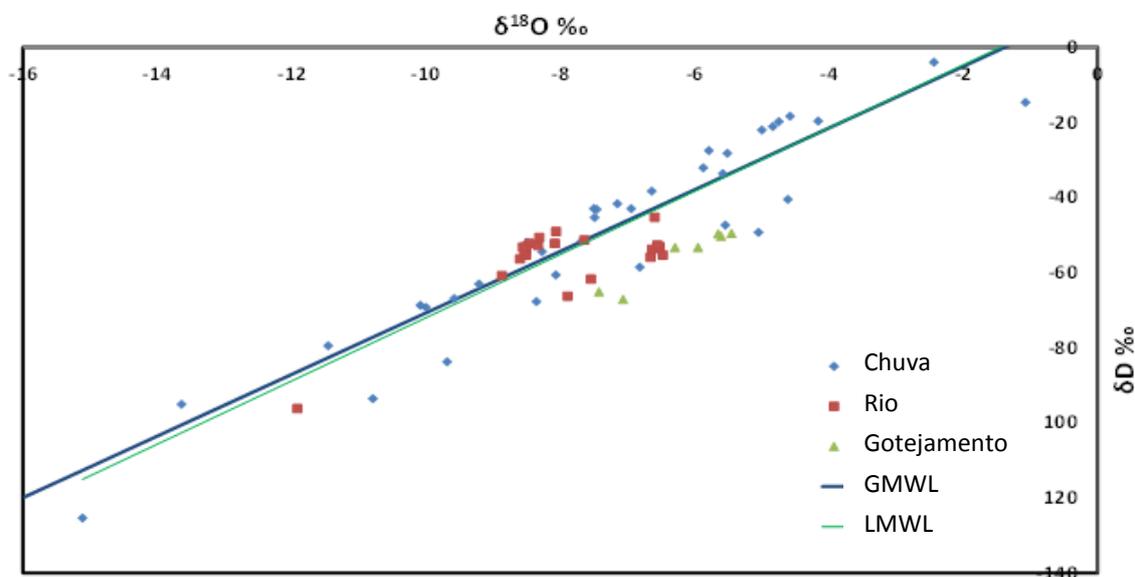


Figura 6.9 - Razões isotópicas de Oxigênio e Deutério das águas meteóricas monitoradas na caverna de Palestina em Rioja – Peru. Na figura encontram se determinadas as Linhas de água meteorológica global (GMWL) e a Local respectivamente (LMWL).

Os dados da LMWL possui um declive de 8.2 o qual é muito próximo da GMWL, isso sugere que a água de chuva apresenta valores próximos ao equilíbrio isotópico da atmosfera. Os dados da água de chuva apresenta valores que vão desde -0,61 a -15,12 ‰, estas variações acompanham os dados sazonais das chuvas na região como se pode observar na Figura 6.10. No entanto, ao relacionar o parâmetro da quantidade de chuva com o sinal isotópico obtido das amostras, podemos encontrar que só explica o 30% da variabilidade isotópica encontrada. Porém, influências adicionais referidas ao grau das precipitações da bacia Amazonia e ao diferentes origens da água da chuva em escala sazonal poderiam explicar o restante da variabilidade.

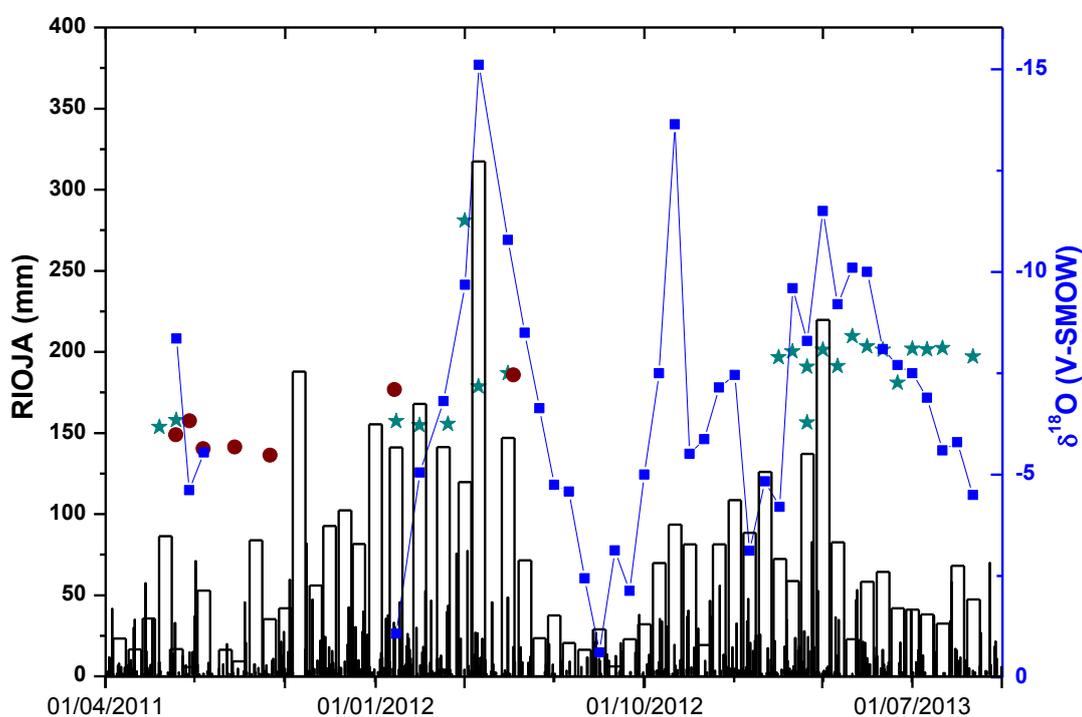


Figura 6.10 - Razões isotópicas de Oxigênio (pontos azuis) em relação as medições de chuva na estação pluviométrica de Rioja (Barras pretas =precipitação diária, barras brancas = precipitação mensal). Os pontos verdes e vermelhos representam as razões isotópicas das águas do rio e gotejamento respectivamente.

Durante a temporada de verão austral, um percentual maior de massas de ar isotopicamente empobrecidas ou mais negativas, e originárias do Oceano Atlântico são transportadas ao longo de toda a bacia amazônica até chegar ao local caverna. Estas massas de ar mais distais são afetadas pela perda de isótopos pesados durante períodos de forte atividade convectiva sobre a região de núcleo da Monção Sul Americana durante o verão. Durante o inverno austral, o local da caverna apresenta precipitações episódicas que correspondem aos 36% da precipitação total anual. As origens destas precipitações parecem se caracterizar como precipitação tropical residual e associada com uma diminuída atividade convectiva da

nuvem o que reduz a perda dos isótopos pesados outorgando valores menos negativos durante o inverno. Esta diferença dos sinais isotópicos pode ser ainda evidenciada ao calcular as trajetórias reversas dos ventos usando a ferramenta HYSPLIT (http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php), os quais mostram claramente as origens diferentes das massas de ar que chegam até a região da caverna durante o verão e inverno (Figura 6.11).

A água de chuva apresenta grandes variações nas razões isotópicas em comparação com os resultados obtidos para as águas de rio (de -6,47 até -11,9 ‰, n=22) e do gotejamento (de -5,42 até -7,42 ‰, n=7). O valor isotópico promedio da calcita dos espeleotemas da região apresentam valores de -7,1 ‰ (VPDB) o qual é consistente com os valores médios obtidos para a água do rio (-7,9 ‰ VSMOW) e águas de chuva (-6,73 ‰ VSMOW).

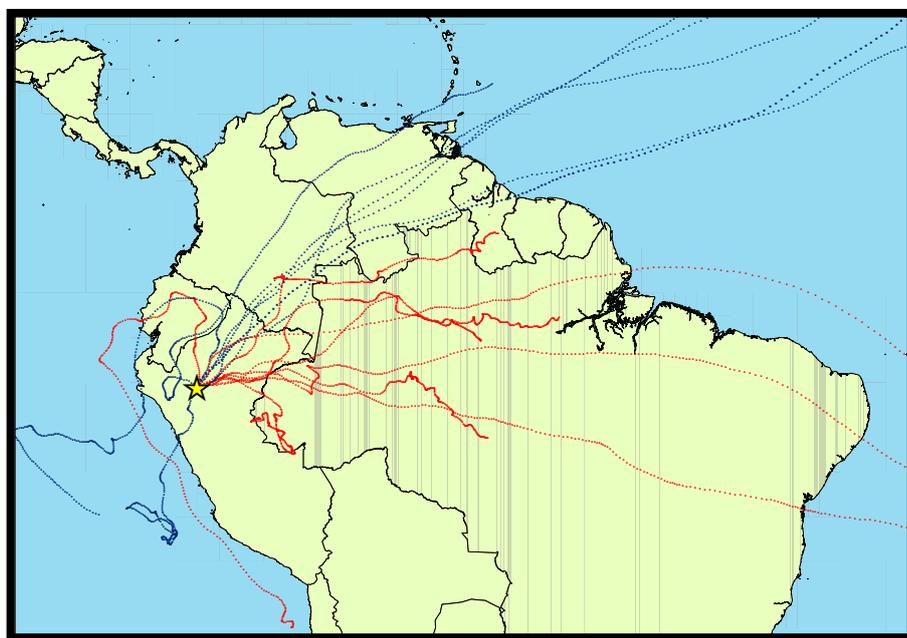


Figura 6.11 - Trajetoria dos ventos que aportam umidade na região da caverna Palestina em Rioja – Perú. As Linhas de cor azul representam os fluxos dos ventos e umidade durante o verão e as linhas vermelhas durante o inverno respectivamente.

A limitada variação dos valores isotópicos na água do rio e no gotejamento indica atenuação do sinal isotópico sazonal das precipitações devido principalmente a mistura das águas meteóricas durante a recarga do aquífero. Esse efeito poderia ser governado pelas variações na carga hidráulica em dependência da intensidade das chuvas na região, como é sugerido pelos valores extremos de $\delta^{18}\text{O}$ obtido na água de rio em relação aos eventos chuvosos registrados nos dados pluviométricos. Neste sentido, intensa recarga durante a estação úmida ou durante a Monção Sul Americana é o mecanismo que governa a infiltração da água e gotejamento dentro da caverna permitindo a deposição de calcita e transmitindo o sinal isotópico da intensa recarga das chuvas nos espeleotemas.

7 INTERPRETAÇÃO PALEOCLIMÁTICA DO SINAL ISOTÓPICO NOS ESPELEOTEMAS DOS ANDES ORIENTAIS

7.1 MONÇÃO SUL AMERICANA: TENDÊNCIA, VARIABILIDADES E IMPACTOS NA PALEOPLUVIOSIDADE DOS ANDES ORIENTAIS DURANTE OS ÚLTIMOS 1000 ANOS A PARTIR DE ESTUDOS GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS DOS ESPELEOTEMAS

Para a descrição paleoclimática dos registros gerados é preciso separar as informações segundo as áreas de estudo, sendo assim necessário discutir os registros de forma independente. Uma breve conclusão do clima em escala continental será desenvolvida juntando as informações, ao final do capítulo e de forma resumida, com intuito de melhorar a compreensão do clima na escala temporal citada.

7.1.1 Variabilidade hidroclimática da Bacia Amazônica ocidental norte, no sopé dos Andes, no Peru, durante os últimos 1.600 anos

O registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas da caverna Palestina é interpretado como um proxy da intensidade da MSA permitindo reconstruir atividade do sistema com ~5 anos de resolução temporal durante os últimos 1600 anos. Podemos encontrar dois grandes períodos de variabilidade do clima dentro deste registro: A Anomalia Climática Medieval (ACM; 900-1200 A.D.) e a Pequena Idade do Gelo (PIG 1400 -1850 A.D.) os quais foram reconhecidos como períodos de diminuição e aumento de atividade MSA respectivamente (BIRD et al., 2011; VUILLE et al., 2012; KANNER et al., 2013; APAÉSTEGUI et al., 2014). Uma comparação regional dos registros paleoclimáticos desenvolvidos nos Andes é mostrada na figura 7.1, onde podemos observar uma coerência regional entre os dados do isótopo do Oxigênio. Mesmo considerando matrizes diferentes (registros glaciais, sedimentos lacustres e espeleotemas), estes refletem um sinal semelhante referente à intensidade da MSA.

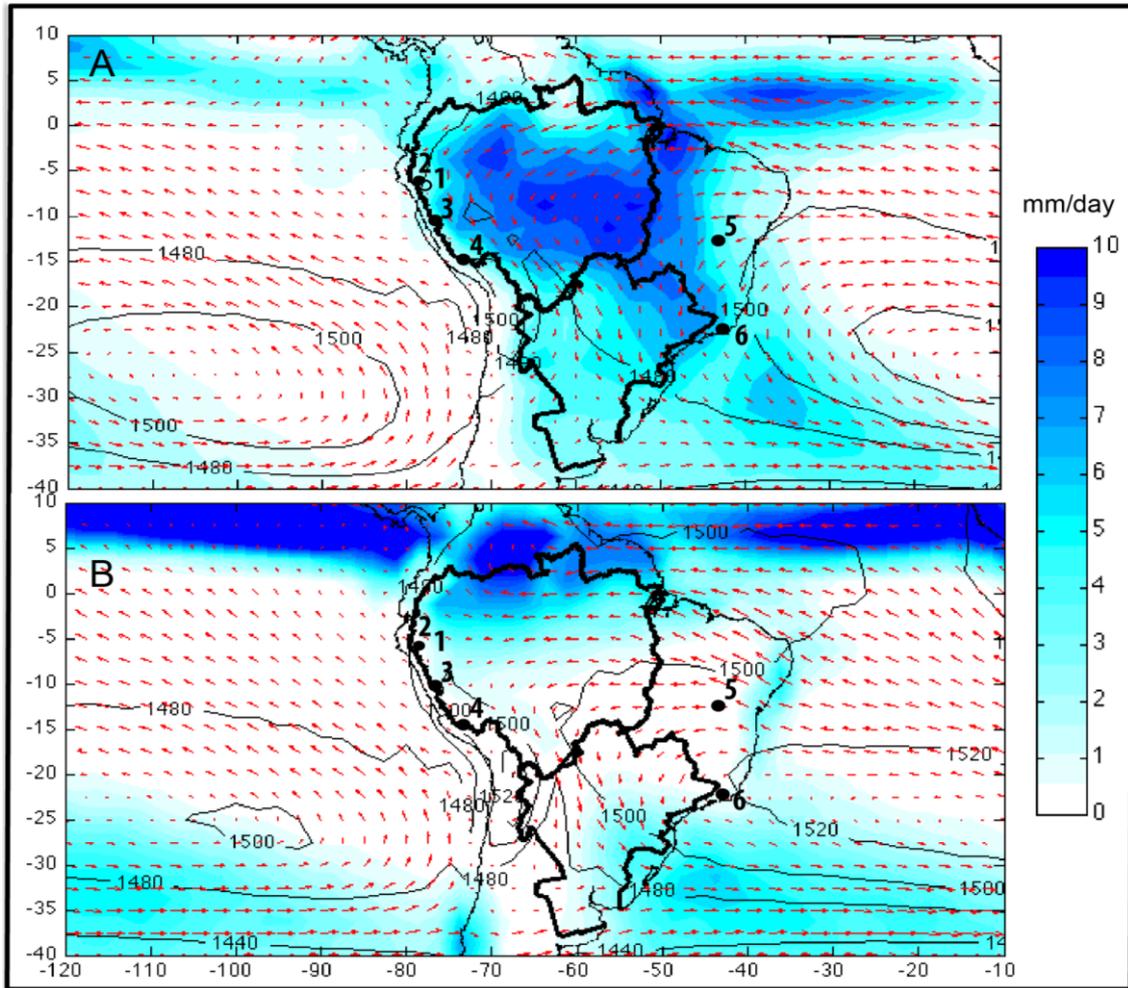


Figura 7.1 - Mapa de precipitação diária (ERA-40) e ventos a 850 Hpa para condições de verão (a) e inverno (b). Os números representam a localização de outros *proxies* desenvolvidos para o último milênio na América do Sul: 1) Caverna Palestina; 2) Caverna Cascayunga; 3) Lagoa Pumacochas; 4) Gelera de Quelccaya; 5) Caverna Diva de Maura; 6) Caverna Cristais.

Uma comparação mais minuciosa dos registros Andinos mostra algumas diferenças e semelhanças entre os *proxies* analisados. Em particular, o registro de Pumacochas (BIRD et al., 2011) (Fig. 7.2c) apresenta uma relação robusta de tempo, magnitude e variabilidade com o registro da Palestina, demonstrando que as variações no estado do MSA tem significância regional. No entanto, algumas diferenças são evidentes entre os registros para os períodos entre 413 a 818 A.D. Elas podem ser atribuídas a incertezas na cronologia, uma vez que as datações com radiocarbônicas são menos precisas e ao mesmo tempo menos frequentes no final do registro de Pumacochas. Para os últimos 900 anos, o registro de espeleotemas de Cascayunga (REUTER et al., 2009) reconstrói variações similares nas tendências da série de $\delta^{18}\text{O}$ da Palestina (Fig. 7.2b). Algumas diferenças entre estes registros aparecem durante o período de PIG. Enquanto os registros de Palestina e Pumacochas apresentam uma fase úmida e continua durante todo o período da PIG, Cascayunga apresenta um período seco entre 1480

a 1550 A.D. Neste caso, diferenças locais entre as duas cavernas poderiam explicar estas divergências nos sinais de $\delta^{18}\text{O}$. Sendo que o espeleotema da Palestina está melhor detalhado cronologicamente que o registro de Cascayunga. No caso do registro da Geleira Quelccaya (THOMPSON et al., 1984) ocorrem variações similares de aumento e diminuição do sinal de $\delta^{18}\text{O}$ que está associado à MSA durante PIG e ACM respectivamente. Tal comportamento confirma a interpretação climática do *proxy* em questão ($\delta^{18}\text{O}$) como traçador da MSA, apesar das incertezas cronológicas e a definição dos eventos.

Comparando com outros proxies de alta resolução da MSA localizados fora dos Andes, verificamos que eles também apresentam variações semelhantes nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 7.3c). No Sudeste do Brasil, o registro de espeleotema da caverna Cristais apresenta uma intensificação abrupta da Monção durante o período correspondente a Pequena Idade do Gelo, mas com alguma defasagem na ocorrência das precipitações máximas (TAYLOR, 2010; VUILLE et al., 2012). Verificamos que a intensificação da MSA neste registro começa durante o século XVII, aproximadamente 100 anos depois da ocorrência no registro de Palestina. Estas diferenças coincidem com trabalhos anteriores que revelam que a PIG é um evento assíncrono na América do Sul (RABATEL et al., 2008). Já para o período da Anomalia Climática Medieval, os registros de espeleotemas dos Andes apresentam diminuição da MSA, no entanto o registro da caverna Cristais, não apresenta variação significativa, sugerindo mudanças dos padrões espaciais das chuvas na América do Sul para este período, indicando condições secas no norte da América Tropical e situações normais na mesma região.

A comparação entre o registro da caverna Palestina com o registro de espeleotemas da região Sudoeste da Bahia, no Nordeste Brasileiro (Fig. 7.3a, NOVELLO et al., 2012), sugere diminuição das precipitações relacionadas com a Monção durante a ACM. Sendo coerente e sincrônico com o registro dos Andes, que reflete condições semelhantes para este período de tempo. Já para o período referente a PIG, os registros de Palestina e Bahia, apresentam comportamentos inversos, MSA intensifica-se nos Andes e diminui no registro da caverna Diva de Moura. O mecanismo climático proposto pelo trabalho de Novelo et al. (2012) para explicar a antifase entre os registros, refere-se ao incremento da intensidade das circulações em altos níveis. Este comportamento climático é produzido com a liberação de calor latente gerado pelas precipitações da MSA na Amazônia, desenvolvendo uma célula chamada Alta da Bolívia. Em teleconexão com o aumento da intensidade da Alta da Bolívia se intensifica a subsidência dos ventos na área do cavado do Nordeste, reduzindo as precipitações na área.

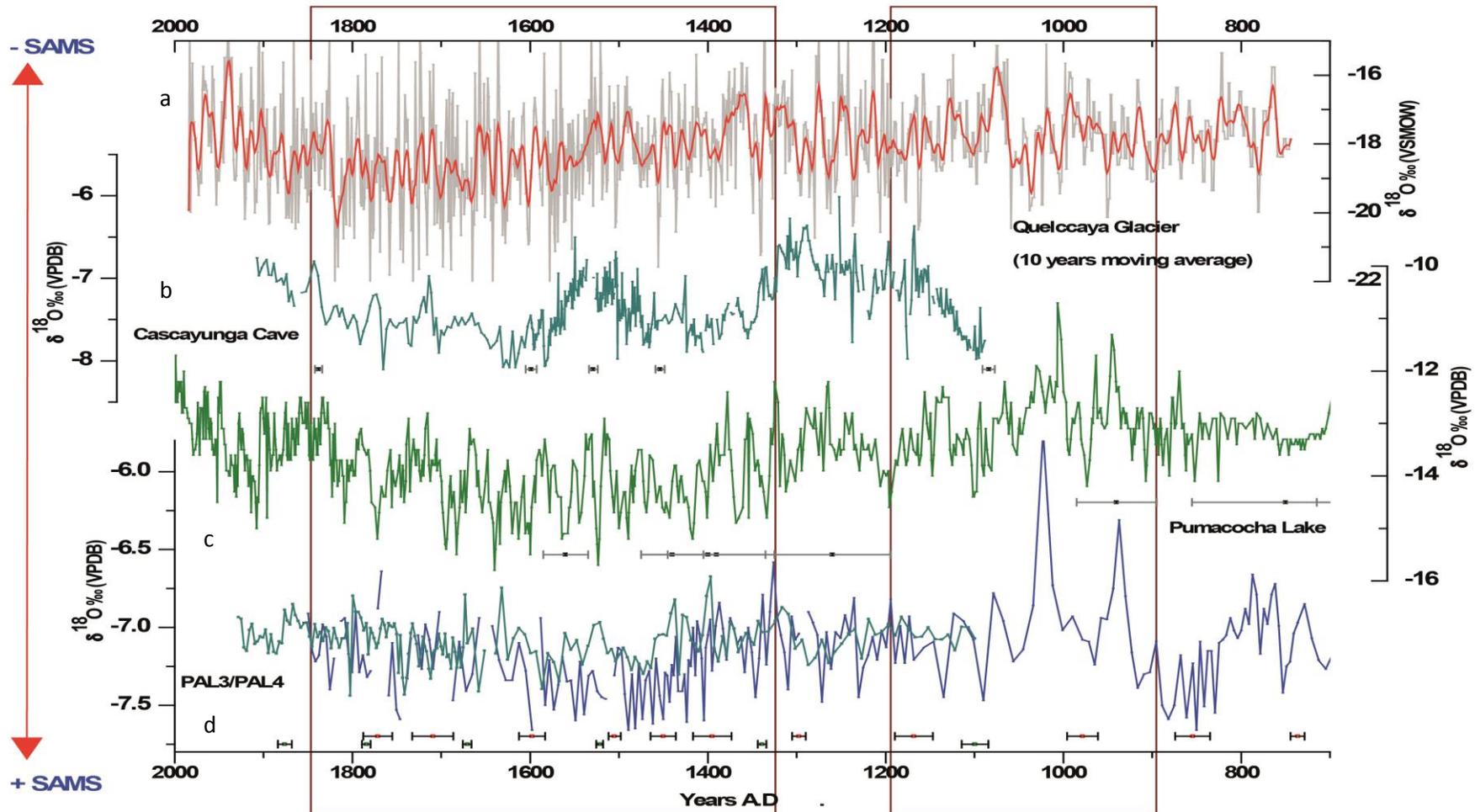


Figura 7.2 - Comparação entre os registros isotópicos produzidos ao longo dos Andes. a) Glaciar Quelccaya (THOMPSON et al., 1986) a linha vermelha representa a média movil de 10 anos de registros; b) Caverna Cascayunga (REUTER et al., 2009); c) Lagõa Pumacochas (BIRD et al., 2012), d) Caverna Palestina. Os pontos com barras de erro representam as datações desenvolvidas para cada registro.

A análise espectral realizada nas séries de $\delta^{18}\text{O}$ da caverna Palestina indicou periodicidades significativas centralizadas em 70, 44, 29, e 10 anos, com intervalo de confiança de 95%. Estas periodicidades variam significativamente em relação à intensidade do MSA. Como mostramos na figura da análise de ondeletas na série isotópica de Palestina, (Fig. 7.5d) durante a ACM uma frequência relativamente baixa é observada e centralizada em aproximadamente 70 e 48 anos. Já no período de transição entre a PIG e ACM após 1200 A.D., a periodicidade de 48 anos é mantida e o sinal de baixa frequência diminui, aparecendo uma alta variabilidade em torno de 10 anos. Durante a PIG, são encontradas periodicidades de alta significância estatística ao redor de 8, 16 e 32 anos, estes ciclos são persistentes entre os anos 1600 e 1850 A.D. No entanto, a banda de periodicidades entre 60 e 80 anos aparece novamente para este último período.

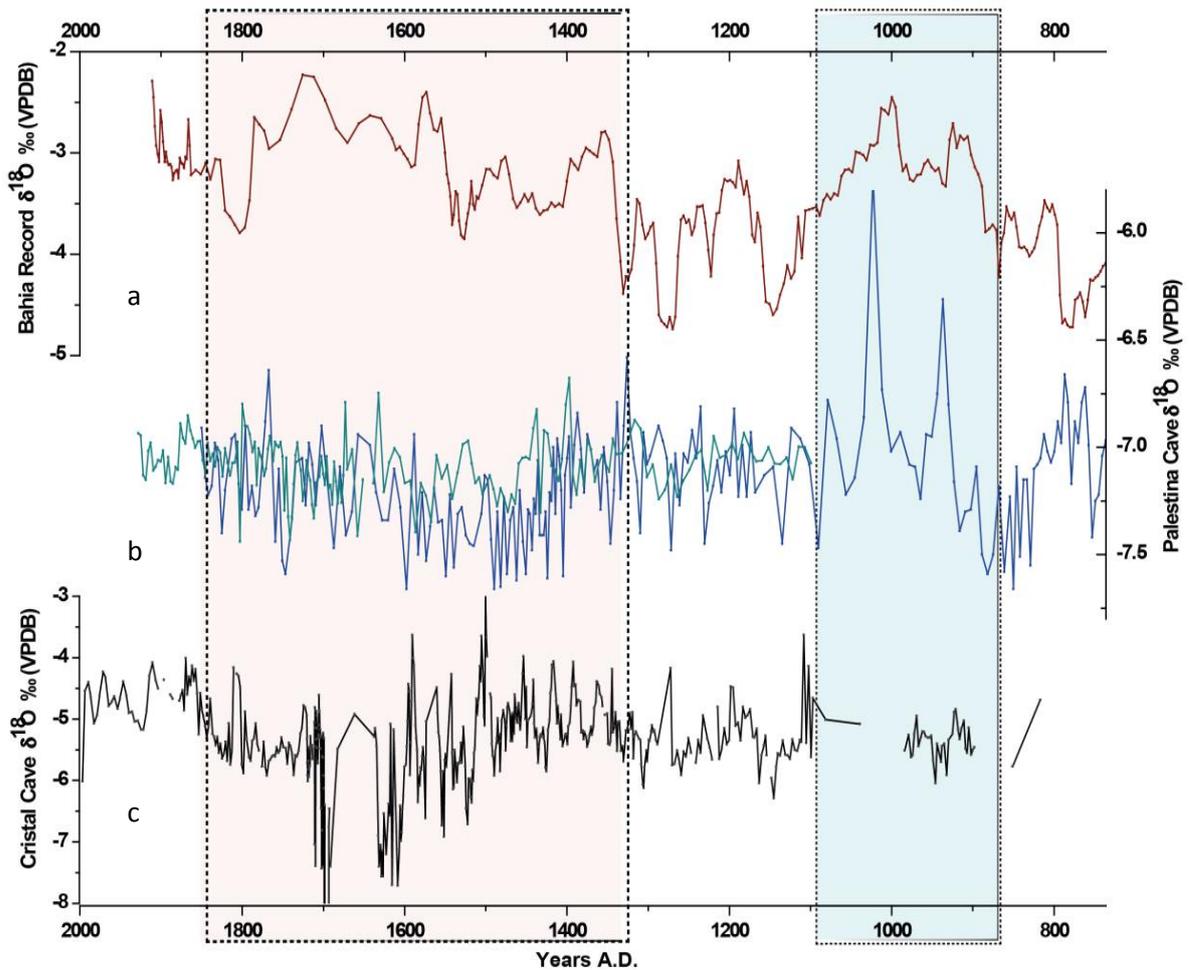


Figura 7.3 - Comparação entre os registros isotópicos produzidos fora da Cordilheira dos Andes. a) Caverna Diva de Moura (NOVELO et al., 2012); b) Caverna Palestina; c) Caverna Cristais (TAYLOR et al., 2010).

Variações na atividade da MSA no último milênio têm sido relacionados com diferentes mecanismos associados às variabilidades dos Oceanos Pacífico e Atlântico (MOY et al., 2002; CONROY et al., 2008; MANN et al., 2009; REUTER et al., 2009; BIRD et al., 2011; NOVELLO et al., 2012; VUILLE et al., 2012; GRAHAM et al., 2010). Já o possível mecanismo que tenta explicar mudanças significativas nas condições médias do clima durante o último milênio, como no caso dos eventos ACM e PIG, devem ser testados de acordo com a disponibilidade dos proxies desenvolvidos para América do Sul neste período. Durante a ACM, e baseados nestes registros, tem-se deduzido condições médias no Oceano Pacífico apresentando situações do tipo La Niña (COBB et al., 2003; CONROY et al., 2008; MANN et al., 2009; GRAHAM et al., 2010) e assim mesmo, condições do tipo El Niño (MOY et al., 2002; THOMPSON et al., 1996, 2013) com intuito de explicar variações hidroclimáticas e teleconexões na América do Sul.

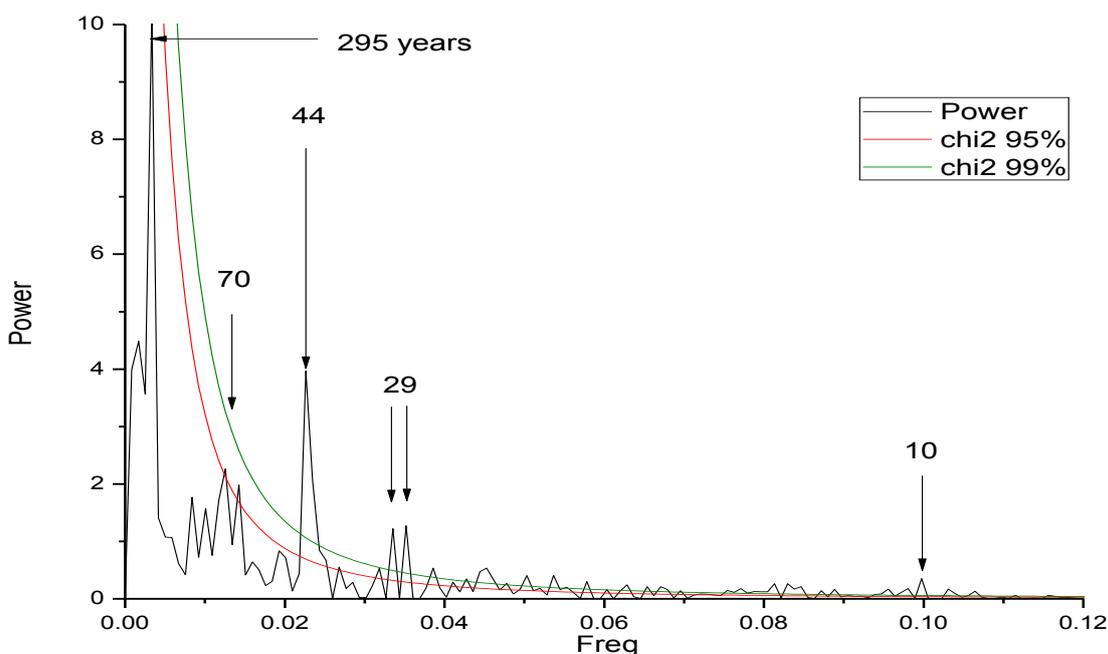


Figura 7.4 - Análises espectral (redfit) da série isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ da caverna Palestina.

Segundo os padrões modernos de variabilidade nas precipitações no lado nordeste da Amazônia, entende-se que condições secas são excepcionalmente referidas a episódios do tipo “El Niño” enquanto eventos de chuvas intensas são referidos a “La Niña” (ESPINOZA et al., 2011, 2012). Nesse caso, se o fenômeno ENSO do tipo “La Niña” é o principal modulador para mudanças no clima durante a ACM, padrões em teleconexões sugerem que teríamos aumento de precipitações tanto na área da Caverna Palestina como no Nordeste Brasileiro. No entanto, encontramos diminuição das precipitações nos registros de Palestina e Bahia ao

mesmo tempo em que o registro da caverna Cristais no Sudeste do continente não apresenta variações abruptas na série de $\delta^{18}\text{O}$ sugerindo não ter havido mudanças no regime de precipitações em relação ao período de estudo. Estas diferenças sugerem que durante a ACM a variabilidade interanual relacionada ao Oceano Pacífico, não desenvolve um papel dominante com relação ao regime de precipitações.

A região Oeste da Amazônia é especialmente sensível à mudança nas variações de temperatura superficial do mar das regiões tropicais do Atlântico. As precipitações nestas regiões diminuem ao mesmo tempo em que anomalias positivas de temperaturas são observadas na porção Norte do Atlântico Tropical (ESPINOZA et al., 2011, 2012). Existem evidências que apontam para anomalias positivas do Atlântico Tropical Norte durante a ACM (KEIGWIN et al., 1996), registros que mostram situações particularmente quentes do Atlântico Tropical Norte e apresentam padrões similares aos observados durante fases positivas da OMA ou OAN (FENG et al., 2008; TROUET et al., 2009). Em relação ao MSA existem indicações evidenciando que situações positivas da OMA podem levar a reduções na intensidade da MSA em escalas de tempo multidecadais, em função de uma posição mais ao Norte da ZCIT (CHIESSI et al., 2009; STRIKIS et al., 2011; BIRD et al., 2011; NOVELLO et al., 2012).

Periodicidades observadas no registro isotópico de Palestina destaca a influência multidecadal ao longo da ACM, em concordância com a assinatura de frequência de 65 anos obtida em modelos e dados instrumentais referentes ao modo AMO (KNIGHT et al., 2006) (Fig. 7.5d). Neste sentido, as comparações com o índice reconstruído AMO publicado por Mann et al. (2009); (Fig. 7.5a) apresentam comportamento semelhante ao registro Palestina (Fig. 7.5b). Uma fase positiva persistente do índice durante o período correspondente da ACM, mostrando também a mesma estrutura de pico duplo com algum desfasagem entre as séries, é encontrado no registro. Isto sugere que a variabilidade hidroclimática durante a ACM pode ser explicada por interações entre os oceanos Pacífico e Atlântico, que afetam a distribuição das precipitações sobre a América do Sul. Por outro lado, teleconexões modernas confirmam que períodos de diminuição de precipitações na região norte da Bacia Amazônica, estariam preferencialmente relacionados com a variabilidade do Atlântico Norte (ESPINOZA et al., 2012, 2013; HAM et al., 2013).

Registros do Lago Pumacocha e da caverna Palestina nos Andes orientais, bem como o registro de cavernas do Nordeste do Brasil apresentam a estrutura de pico duplo durante a ACM que pode ser expressa por valores enriquecidos em $\delta^{18}\text{O}$. Isto representa uma variabilidade coerente no tempo e estrutura da América do Sul durante o período. Além disso,

os eventos úmidos intensos da estalagmite Chaac no México coincidem com esses picos (MEDINA ELIZALDE, 2010), e também com picos de Ti no registro sedimentar de Cariaco, sugerindo que ZCIT foi deslocada para a posição norte (HAUG et al., 2001). A diminuição da umidade transportada pela MSA durante o verão austral e precipitações intensas sobre o hemisfério norte tropical na estação de verão boreal, podem refletir em nossa região, através de alterações de fontes e processos convectivos das precipitações com assinatura enriquecida de $\delta^{18}\text{O}$. e poderia explicar a magnitude do fracionamento observado no registro para aqueles picos duplos.

Os registros de proxies da América do Sul para o período PIG revelaram uma intensa atividade do MSA ao longo dos Andes Leste e o Sudeste da América do Sul, e condições opostas para a região Nordeste. O MSA se intensificou durante o PIG em sincronia com os eventos frios no Hemisfério Norte (por exemplo, GRAY et al., 2006; MANN et al., 2009). Essas condições provocaram a migração em direção ao sul da ZCIT (HAUG et al., 2001; REUTER et al., 2009; BIRD et al., 2011; VUILLE et al., 2012, NOVELLO et al., 2012), como evidenciado pela diminuição nas concentrações de Ti na Bacia Cariaco (HAUG et al., 2001) e uma diminuição significativa no TSM na região do Atlântico Tropical Norte (BLACK et al., 2007). Uma vez que ZCIT serve como fonte principal de umidade para o MSA, uma intensificação coerente deste sistema é deduzida a partir de valores mais negativos $\delta^{18}\text{O}$ em diferentes registros andinos. O Nordeste mostra comportamento inverso na PIG, refletindo condições secas. Estas condições não podem ser associadas ao ENSO, uma vez que é esperado um comportamento em fase entre Norte do Peru e do Nordeste Brasileiro (Fig. 7.6). Este comportamento em antifase, como sugerido por Novello et al. (2012), reflete a intensificação em altos níveis, da Alta da Bolívia em relação à Baixa do Nordeste, uma vez que o aumento das chuvas no MSA seria refletido por um aquecimento e convecção sobre a porção sudoeste da região Amazônica (LENTERS; COOK, 1997). Esse mecanismo tem sido utilizado para explicar a relação oposta entre a precipitação de chuvas no Nordeste e a maior parte da América do Sul tropical em escalas de tempo orbitais (CRUZ et al., 2009).

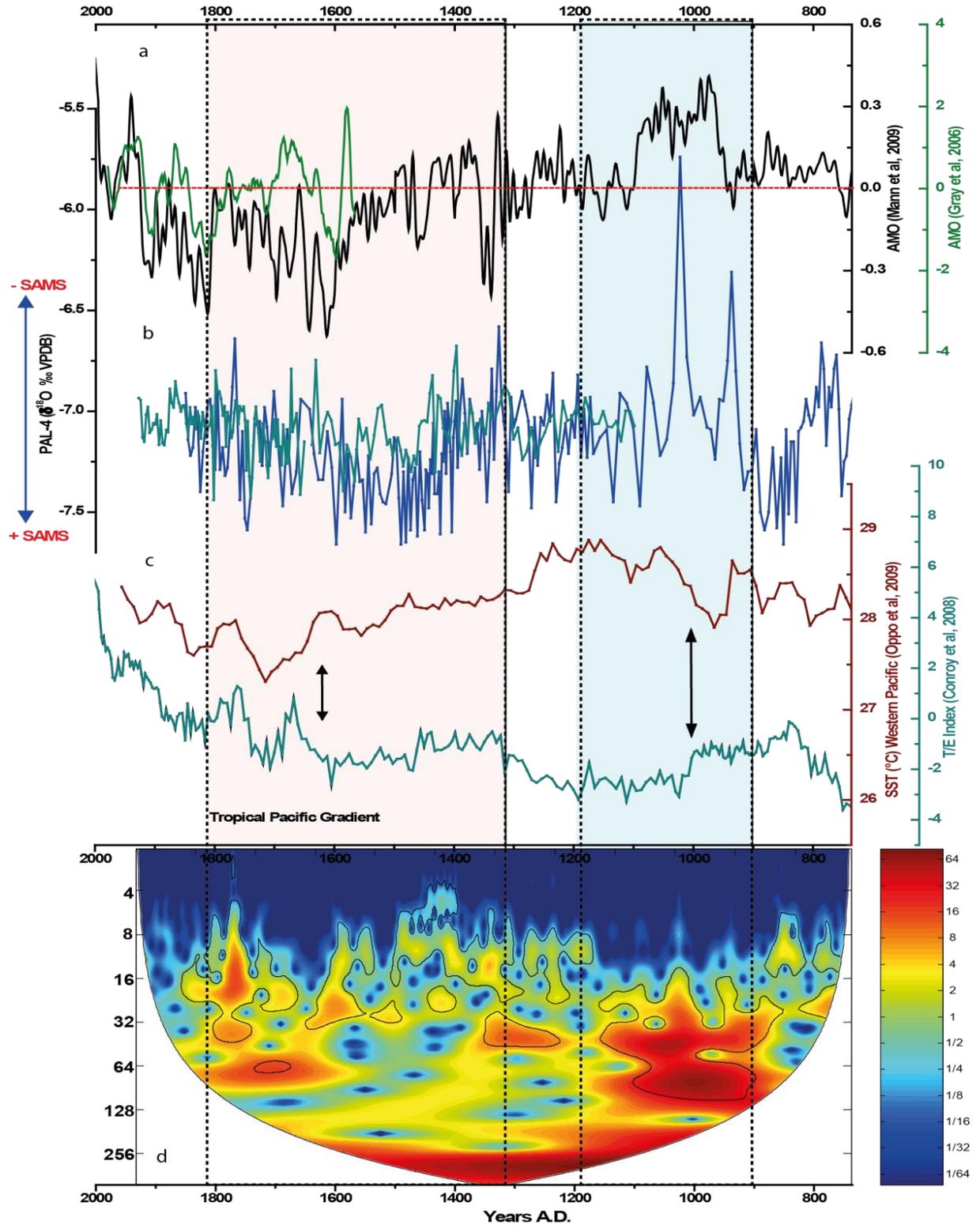


Figura 7.5 - a) Índice da AMO publicado por Mann et al. (2009); b) Registro isotópico da caverna Palestina; c) Gradiente zonal do pacífico reconstruído de Oppo et al. (2009) e Conroy et al. (2008); d) Wavelet análise da série isotópica da caverna Palestina.

A intensificação do MSA também é consistente com o aumento da precipitação no Pacífico Oriental (CONROY et al., 2008) é explicado por uma migração da ZCIT em direção ao sul (NEWTON et al., 2006; SACHS et al., 2009; OPPO et al., 2009). Além disso, a definição do estado médio do Pacífico em relação ao ENSO, com base em gradientes de TSM zonal (Fig. 7.5c), não pode ser corretamente definida durante PIG. A baixa salinidade observada tanto no setor Ocidental (NEWTON et al., 2006) e Oriental do Pacífico Tropical (SIFEDDINE et al., 2008; GUTIERREZ et al., 2009; SALVATECCI et al., 2013), sugerem eventos de chuva nestas regiões, o que faz difícil definir um padrão típico de condições ENOS.

Considerando o registro Peruano em relação ao Nordeste Brasileiro, a intensificação do MSA não pode ser associada em referência ao ENOS, uma vez que a resposta do clima ao ENOS não é significativo na região caverna Palestina (RONCHAIL et al., 2002, ESPINOZA et al., 2011, 2012), ou mesmo oposto entre essas regiões (VERA et al., 2006; GRIMM; ZILLI, 2009). A análise de ondeletas sobre DV2 e registro PAL4 sugere que para o período PIG, as duas partes do continente são regidos por frequências diferentes (Fig. 7.6). Nos Andes Orientais de altas para baixas frequências de 8, a 25 e 60 anos são sobrepostas até o final do período em PAL4 (Fig. 7.6d). Neste momento, no registro de Nordeste, ~ 64 anos é a faixa de frequência mais persistente encontrada neste momento (Fig. 7.6b). Estas frequências observadas em séries $\delta^{18}\text{O}$ podem refletir diferentes mecanismos que regem precipitações nestas regiões durante a PIG comprovando hipótese de interações entre os oceanos Pacífico e Atlântico. A frequência de nove anos foi encontrada em chuvas, e rios da região do Sudoeste da América do Sul (SOAS), e reconhecida como um sinal independente diferente do ENSO, levantando a possibilidade de uma relação com as variações decadais na Oscilação do Atlântico Norte (ROBERTSON; MECHOSO, 1998). Por outro lado, frequências entre ~ 15 e 25 anos é um dos sinais mais enérgicos da Oscilação Decadal do Pacífico onde períodos quentes DOP (El Niño-like) poderiam intensificar o Jato de Baixos níveis ao longo dos Andes (SILVA et al., 2009). No entanto, é difícil separar as influências sobrepostas do Pacífico e do Atlântico, em diferentes escalas de tempo, especialmente quando os dois oceanos promovem e impactam de maneira distinta a frequência das chuvas sobre as áreas continentais.

Reorganização e ajustes nas posições das células de Hadley e Walker nos trópicos, em relação a uma posição mais ao sul da ZCIT, pode promover um aumento na atividade do MSA associado ao jato de baixos níveis ao longo da banda oriental dos Andes (NOGUE'S-PAEGLE; MO, 1997). Baseando-se na climatologia moderna é preciso mencionar que vários casos analisados revelaram que existe um incremento na atividade destes jatos quando

condições do tipo El Niño estão presentes (MARENGO et al., 2004; SILVA et al., 2009). Nesse sentido, condições do tipo ODP (El Niño) como são sugeridas nas frequências obtidas nas análises estatísticas desenvolvidas, poderia explicar as teleconexões entre situações secas no Nordeste e úmidas no SESA. Neste sentido, podemos sugerir que a intensificação do MSA ao longo dos Andes poderia ser explicada por condições no Oceano Pacífico e ajustes na circulação de Walker nos trópicos.

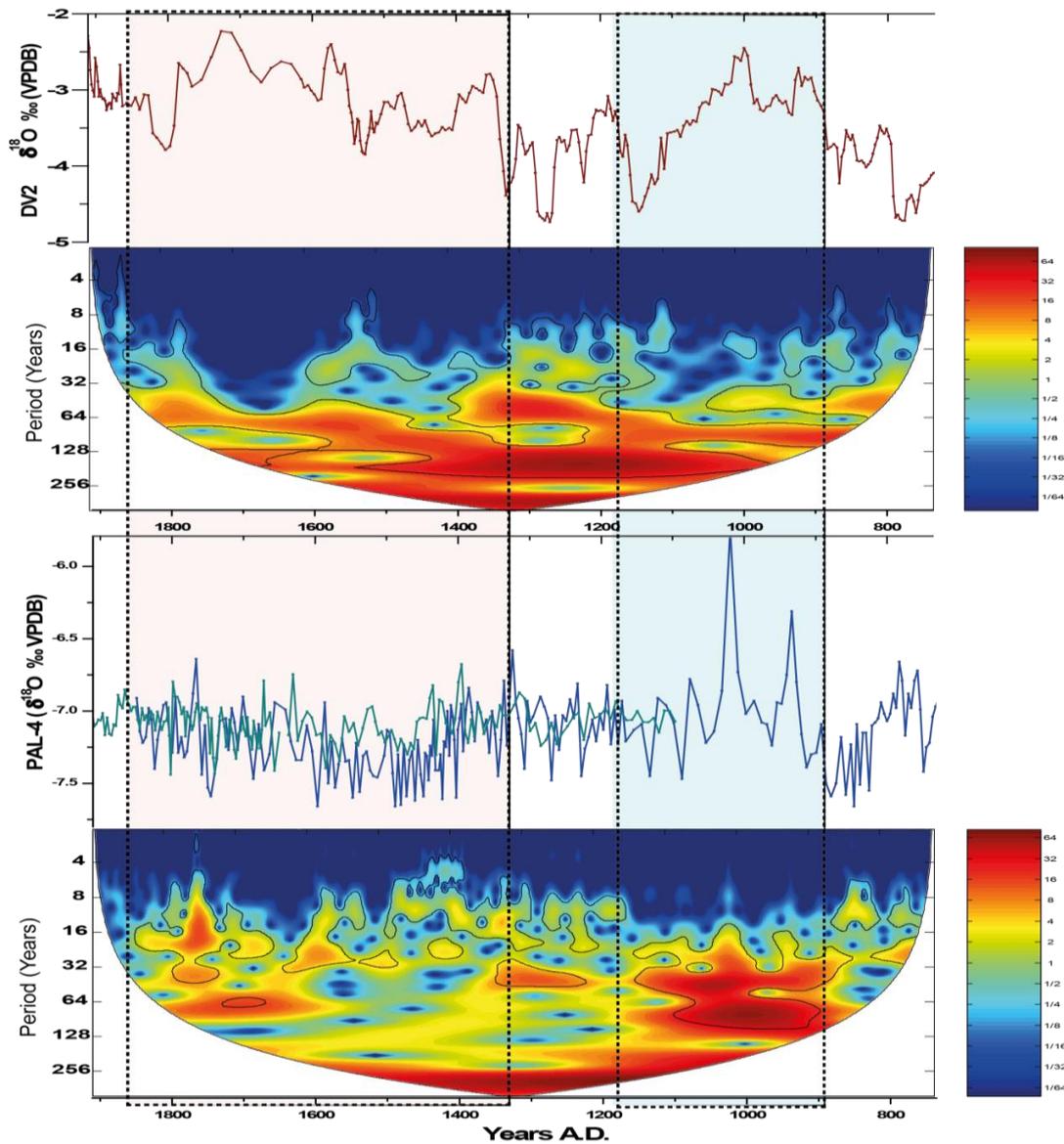


Figura 7.6 - a) Registro Isotópico dos espeleotemas da Bahia (NOVELLO et al., 2012); b) Análise de Wavelet para o mesmo registro; c) Registros Isotópico da caverna Palestina; d) Análise de Wavelet para o mesmo registro.

Conclusão

O registro isotópico da caverna de Palestina revela os detalhes das mudanças na atividade MSA ao longo dos últimos 1.600 anos, confirmando a maioria dos principais resultados de reconstruções paleoclimáticas desenvolvidas nos Andes Orientais. Durante o último milênio, a MSA mostra excursões de redução para aumento da intensidade que são sincrônicas, com grandes períodos globais de mudanças climáticas reconhecidas como ACM e PIG respectivamente. A análise estatística da série de $\delta^{18}\text{O}$ do registro Palestina permite reconhecer ciclos de variabilidade ao longo dos últimos 1600 anos, o que indica que a variabilidade multidecadal (~ 65 anos) é o modo mais proeminente das chuvas para a MSA. Com base em nossos resultados, sugerimos que essa variabilidade multidecadal é em função, principalmente, das mudanças nas fases AMO. Tal mecanismo envolve os gradientes de TSM inter-hemisféricas modulando a posição da ZCIT no Atlântico e a advecção de umidade para a Amazônia e regiões adjacentes. Esta relação sugere que, embora ENSO seja o principal forçante na variabilidade de $\delta^{18}\text{O}$ sobre América do Sul Tropical em escalas de tempo interanual, essa influência pode ser significativamente modulada pela variabilidade climática Oceano Atlântico em escalas de tempo mais longas.

A relação leste - oeste da MSA entre os registros dos Andes Orientais e o Nordeste brasileiro sugere que teleconexões observadas em escalas de tempo orbitais também são válidos para escala secular, como no caso da PIG. Frequências observadas ajudam dissociar os mecanismos que afetam a precipitação nessas duas áreas durante o ACM e a PIG. Periodicidades de 65 anos durante ACM são encontradas nos dois registros, o que sugere que ambas as partes do continente foram afetados pelo mesmo mecanismo que provoca condições secas. Para o período da PIG, as interações de diferentes modos (8, 25, 65 anos periodicidades) trazem uma maior variabilidade no sistema, explicando o aumento da atividade MSA e seu padrão regional. Com base em teleconexões modernas e periodicidades, é plausível dizer que a influência mais forte surge da dinâmica do Oceano Pacífico e sua influência na circulação Walker. Durante o período de transição entre ACM e PIG a atividade vulcânica poderia ser um fator de influência, como observado em outros registros e em concordância com o nosso proxy. As informações geradas ajudam entender melhor o papel da variabilidade climática do Pacífico e Atlântico Multidecadal e sua interação com a intensidade e os padrões regionais do MSA.

7.1.2 Variabilidade hidroclimática dos Andes Bolivianos durante os últimos 1400 anos e sua relação com a Monção Sul Americano

O registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas das cavernas da região Central da Bolívia pode ser interpretado como um indicador da intensidade da MSA. A localidade de Torotoro, onde se encontram as cavernas estudadas, apresenta uma forte sazonalidade das precipitações que são estritamente registradas nos meses de verão refletindo a atividade da MSA. Os espeleotemas coletados nesta região permitem gerar um registro de ~2 anos de resolução temporal durante os últimos 1400 anos. Sendo este o registro com maior resolução temporal e espacialmente mais localizado ao Sul dos Andes Tropicais, trata-se de um importante dado para comparação com outros registros paleoclimáticos da América do Sul, na tentativa de estabelecer um padrão de paleoprecipitação durante os últimos milênios.

O sinal de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$) na precipitação sobre os Andes Orientais da Bolívia têm sido relacionados com a atividade da Alta da Bolívia em altos níveis troposféricos e sua posição em relação com a intensidade do MSA e do Anticiclone do Pacífico Sul (INSEL et al., 2013). Mais especificamente, o sinal de $\delta^{18}\text{O}$ da precipitação estaria relacionado à mistura das águas provenientes dos Oceanos Pacífico e Atlântico que levariam diferentes sinais. No entanto, a umidade que chega da bacia amazônica e/ou Oceano Atlântico representa mais de dois terços da quantidade de chuvas na região, sendo a assinatura mais importante da precipitação (INSEL et al., 2013). Esses fatores confirmam que a variabilidade $\delta^{18}\text{O}$ na região dos Andes está mais relacionada a fatores de escala regional do que a influência local.

Os dados do registro de $\delta^{18}\text{O}$ dos espeleotemas da região de Torotoro, Bolívia, são apresentados na Figura 7.7. Esta série temporal apresenta variabilidade de escalas decadal e secular, ao longo do registro. A variação total observada no registro é da ordem de 2,7 ‰. Entre os anos 620 e 665 A.D. valores baixos de $\delta^{18}\text{O}$ (-10,2 ‰) são registrados, e rapidamente migram ao longo da série para valores mais altos (-8,5 ‰) no ano 720 A.D.. Durante o período entre 720 e 850 A.D. as séries temporais apresentaram uma tendência de queda nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, atingindo decréscimos nos valores até -10,4 ‰. Após este período, a tendência é oposta, valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ na série temporal chegando a atingir valores de -9,4 ‰ para o ano de 1100 A.D. Entre os anos 1100 e 1530 AD, verificamos uma persistência de valores mais altos que no período anterior a ordem de ~ 1,2 ‰. A maior mudança observada em toda a série histórica de $\delta^{18}\text{O}$ é representada por um salto de valores de - 1,7 ‰ registrado após 1530 A.D. Esta mudança representa o início de uma tendência negativa que continua gradualmente até 1814 A.D., onde as variações dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ oscilam de -9,25

para $-11,27$ ‰. Os valores das razões isotópicas no período de 1814 a 1874 A.D., varia de $-11,2$ a $-10,1$ ‰. Este período representa o fim do registro quando ocorreu o final da deposição dos espeleotemas. É possível que a ausência de espeleotemas ativos nas cavernas estudadas seja uma resposta ao aumento da aridez na região visto que existem registros que mostram enfraquecimento da MSA nos Andes (MORALES et al., 2013) e na Amazônia Peruana (BIRD et al., 2012; VUILLE et al., 2012). Isso é também consistente com dados medidos de $\delta^{18}\text{O}$ das precipitações (GNIP - IAEA), e dados de modelos que apontam aumento das razões isotópicas da chuva no último século, mostrando valores atuais de $-9,5$ ‰ como é mostrado na Figura 7.7.

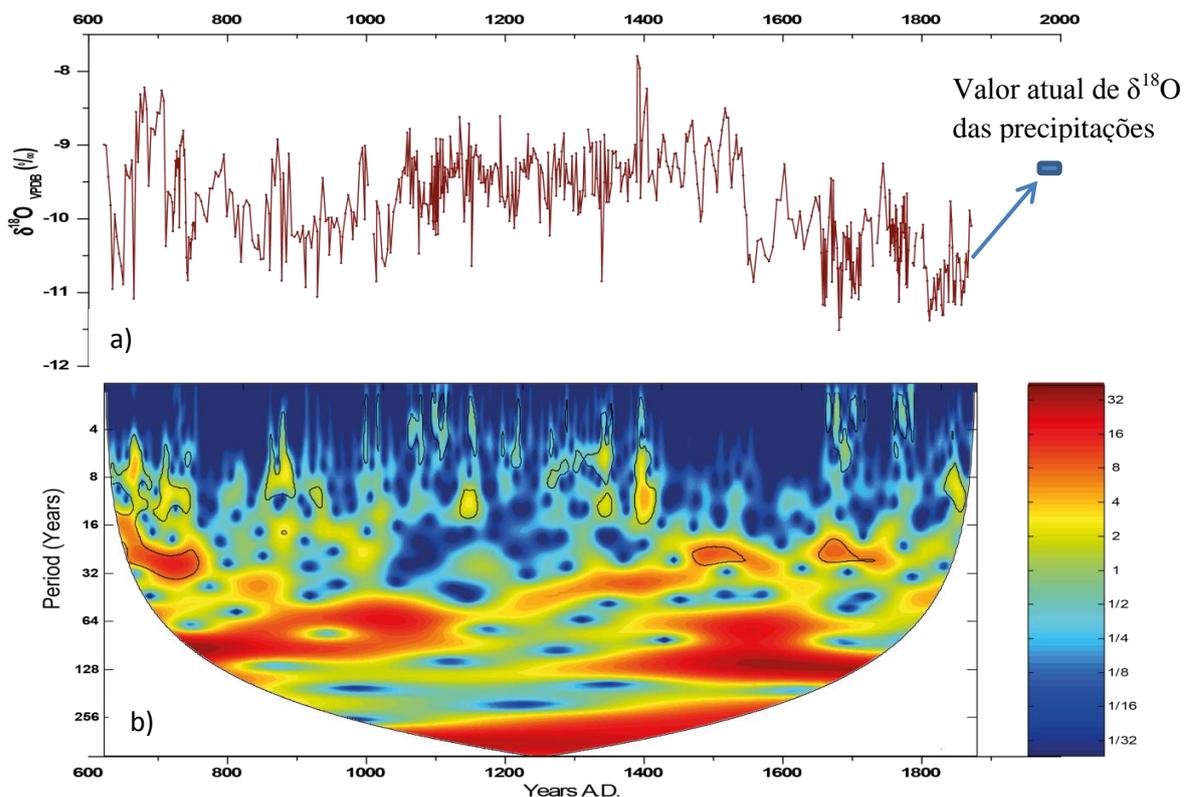


Figura 7.7 – a) Registro Isotópico das cavernas bolivianas (painel superior); b) Análise de Ondeletas para o mesmo registro (painel inferior).

Em resumo, podemos concluir com base no registro isotópico de Torotoro, que houve dois períodos de maior atividade do MSA, o primeiro entre 750 e 1050 A.D. e o segundo entre 1540 e 1870 A.D.. É importante salientar que os ventos de altos níveis e a atividade da Alta da Bolívia influenciam e controlam os ventos de baixos níveis na região do Altiplano (INSEL et al., 2013). Durante o incremento da atividade do MSA, a Alta da Bolívia experimenta uma migração para o Sudoeste, o que gera aumento dos ventos do leste e o fluxo

de umidade proveniente do interior do continente. Estes fluxos transportados têm sinais de valores empobrecidos de $\delta^{18}\text{O}$ refletindo a atividade do MSA ao longo do domínio continental. Para períodos de baixa intensidade do MSA, ocorridos durante os períodos 650-750 A.D. e 1050-1541 A.D., a Alta da Bolívia teria se posicionado mais ao norte, o que aumentaria a influência dos ventos provenientes do Oeste originados no Pacífico, o que atuaria como bloqueio do fluxo de umidade continental, levando condições secas e valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ nos Andes.

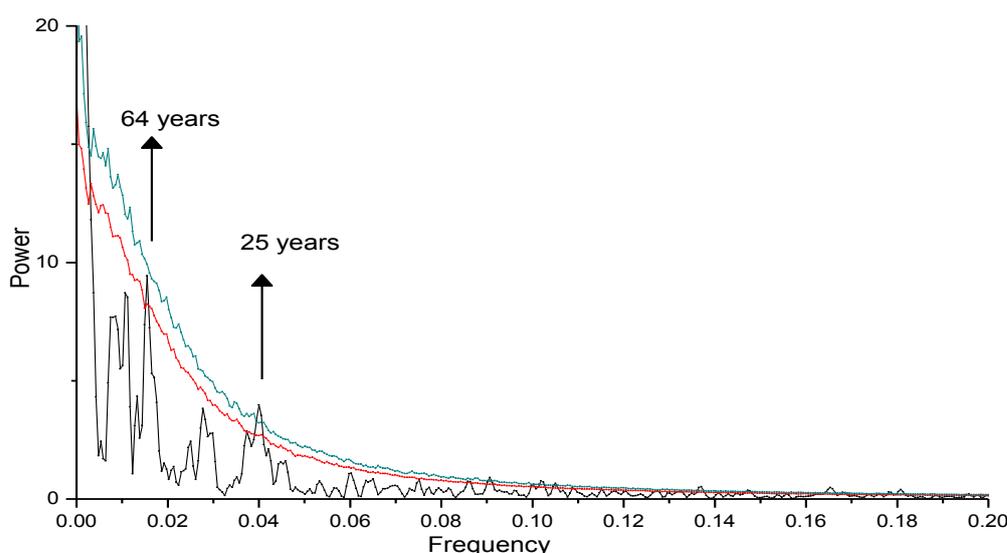


Figura 7.8 - Análise espectral (redfit) da série isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ do registro da Bolívia.

Análise das séries temporais e ondeletas desenvolvidos a partir dos dados isotópicos dos espeleotemas bolivianos revelaram frequências de 64 e 25 anos com 95% de significância estatística (Fig 7.7, e 7.8). Estas frequências têm sido encontradas também em outros trabalhos de reconstrução paleoambiental ao longo dos Andes (BAKER et al., 2005; NOVELLO et al., 2012; APAÉSTEGUI et al., 2014) e são relacionadas a modos de variabilidades registrados na atualidade nos Oceanos Atlântico e Pacífico respectivamente (AMO - PDO). A análise de ondeletas revelou uma alta intensidade da frequência de 64 anos entre os períodos de 700 a 1150 A.D. e entre 1350 e 1750 A.D. principalmente. A frequência de 25 anos apresenta muita energia durante o início do registro até ~780 A.D., e desde o ano 1450 até o final da série isotópica. É interessante observar que durante o período onde não são evidentes estas frequências decadais (1100 – 1400 A.D.) é possível observar sinais de baixas frequências (2 – 8 anos) no gráfico das ondeletas. Por outro lado, é evidente que o sinal que apresenta maior energia e persistência na série de dados está em volta dos 64 anos. Durante a PIG, este sinal interage significativamente com a frequência de 25 anos outorgando possíveis

evidências dos mecanismos que governaram a climatologia durante este período de tempo. A análise espectral apresenta a série de 25 anos como a frequência de maior influência no registro, já segundo os resultados das ondeletas, esta influência teria começado durante a PIG continuaria até o presente como demonstram pesquisas atuais sobre as chuvas desta região (RONCHAIL et al., 2002).

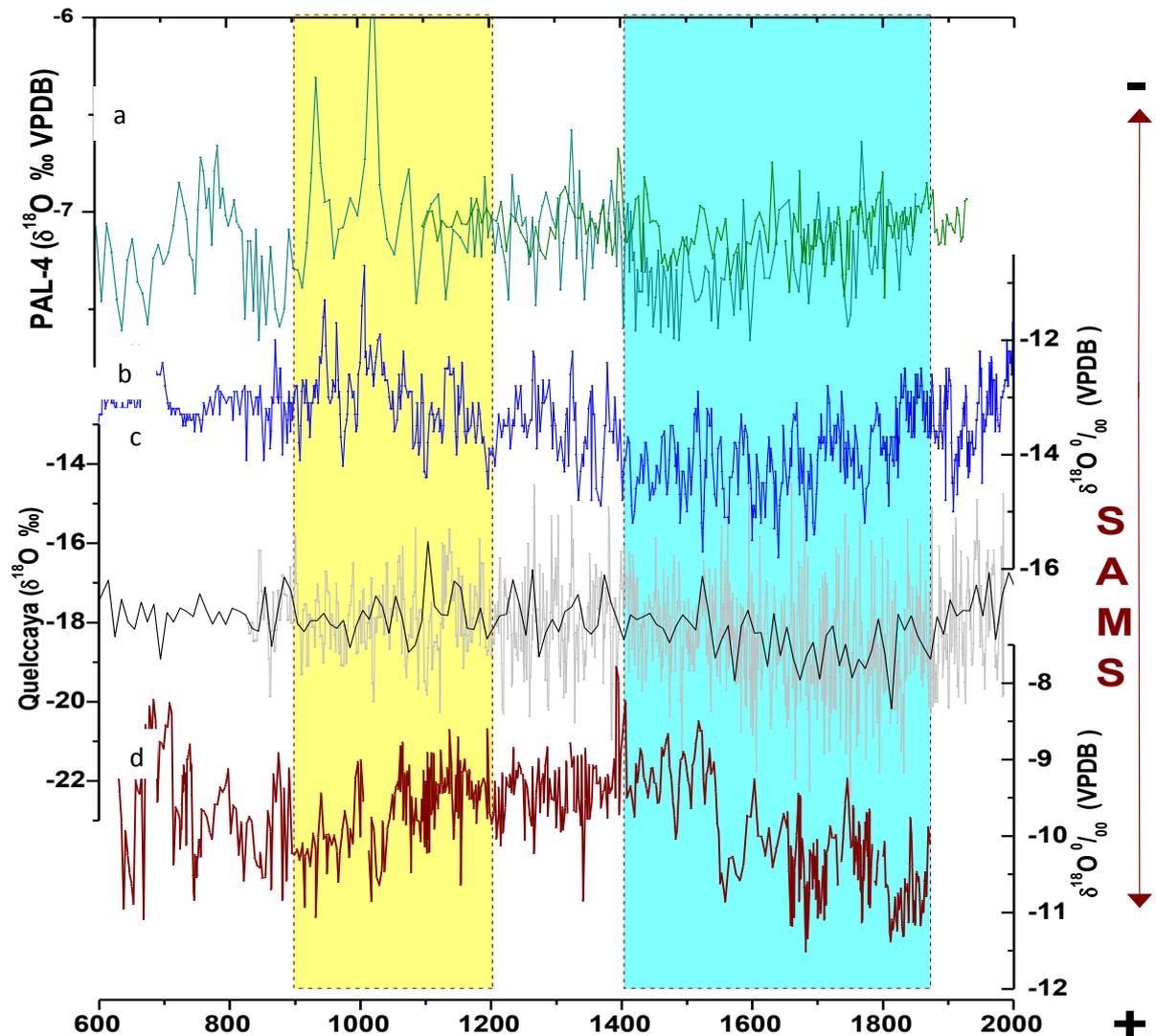


Figura 7.9 - Comparação do registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ obtido das cavernas de Bolívia com outros registros paleoclimáticos desenvolvidos nos Andes (d). a) Registro da caverna Palestina (APAÉSTEGUI et al., 2014); b) Registro do lago Pumacochas (BIRD et al., 2012); c) Registro da geleira Quelccaya (THOMPSON et al., 1986).

Uma análise comparativa com outros proxies do lado oriental dos Andes é apresentada na Fig. 7.9. O gráfico superior corresponde ao registro isotópico de espeleotemas da caverna Palestina (APAÉSTEGUI et al., 2014), localizado na Amazônia Peruana a cerca de 5°S e que foi discutido no capítulo anterior. O segundo registro apresentado corresponde à série

isotópica dos carbonatos autigênicos do Lago Pumacocha (BIRD et al., 2011), nos Andes Peruanos (~10°S), o terceiro registro corresponde ao testemunho de gelo do nevado Quelccaya (THOMPSON et al., 1986) a 14° S, e finalmente a série composta dos espeleotemas bolivianos (18 °S). Os sinais isotópicos dos registros andinos têm revelado um coerente e regional padrão de variação do MSA durante a PIG, como foi documentado no trabalho de Vuille et al. (2012). No entanto, a comparação dos registros Andinos com série isotópica dos espeleotemas da Bolívia sugerem que os padrões de variação entre o Norte e o Sul dos Andes não são tão semelhantes durante a ACM. A maioria dos registros Andinos apresenta uma diminuição do MSA, caracterizado por diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ durante a ACM. Contrariamente a essa tendência, o registro da Bolívia apresenta aumento da intensidade no MSA entre o período correspondente á 900 - 1050 A.D., e uma diminuição do MSA entre 1050 e 1200 A.D. Além disso, os dois picos representados por valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ observados nos registros de Palestina e Pumacocha correspondem aos dois valores mínimos de $\delta^{18}\text{O}$ em Torotoro. Isso demonstra que mesmo os eventos extremos com duração de poucas décadas, são também antifásicos neste período entre Torotoro e os outros registros mais a Norte nos Andes Orientais.

Já durante a Pequena Idade do Gelo (PIG), existe a persistência de valores mais baixos de $\delta^{18}\text{O}$ nos registros andinos, fato coerente também com registros isotópicos de espeleotemas do Sudoeste de Brasil, indicando condições mais úmidas devido à intensificação do regime de chuvas típico de verão (VUILLE et al., 2012). No entanto, a variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em Torotoro indica uma transição climática muito distinta entre os registros da PIG. Os picos de maior intensidade destes eventos são diferentes em tempo e estrutura. Os registros dos Andes Orientais localizados mais ao norte apresentam um incremento gradual do MSA com um máximo entre os anos 1600 A.D., já para o registro Boliviano, o evento é registrado iniciando com um salto na série isotópica e atinge o máximo entre 1700 e 1800 A.D.

Este comportamento, em parte antifásico registrado para o ACM, permite entender possíveis variações espaciais referidas no sinal do MSA. Devido ao fato de que o registro da Bolívia encontra-se mais ao sul que os outros registros Andinos produzidos. Porém, o comportamento oposto do sinal sugere um padrão latitudinal. Sendo assim, podemos testar o sinal do MSA comparando o sinal com outros registros fora dos Andes, mas dentro da influencia do MSA. Neste sentido, é preciso mencionar que América do Sul oferece poucas reconstituições paleoclimáticas continentais que abrangem a ACM em alta resolução. O registro de Taylor (2010) da caverna Cristais e o registro Lacustre de Oliveira et al. (2009)

localizados na região do Sudeste do Brasil (São Paulo), e o registro de Novello et al. (2012) na região do nordeste Brasileiro.

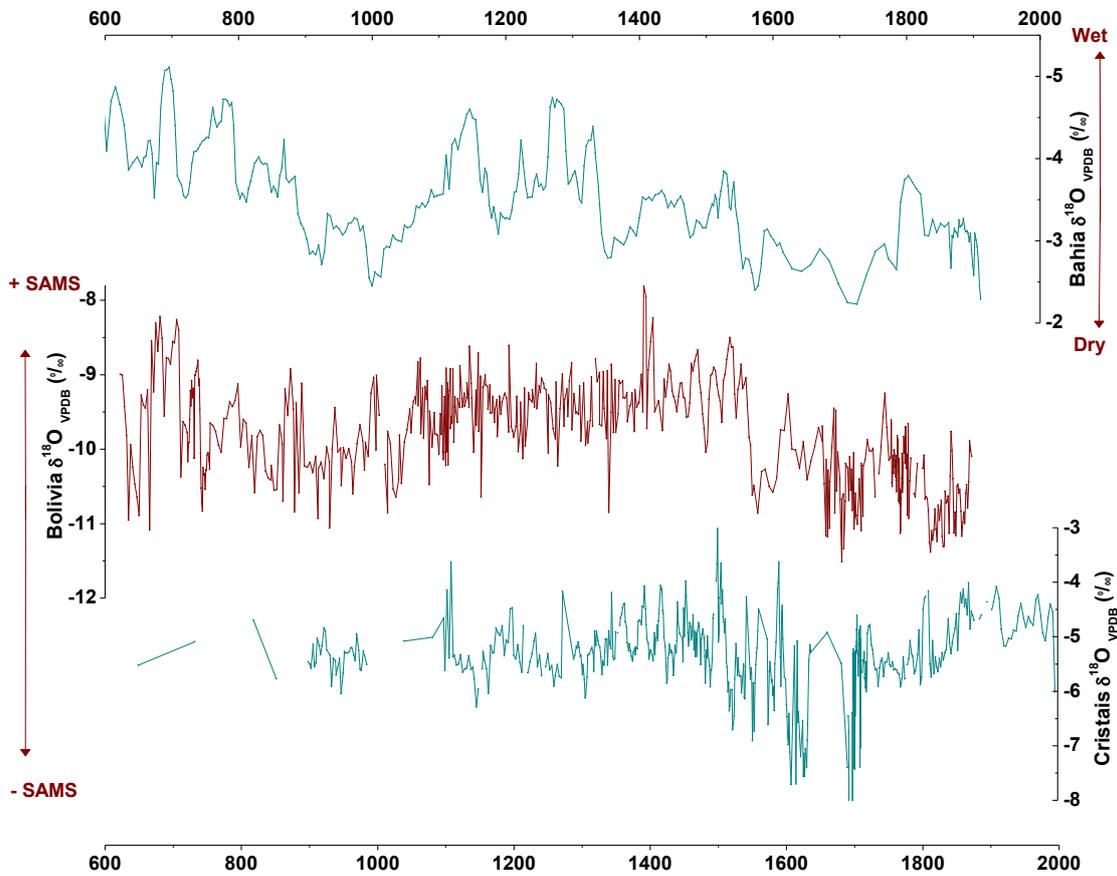


Figura 7.10 - Comparação do registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ obtido das cavernas da Bolívia com a) Registro da caverna DV-2 na Bahia (NOVELLO et al., 2012); b) Registro da caverna Cristais (TAYLOR, 2010).

Comparação dos registros das cavernas da Bolívia e Cristais em relação aos outros registros da Monção revela que estes não apresentam diminuição significativa do MSA (Fig. 7.10). O registro de Glaciar Quelccaya não apresenta variações significativas dos valores isotópicos. Já o registro lacustre em Santa Catarina aponta para um clima úmido e quente durante a ACM. Este padrão demonstra que a diminuição do MSA durante a ACM foi um evento mais restrito ao norte da América do Sul. Na comparação realizada entre as séries isotópicas obtidas nas cavernas da Bolívia e do Sudeste da Bahia (NOVELLO et al., 2012), por outro lado é preciso ressaltar a antifase que existe entre estes registros. Estes apresentam uma forte correlação negativa ($r = -0,41$ $p < 0,01$), revelando que estas áreas da América do Sul estão sob a influência do mesmo sistema. Este resultado confirma a assinatura do MSA num domínio mais amplo que o conhecido e documentado, gerando um melhor conhecimento espacial do sistema pelos registros localizados nos Andes Orientais.

As condições do clima para a ACM apontam para uma ZCIT localizada mais ao norte do que o presente (HAUG et al., 2001). Este posicionamento coincide com condições quentes do Oceano Atlântico na região Norte como foi demonstrado por Keigwing et al. (2006). Assim, o aquecimento das águas neste setor do Atlântico, teriam forçado a persistência do modo positivo da Oscilação do Atlântico Norte (TROUET et al., 2009) e valores positivos da Oscilação Multidecadal do Atlântico (MANN et al., 2009). Nestas condições, é coerente explicar a diminuição de MSA no Norte do continente como consequência de menor disponibilidade da umidade já que a ZCIT encontra-se mais ao norte e o aquecimento das águas gera convergência nas áreas oceânicas diminuindo o transporte de umidade para o continente. Esta condição tem sido demonstrada por vários trabalhos que apresentam diminuição da convergência de fluxos de umidade na zona Noroeste da Bacia Amazônia em relação a TSM no oceano Atlântico (ex. ESPINOZA et al., 2011, 2012; MARENGO et al., 2012).

Segundo o sinal isotópico dos registros do Norte ao Sul dos Andes Orientais, estes apresentam uma diminuição da precipitação que pode ser explicado pela diminuição de transporte de umidade do Atlântico. O registro de Cariaco apresenta maior razão de Titânio durante a ACM, o que nos leva a supor uma ZCIT localizada mais ao norte (Fig. 7.11). No entanto, o incremento das precipitações registradas ao Sul dos Andes sugere um dipolo que poderia ser relacionado a um bloqueio de umidade na parte Norte dos Andes e um possível incremento do transporte de umidade para regiões ao Sul. Estes bloqueios de umidade do Norte do continente têm sido discutidos como alterações das células de Walker em condições referentes à PDO positivas, onde se intensifica a frequência dos eventos ENOS e incrementa-se a intensidade do jato de baixos níveis (RONCHAIL et al., 2005; MARENGO et al., 2004, 2012). Este mecanismo de transporte de umidade ou Jato mencionado apresenta um comportamento de tipo dipolo em relação na ZCAS que têm sido reconhecidos desde escalas interanuais até decenais (GRIMM; ZILLI, 2009; GRIMM, 2010). Uma ZCAS intensificada suprime a convexão ao Sul, no entanto, uma situação de enfraquecimento da ZCAS incrementa as chuvas nas áreas Subtropicais gerando um padrão similar ao encontrado para o período úmido da ACM no registro da Bolívia e seco na Baía o que pode mudar rapidamente para condições opostas em ambos os registros.

A influência das TSM equatoriais do Pacífico em relação ao padrão dipolo entre o Jato de baixos níveis e a SCAZ, precisa ser complementado pela influência das TSM na região Sul-Oeste do Atlântico Subtropical, onde condições frias (quentes) de TSM pode gerar a intensificação (diminuição) da ZCAS. (ROBERTSON; MECHOSO, 2000; DOYLE;

BARROS, 2002). Esta área oceânica do Atlântico, em particular, carece de reconstruções de TSM para o último milênio. Porém, não pudemos encontrar evidencia do Oceano Atlântico Subtropical como forçante da atividade da ZCAS durante o ACM.

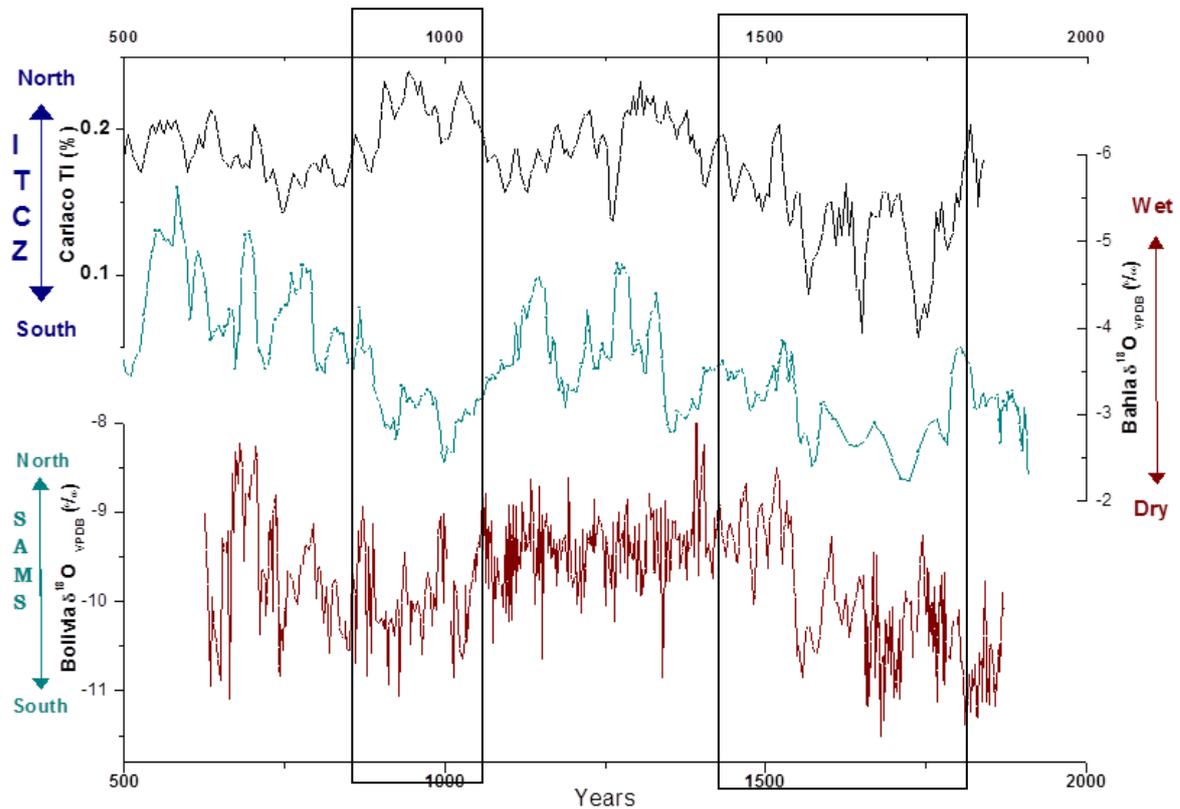


Figura 7.11 - Comparação entre o registro Ti de Cariaco (HAUG et al., 2001); o registro de espeleotema da Bahia (NOVELLO et al., 2012) e o registro de espeleotemas de Bolívia.

O aumento da intensidade do jato em relação às condições do oceano Pacífico, é coerente com o registro de sedimentos marinhos de Rein et al. (2004) que sugere ser o maior evento ENOS do último milênio durante este período de tempo. O registro de Palcacocha (MOY et al., 2002) também sugere maior atividade do ENOS neste período de tempo. Os dois registros sedimentares marinhos e lacustres da costa oriental do Pacífico, evidenciam aumento das precipitações nesta área e para este período, que acontece unicamente durante fortes eventos “El Niño”. No entanto, é necessário definir as áreas de influência do “El Niño” em ocorrência, o que pode ser localizado nas regiões costeiras do Pacífico Leste (Região Niño 1,2) gerando muitas chuvas nesta região devido ao aquecimento local da TSM sem aquecer a região central do Pacífico Equatorial (região 3 e 3.4), que fornece as maiores teleconexões

conhecidas na climatologia moderna. Esta proposta ganha força quando outros registros paleoclimáticos sugerem teleconexões do tipo La Niña para este período (ex. TROUET et al., 2009; MANN et al., 2009; GRAHAM et al., 2012) gerando controvérsia nas interpretações.

Por outro lado, a ZCAS tem influência no posicionamento da Alta da Bolívia (VERA et al., 2006), porém a intensificação (diminuição) desta zona de convergência seria refletida nas circulações em altos e baixos níveis em áreas continentais correspondentes a condições de fronteira deste mecanismo (Bolívia e Sul Oeste da Bahia), podemos entender a antifase destes registros como indicador da migração da ZCAS ou "Lateralidade" ao longo do tempo. Apresentamos na figura 7.12 um esquema adaptado do Doyle e Barros (2002), pra melhor compreensão do mecanismo discutido.

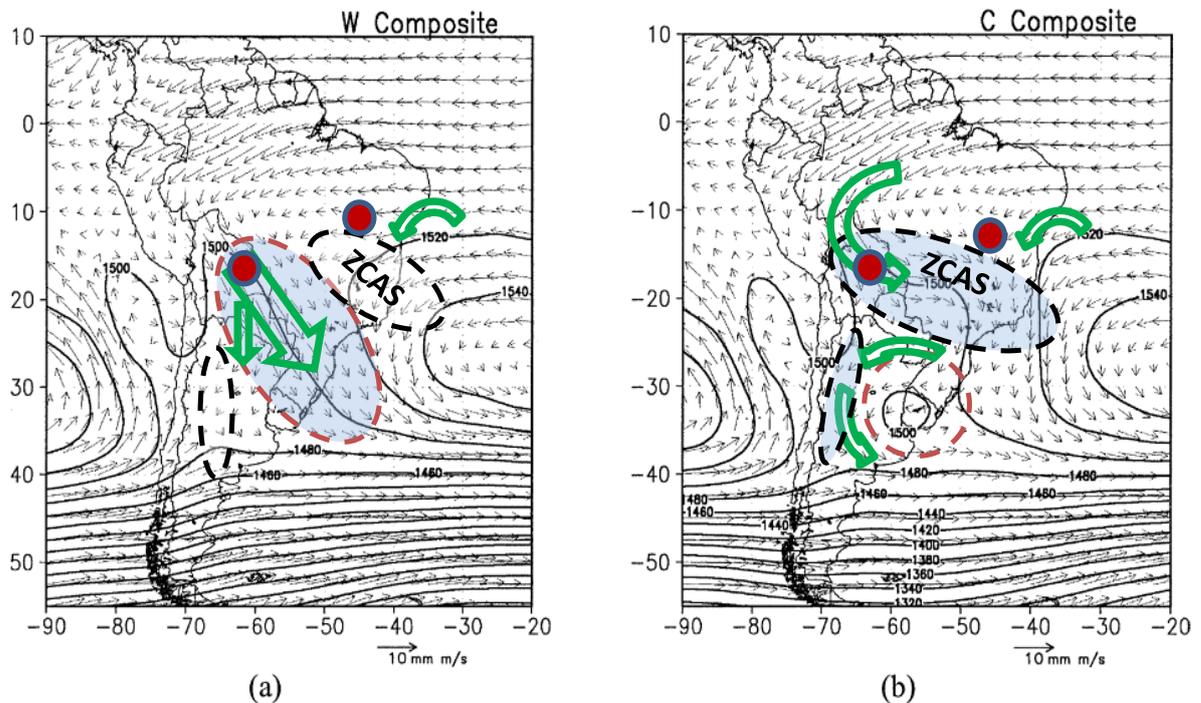


Figura 7.12 - Pressão Geopotencial e ventos a 850 hPa para: a) Condições de aumento de TSM do Atlântico Subtropical ACM, b) Condições de diminuição de TSM na mesma região. No mesmo gráfico se apresenta o esquema de transporte de umidade e regiões de máximas (Círculos sombreados) e mínimas precipitações (círculos sem cor) observadas para essas condições oceânicas. Os pontos Vermelhos representam a localização das cavernas em Bolívia e Bahia respectivamente.

Durante a PIG todos os registros de análises isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ da América do Sul, com exceção do registro do Sudoeste da Bahia, apresentam intensificação da MSA. Este aumento das precipitações tem sido discutido em base na influência de uma ZCIT mais ao Sul (BIRD et al., 2012; VUILLE et al., 2012; NOVELLO et al., 2012; APAÉSTEGUI et al., 2014). Neste sentido, o fato de maior umidade disponível para liberar calor em forma de precipitações, nos leva a entender a intensificação da MSA, e consequentemente uma

intensificação e migração ao Sudoeste da Alta da Bolívia. A subsidência de ar em baixos níveis na região do cavado do Nordeste Brasileiro seria intensificado e deslocado ao Sul, inibindo as precipitações na região Nordeste. Ao mesmo tempo o sinal de incremento das precipitações na região da caverna Cristais confirma condições de uma forte SCAZ, assim como o máximo de precipitações atingido em Santa Catarina entre 1460 e 1600 A.D. segundo Oliveira et al. (2009). Por último, registros mais ao Sul, especificamente da Lagoa Mar Chiquita na Argentina (comunicação oral), sugiere um período seco durante a PIG corroborando a existência de uma ZCAS fortalecida.

Os sinais da intensificação da MSA começam no registro do Norte do Peru ao redor anos 1400 A.D. e atingindo o máximo entre 1600 e 1700 A.D. Já no registro Boliviano, verifica-se um salto de intensificação ao redor dos anos 1550 - 1600 A.D. atingindo o máximo entre 1700 A.D. O fato da existência de condições de ZCAS mais fortalecidas neste período de tempo pode estar relacionada a condições quentes do Atlântico Subtropical, não existindo entretanto, evidências destas anomalias de TSM durante este período. De outro lado, a migração da ZCIT deslocada ao sul indica temperaturas mais quentes na região Equatorial Sul. O Oceano Pacífico apresenta uma diminuição do gradiente das TSM apontando pra o fortalecimento de condições do tipo “El Niño”. Esta teleconexão entre as TSM do Atlântico Tropical Norte e favorecimento das condições tipo ENOS positivas foi sugerido por HAM et al., (2013). Fornecendo a base para uma melhor compreensão dos mecanismos que geraram as condições referentes ao PIG na América do Sul.

Conclusão

O registro isotópico das cavernas da Bolívia revelam os detalhes de mudanças na atividade MSA ao longo dos últimos 1.600 anos confirmando a maioria dos principais resultados das reconstruções paleoclimáticos anteriores nos Andes Orientais para o período correspondente ao PIG. Durante o período de ACM no último milênio o registro apresenta antifase em relação a outros sitios localizados em latitudes mais ao Norte, evidenciando um dipolo espacial das precipitações registradas neste período.

Análise estatística da série de $\delta^{18}\text{O}$ do registro de Bolivia, permite reconhecer ciclos de variabilidade ao longo dos últimos 1600 anos, o que indica que a variabilidade multidecadal (~ 65 anos) é um dos modos que governa a variabilidade do MSA na Bolívia confirmando sinais anteriormente registrados nos espeleotemas Peruanos. Baseados em nossos resultados, sugerimos que outra variabilidade de 25 anos é o sinal, mas forte nesta região e seria

relacionada principalmente a fases da Oscilação decadal do Pacífico (ODP) como tem sido documentado em vários trabalhos de climatologia moderna para a América do Sul.

A relação entre os registros da Bolívia e Bahia que se posicionam em duas condições de fronteira do MSA permite-nos entender o dipolo ZCAS e LLJ ao longo de um período comum, os últimos 1400 anos. Neste sentido, a relação que existe entre as precipitações na América Subtropical ou SOAS em relação à ZCAS é um dipolo que se observa em varias escalas temporais. Estas fases positivas ou negativas do sistema SOAS/ZCAS é governada pela variabilidade das TSM no atlântico subtropical Sul e a TSM do Pacífico Equatorial. Neste sentido e devido à falta de evidência de registro de alta resolução na região Atlântica, discutimos as variações na intensidade e distribuição das chuvas na Monção em função das informações recolhidas no Pacífico e teleconexões associadas.

É interessante entender o potencial deste registro para resolver hipóteses das precipitações na América do Sul em relação às variabilidades Oceânicas e eventos extremos no futuro. Dentro da ACM, as variações da climatologia são explicadas por anomalias de TSM no Indo - Pacífico acompanhado de uma situação do tipo “El Niño” que alteraria a circulação de Walker criando um bloqueio nas precipitações no norte do continente e levando mais precipitação para regiões Subtropicais. Nesse sentido podemos explicar o incremento das chuvas na região da Bolívia que não é acompanhada no registro de Cristais e gera relativa seca na Bahia em relação ao posicionamento ao norte da ZCIT. Já pra a PIG as condições parecem estar mais relacionadas com condições do Oceano Atlântico e a migração ao sul da ZCIT neste período.

8 CONCLUSÃO

As regiões Andinas escolhidas para o desenvolvimento do presente estudo permitiram a caracterização do MSA durante os últimos 1400 anos. Dado que estas regiões se localizam em regiões de fronteira do sistema climático, as informações obtidas dos espeleotemas coletados permitiram melhorar a compreensão espacial do sistema dentro do período de estudo escolhido.

Os registros isotópicos obtidos dos espeleotemas das regiões de Peru e Bolívia mostraram semelhanças em relação a outras reconstruções paleoclimáticas desenvolvidas em diferentes ambientes e matrizes na região Andina. Isso representa que o indicador isotópico do oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) encontrasse relacionado ao sistema de grande escala referido às precipitações, em outras palavras a Monção Sul Americana. Porém, o traçador analisado se revelou como um indicador importante para caracterizar a variabilidade das precipitações no continente e brinda confiança nas reconstituições desenvolvidas.

O registro isotópico da caverna de Palestina em Peru revelou que durante o último milênio, a MSA mostra excursões de redução/aumento da intensidade nos períodos correspondentes a ACM/PIG respectivamente. A análise estatística da série de $\delta^{18}\text{O}$ do registro Palestina indica que a variabilidade multidecadal (~ 65 anos) referida a OMA é o modo mais proeminente das chuvas para a MSA. Neste sentido, esta relação sugere que, embora ENSO seja o principal forçante na variabilidade de $\delta^{18}\text{O}$ sobre América do Sul tropical na escala interanual, a variabilidade multidecadal modulada pelas TSM do Atlântico, parece um modo de variabilidade que afeta significativamente a intensidade e a distribuição das precipitações nos Andes orientais.

A relação leste - oeste entre o registro peruano dos Andes e o registro do sudoeste da Bahia, Nordeste Brasileiro sugere que teleconexões observadas em escalas de tempo orbitais, em relação às forçantes radiativas, podem também atuar em escala secular. Estas teleconexões podem induzir variações no padrão da distribuição das precipitações a escala continental como no caso da PIG. Durante o ACM periodicidades semelhantes de 65 anos encontradas nos dois registros sugerem que ambas as partes do continente foram afetados pelo mesmo mecanismo trazendo condições secas. Para a PIG, interações entre modos de 8, 25, 65 anos de periodicidade trazem maior variabilidade no sistema, explicando o aumento da atividade MSA e seu padrão regional. Com base em teleconexões modernas, é plausível que a influência mais forte durante a PIG surge da dinâmica do Oceano Pacífico e sua influência na circulação Walker.

O registro isotópico das cavernas de Bolívia apresentou diferenças em relação a outras reconstruções paleoclimáticas desenvolvidas nos Andes orientais. Durante o começo do período correspondente a ACM, o registro apresenta antifase ao respeito do outros registros paleoclimáticos localizados mais ao norte, evidenciando um dipolo (Norte-Sul) do sinal isotópico das precipitações. Após o ano 1050 A.D. os dados isotópicos representam diminuição da atividade convectiva na região, as quais persistem até o ano 1540 A.D. A PIG é representada pelo aumento da atividade convectiva em concordância com os outros registros Andinos. No entanto, o estabelecimento deste incremento de umidade se apresenta de maneira abrupta e com uma estrutura diferente em relação as outras áreas de estudo.

Análise estatística da série de $\delta^{18}\text{O}$ do registro Boliviano permitiu a identificação de modo de variabilidade multidecadal (~ 65 anos) confirmando sinais anteriormente registrados nos espeleotemas Peruanos. Adicionalmente, modo de variabilidade de 25 anos no registro foi identificado, o qual seria relacionado principalmente a fases da Oscilação decadal do Pacífico (ODP) como têm sido documentados para esta área de Sul América em vários trabalhos de climatologia moderna.

A relação entre os registros de Bolívia e Bahia os quais se encontram em duas condições de fronteira do MSA permitiram de melhor avaliar a relação entre a ZCAS e LLJ durante o período estudado.

Dentro da ACM, sugerimos que as variações climáticas poderiam ser explicadas por anomalias positivas da TSM nos oceanos Indo-Pacífico, o que pode ser associado a variações de radiação solar. Estas condições teriam reforçado condições no Pacífico Equatorial do tipo La Niña. Segundo a climatologia moderna, estas condições sugerem um incremento das precipitações na região Andina, o que não é concordante com todos os registros Andinos. Nesse sentido, as condições secas observadas no norte do continente seriam explicadas pelo posicionamento ao norte da ZCIT diminuindo a umidade disponível para desenvolver a MSA. No entanto, sugerimos que as precipitações no sul dos Andes tropicais, poderiam ser explicadas por condições quentes no Atlântico subtropical Sul, embora não existem evidências de estas condições.

Já para o PIG, reconstruções desenvolvidas apontam para condições do tipo El Niño no Pacífico Equatorial, o que sugere condições secas para América do Sul. No entanto, a localização da ZCIT mais ao sul poderia contrapor este influencia ao longo dos Andes. Condições frias no Atlântico Sul Subtropical poderiam intensificar a ZCAS, o qual pode explicar as condições de incremento de umidade nas regiões de Bolívia e o Sudeste do Brasil.

No entanto, a falta de evidencia de registro de alta resolução nesta região do oceano Atlântico, limita a discussão destes senários climáticos.

Os resultados obtidos no presente trabalho outorgam novas perspectivas na paleoclimatología Sul Americana e precisam ser comparados com saídas de modelos regionais e globais para avaliar as capacidades dos mesmos e melhorar nossa compreensão dos mecanismos atuantes no sistema climático. Neste sentido se fortaleceram as ferramentas utilizadas para a previsão dos eventos extremos hidroclimáticos observados e se dimuíram as consecuencias sociales frente ao processo de mudanças climáticas

9 REFERÊNCIAS

AMBRIZZI, T.; SOUZA, E. B.; PULWARTY, R. S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: DIAZ, H. F.; BRADLEY, R. S. (Eds.). *The Hadley circulation: present, past and future*. Amsterdã: Kluwer Publishers, 2004. cap. 7, p. 203-235.

AMMANN, C. M.; JOOS, F.; SCHIMMEL, D.; OTTO-BLIESNER, B. L.; TOMAS, R. Solar influence on climate during the Last Millennium. *Proceedings of the National Academy Sciences*, Washington, v. 104, p. 3713-3715, 2007.

AMUNDSON, R.; STERN, L.; BAISDEN, T.; WANG, Y. The isotope composition of soil and soilrespired CO. *Geoderma*, Amsterdam, v. 82, p. 83-114, 1998.

ANDERSON, R. K.; MILLER, G. H.; BRINER, J. P.; LIFTON, N. A.; DEVOGEL, S. B. A millennial perspective on Arctic warming from ^{14}C in quartz and plants emerging from beneath ice caps. *Geophysical Research Letters*, Washington, v. 35, n. 1, 2008. Doi 10.1029/2007GL032057.

APAÉSTEGUI, J.; CRUZ, F. W.; SIFEDDINE, A.; VUILLE, M.; ESPINOZA, J. C.; GUYOT, J. L.; KHODRI, M.; STRIKIS, N.; SANTOS, R. V.; CHENG, H.; EDWARDS, L.; CARVALHO, E.; SANTINI, W. Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. *Climate of the Past*, v. 10, p. 1967-1981, 2014. Doi:10.5194/CP-10-1967-2014.

ARZ, H. W.; GERHARDT, S.; PÄTZOLD, J.; RÖHL, U. Millennial-scale changes of surface and deep-water flow in the western tropical Atlantic linked to Northern Hemisphere highlatitude climate during the Holocene. *Geology*, v. 29, p. 239-242, 2001.

ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 167, p. 105-117, 1999.

ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quaternary Research*, San Diego, v. 50, p. 157-166, 1998.

AULER, S. A.; SMART, P. L.; WANG, X.; PILÓ, L. B.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H. Cyclic sedimentation in Brazilian caves: Mechanisms and palaeoenvironmental significance. *Geomorphology*, Amsterdam, v. 106, p. 142-153, 2009.

AULER, A. S.; SMART, P. L. Late Quaternary paleoclimate in semiarid Northeastern Brazil from Useries dating of travertine and water-table speleothems. *Quaternary Research*, San Diego, v. 55, p. 159-167, 2001.

AULER, A. S.; WANG, X.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P. S.; SMART, P. L.; RICHARDS, D. A. Quaternary ecological and geomorphic changes associated with rainfall events in presently semi-arid northeastern Brazil. *Journal of Quaternary Science*, Harlow, v. 19, p. 693-701, 2004.

BABINSKY, M. *Idades isocronicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco*. São Paulo, 1993. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

BACKER, P. A. et al. The history of South American Tropical Precipitation for the past 25,000 years. *Science*, v. 291, p. 640-643, 2001.

BAKER, A.; ITO, E.; SMART, P. L.; McEWAN, R. F. Elevated and variable values of C in speleothems in a British cave system. *Chemical Geology*, Amsterdam, v. 136, p. 263-270, 1997.

BAKER, P. A.; FRITZ, S. C.; GARLAND, J.; EKDAHL, E. Holocene hydrologic variation at Lake Titicaca, Bolivia/Peru, and its relationship to North Atlantic climate variation. *Journal of Quaternary Science*, Harlow, v. 20, p. 655-662, 2005.

BAKER, P. A.; SELTZER, G. O.; FRITZ, S. C.; DUNBAR, R. B.; GROVE, M. J.; TAPIA, P. M.; CROSS, S. L.; ROWE, H. D.; BRODA, J. P. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science*, v. 291, p. 640-643, 2001a.

BAKER, P. A.; RIGSBY, C. A.; SELTZER, G. O.; FRITZ, S. C.; LOWENSTEINK, T. K.; BACHER, N. P.; VELIZ, C. Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. *Nature*, v. 409, p. 698-701, 2001b.

BALDINI, J. U. L.; McDERMOTT, F.; FAIRCHILD, I. J. Structure of the 8200-Year Cold Event Revealed by a Speleothem Trace Element Record. *Science*, v. 296, p. 2203-2206, 2002.

BARD, E.; FRANK, M. Climate change and solar variability: What's new under the sun?. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 248, p. 1-14, 2006.

BARKER, S.; DIZ, P.; VAUTRAVERS, M. J.; PIKE, J.; KNORR, G.; HALL, I. R.; BROECKER, W. S. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, v. 457, p. 1097-1103, 2009.

BAR-MATTHEWS, M.; AYOLAN, A. Late Quaternary Paleoclimate in the Eastern Mediterranean Region from Stable Isotope Analysis of Speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research*, San Diego, v. 47, p. 155-168, 1997.

BARRETO, E. A. de S. *Reconstituição da pluviosidade da Chapada Diamantina (BA) durante o Quaternário Tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites*. São Paulo, 2010. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

BERGER, A.; LOUTRE, M. F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, Oxford, v. 10, p. 297-317, 1991.

BERNAL, J. P.; LACHNIET, M.; MCCULLOCH, M.; MORTIMER, G.; MORALES, P.; CIENFUEGOS, E. A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern Mexico. *Quaternary Research*, San Diego, v. 75, p. 104-113, 2010.

BIASUTTI, M.; BATTISTI, D. S.; SARACHIK, E. S. Mechanisms controlling the annual cycle of precipitation in the Tropical Atlantic sector in an atmospheric GCM. *Journal of climate*, Boston, v. 17, p. 4708-4723, 2004.

BIRD, B. W.; ABBOTT, M. B.; VUILLE, M.; RODBELL, D. T.; STANSELL, N. D.; ROSENMEIER, M. F. A 2,300-year-long annually resolved record of the South American

summer monsoon from the Peruvian Andes. *Proceedings of the National Academy Sciences*, Washington, v. 108, n. 21, p. 8583-8588, 2011.

BLACK, D.; PETERSON L.; OVERPECK, J.; KAPLAN, A.; EVANS, M.; KASHGARIAN, M. Eight Centuries of North Atlantic Ocean Atmosphere Variability. *Science*, v. 286, p. 1709, 1999.

BLACK, D. E.; ABAHAZI, M. A.; THUNELL, R. C.; KAPLAN, A.; TAPPA, E. J.; PETERSON, L. C. An 8-century tropical Atlantic SST record from the Cariaco Basin: Baseline variability, twentieth-century warming, and Atlantic hurricane frequency, *Paleoceanography*, Washington, v. 22, 2007. Doi 10.1029/2007PA001427.

BLUNIER, T.; BROOK, E. J. Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period. *Science*, v. 291, p. 109-112, 2001.

BOCH, R.; SPÖTL, C.; FRISIA, S.; Origin and palaeoenvironmental significance of lamination in stalagmites from Katerloch Cave, Austria. *Sedimentology*, Oxford, v. 58, p. 508-531, 2011.

BOND, G.; BROECKER, S. J.; McMANUS, J.; LABEYRIE, L.; JOUZEL, J.; BONANI, G. Correlations between climate record from North Atlantic sediments and Greenland. *Nature*, v. 365, p. 143-147, 1993.

BOND, G.; KROMER, B.; BEER, J.; MUSCHELER, R.; EVANS, M. N.; SHOWERS, W.; HOFFMANN, S.; LOTTI-BOND, R.; HAJDAS, I.; BONANI, G. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, v. 294, p. 2130-2136, 2001.

BOND, G.; LOTTI, R. Icebergs Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scale During the Last Glaciation. *Science*, v. 267, p. 1005-1010, 1995.

BOND, G.; SHOWERS, W.; CHESEBY, M.; LOTTI, R.; ALMASI, P.; DEMENOCAL, P.; PRIORE, P.; CULLEN, H.; HAJDAS, I.; BONANI, G. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, v. 278, p. 1257-1266, 1997.

BRADLEY, R. S. *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of Quaternary*. 2nd ed. Amherst, Massachusetts: University of Massachusetts, 1999. 613 p.

BRADLEY, R. S.; HUGHES, M. K.; DIAZ, H. F. Climate in Medieval time. *Science*, v. 302, p. 404-405, 2003.

CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; SHEN, C. C.; POLYAK, V. J.; ASMEROM, Y.; WOODHEAD, J.; HELLSTROM, J.; WANG, Y.; KONG, X.; SPÖTL, C.; WANG, X.; ALEXANDER JUNIOR, E. C. Improvements in ^{230}Th dating, ^{230}Th and ^{234}U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, v. 371-372, p. 82-91, 2013. Doi 10.1016/j.epsl.2013.04.006.

CHIESSI, C.; MULITZA, S.; PAETZOLD, J.; WEFER, G.; MARENGO, J. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, Washington, v. 36, n. 21, 2009. Doi 10.1029/2009GL039914.

COBB, K. M.; CHARLES, C. D.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L. El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature*, v. 424, p. 271-276, 2003.

CONROY, J. L.; OVERPECK, J. T.; COLE, J. E.; SHANAHAN, T. M.; STEINITZ-KANNAN, M. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quaternary Sci. Rev.*, Oxford, v. 27, p. 1166-1180, 2008.

COOK, E. R.; WOODHOUSE, C.; EAKIN, C. M.; MEKO, D. M.; STAHL, D. W. Long-term aridity changes in the western United States. *Science*, v. 306, p. 1015-1018, 2004.

CROWLEY, T. J. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, v. 298, p. 270-277, 2000.

CRUZ, F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M.; FERRARI, J. A. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 2749-761, 2006.

CRUZ, F. W.; KARMANN, I.; VIANA JR., O.; BURNS, S. J.; FERRARI, J. A.; VUILLE, M.; SIAL, A. N.; MOREIRA, M. Z. Stable isotope study of cave percolation waters in

subtropical Brazil: Implications for paleoclimate inferences from speleothems. *Chemical Geology*, v. 220, p. 245-262, 2005.

CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; BURNS, S. J.; WANG, X.; CHENG, H.; WERNER, M.; EDWARDS, R. L.; KARMANN, I.; AULER, A. S.; NGUYEN, H. Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, v. 2, p. 210-214, 2009. Doi 10.1038/ngeo444.

EDWARDS, R. L.; CHEN, J. H.; WASSERBURG, G. J. ^{238}U – ^{234}U – ^{230}Th – ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 81, p. 175-192, 1987.

ESPER, J.; FRANK, D. C.; BUNTGEN, U.; VERSTEGE, A.; LUTERBACHER, J.; XOPLAKI, E. Long-term drought severity variations in Morocco. *Geophysical Research Letters*, Washington, v. 34, 2007. Doi 10.1029/2007GL030844.

ESPINOZA J. C.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L.; COCHENEAU, G.; FILIZOLA, N.; LAVADO, W.; DE OLIVEIRA, E.; POMBOSA, R.; VAUCHEL, P. Spatio – Temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). *International Journal of Climatology*, Chichester, v. 29, p. 1574-1594, 2009.

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; FRAPPART, F.; LAVADO, W.; SANTINI, W.; GUYOT, J. L. The Major Floods in the Amazonas River and Tributaries (Western Amazon Basin) during the 1970–2012 Period: A Focus on the 2012 Flood*. *Journal Hydrometeorol*, v. 14, p. 1000-1008, 2013.

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L.; JUNQUAS, C.; DRAPEAU, G.; MARTINEZ, J. M.; SANTINI W.; VAUCHEL, P.; LAVADO, W.; ORDOÑEZ, J.; ESPINOZA, R. From drought to flooding: understanding the abrupt 2010-2011 hydrological annual cycle in the Amazonas River and tributaries. *Environmental Research Letters*, v. 7, n. 2, p. 4008, 2012. Doi 10.1088/1748-9326/7/2/024008.

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L.; JUNQUAS, C.; VAUCHEL, P.; LAVADO, W. S.; DRAPEAU, G.; POMBOSA, R. Climate variability and extremes drought in the upper Solimões River (Western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010

drought. *Geophysical Research Letters*, Washington, v. 38, n. 13, p. 406, 2011. Doi 10.1029/2011GL047862.

FENG, S.; OGLESBY, R. J.; ROWE, C.; LOOPE, D.; HU, Q. Atlantic and Pacific SST influences on Medieval drought in North America simulated by the Community Atmospheric Model. *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 113, 2008. Doi 10.1029/2007JD009347.

FLEITMANN, D.; BURNS, S.; MUDELSEE, M.; NEFF, U.; KRAMERS, J.; MANGINI, A.; MATTER, A. Holocene forcing of the Indian Monsoon recorded in a Stalagmite from Southern Oman. *Science*, v. 13, p. 1737-1739, 2003. Doi 10.1126/science.1083130.

GAO, C. C.; ROBOCK, A.; AMMANN, C. Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core-based index for climate models. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, New jersey, v. 113, 2008. Doi 10.1029/2008JD010239.

GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, v. 281, p. 180-195, 2009.

GILL, R. B. *The Great Maya droughts: water, life, and death*. Albuquerque: University of New Mexico Press, 2000.

GONZALEZ-ROUCO, F. J.; FERNANDEZ-DONADO, L.; RAIBLE, C. C.; BARRIOPEDRO, D.; LUTERBACHER, J.; JUNGCLAUS, J. H.; SWINGEDOUW, D.; SERVONNAT, J.; ZORITA, E.; WAGNER, S.; AMMANN, C. M. Medieval Climate Anomaly to Little Ice Age transition as simulated by current climate models. *PAGES news*, v. 19, n. 1, p. 7-8, 2011.

GRAHAM, N. E.; AMMANN, C. M.; FLEITMANN, D.; COBB, K. M.; LUTERBACHER, J. Support for global climate reorganization during the "Medieval Climate Anomaly". *Climate Dynamics*, Berlin, v. 37, p. 1217-1245, 2010. Doi 10.1007/s00382-010-0914-z.

GRAHAM, N. E.; HUGHES, M. K.; AMMANN, C. M.; COBB, K. M.; HOERLING, M. P.; KENNETT, D. J.; KENNETT, P. J.; REIN, B.; STOTT, L.; WIGAND, P. E. Tropical Pacific-

mid-latitude teleconnections in medieval times. *Climatic Change*, Dordrecht, v. 83, p. 241-285, 2007.

GRAY, S. T.; GRAUMLICH, L. J.; BETANCOURT, J. L.; PEDERSON, G. T. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophysical Research Letters*, Washington, v. 31, n. 12, 2004. Doi 10.1029/2004GL019932.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, Berlin, v. 25, p. 537-554, 2010. Doi 10.1007/s00477-010-0420-1.

GRIMM, A. M.; ZILLI, M. T. Interannual Variability and Seasonal Evolution of Summer Monsoon Rainfall in South America. *Journal of Climate*, Boston, v. 22, n. 9, p. 2257-2275, 2009.

GRINSTED, A.; JEVREJEVA, S.; MOORE, J. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, v. 11, n. 5-6, p. 561-566, 2004.

GUTIÉRREZ, D.; SIFEDDINE, A.; FIELD, D. B.; ORTLIEB, L.; VARGAS, G.; CHÁVEZ, F. P.; VELAZCO, F.; FERREIRA, V.; TAPIA, P.; SALVATTECI, R.; BOUCHER, H.; MORALES, M. C.; VALDÉS, J.; REYSS, J. L.; CAMPUSANO, A.; BOUSSFIR, M.; MANDENG-YOGO, M.; GARCÍA, M.; BAUMGARTNER, T. Rapid reorganization in ocean biogeochemistry off Peru towards the end of the Little Ice Age. *Biogeosciences*, v. 6, p. 835-848, 2009. Doi 10.5194/bg-6-835-2009.

GUYOT, J. L.; SOARES DE MELO FILHO, L. *Estudio de los recursos espeleológicos de la Reserva Nacional Torotoro (RNT)*. Formulación de una propuesta de conservación, protección y valorización. Cochabamba: Publ. CONICOM, 1997. 46 p.

HAM, Y. G.; KUG, J. S.; PARK, J. Y.; JIN, F. F. Sea surface temperature in the north tropical Atlantic as a trigger for El Niño/Southern Oscillation events. *Nature Geoscience*, v. 6, p. 112-116, 2013. Doi 10.1038/ngeo1686.

HAUG, G. H.; HUGHEN, K.; SIGMAN, D. M.; PETERSON, L. C.; RÖHL, U. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, v. 293, p. 1304-1308, 2001.

HODDELL, D. A.; CURTIS, J. H.; BRENNER, M. A possible role of climate in the collapse of the classic Maya civilization. *Nature*, v. 375, p. 391-394, 1995.

HOERLING, M. P.; HURRELL, J. W.; XU, T. Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science*, v. 292, p. 90-92, 2001.

HURRELL, J. W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, v. 269, p. 676-679, 1995.

HURRELL, J. W.; HOERLING, M. P.; PHILLIPS, A. S.; XU, T. Twentieth century North Atlantic climate change. Part I: assessing determinism. *Climate Dynamics*, Berlin, v. 23, p. 371-389, 2004.

KANNER, L. C.; BURNS, S. J.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; VUILLE, M. High-resolution variability of the South American summer monsoon over the last seven millennia: insights from a speleothem record from the central Peruvian Andes. *Quaternary Science Reviews*, Oxford, v. 75, p. 1-10, 2013. Doi 10.1016/j.quascirev.2013.05.008.

KEIGWIN, L. D. The Little Ice Age and Medieval warm period in the Sargasso Sea. *Science*, v. 274, p. 1504-1508, 1996.

KNIGHT, J. R.; FOLLAND, C. K.; SCAIFE, A. A. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, Washington, v. 33, n. 17, 2006. Doi 10.1029/2006GL026242.

KUKLA, G. J.; ROBINSON, D. A. Temperature Changes in the last 100 years. In: BERGER, A. *Climatic Variations and Variability: Facts and Theories*. Dordrecht, Boston: D. Reidel Publ. Co., 1981. p. 287-301.

LACHNIET, M. S.; BURNS, S. J.; PIPERNO, D.; ASMEROM, Y.; POLYAK, V. J.; MOY, C. M.; CHRISTENSON, K. A 1500-year El Niño-Southern Oscillation history for the Isthmus of Panama from Speleothem calcite. *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 109, 2004. Doi 10.1029/2004JD004694.

LAMB, H. H. The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, v. 1, p. 13-37, 1965.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Boston, v. 54, p. 656-678, 1997.

MACDONALD, G. M.; CASE, R. A. Variations in the Pacific decadal oscillation over the past Millennium. *Geophysical Research Letters*, Washington, v. 32, 2005. Disponível em: <http://pajk.arh.noaa.gov/info/MacDonald_Case_2005.pdf>. Acesso em: jan. 2015.

MANGINI, A.; SPÖTL, C.; VERDES, P. Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a $\delta^{18}\text{O}$ stalagmite record. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 235, p. 741-751, 2005. Doi 10.1016/j.epsl.2005.05.010.

MANN, M. E.; ZHANG, Z.; RUTHERFORD, S.; BRADLEY, R. S.; HUGHES, M. K.; SHINDELL, D. et al. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, New York, v. 326, n. 5957, p. 1256-1260, 2009. Doi 10.1126/science.1177303.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R. The Pacific Decadal Oscillation (review). *Journal of Oceanography*, v. 58, p. 35-44, 2002.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, p. 1069-1079, 1997.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; SILVA DIAS, P. L.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L. M. Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*, Chichester, v. 32, n. 1, p. 1-21, 2012.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. General characteristics and variability of climate in the Amazon basin and its links to the global climate system. In: MCCLAIN, M. E.; VICTORIA,

R. L.; RICHEY, J. E. (Eds.). *The Biogeochemistry of the Amazon Basin*. Oxford, UK: Oxford University Press, 2001. p. 17-41.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; OLIVEIRA, G. S.; OLIVEIRA, R.; CAMARGO, H.; ALVES, L. M.; BROWN, F. The Drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, Boston, v. 2, p. 495, 2008.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M. D.; DE OLIVEIRA, G. S.; DE OLIVEIRA, R.; CAMARGO, H.; ALVES, L. M.; BROWN, I. F. The drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, Boston, v. 21, p. 495-516, 2008.

MEDINA-ELIZALDE, M.; BURNS, S. J.; LEA, D. W.; ASMEROM, Y.; VON GUNTEN, L.; POLYAK, V.; VUILLE, M.; KARMALKAR, A. High resolution stalagmite climate record from the Yucatán Peninsula spanning the Maya terminal classic period. *Earth Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 298, p. 255-262, 2010.

MIGNOT, J.; KHODRI, M.; FRANKIGNOUL, C.; SERVONNAT, J. Volcanic impact on the Atlantic Ocean over the last millennium. *Climate of the Past*, v. 7, p. 1439-1455, 2011. Doi 10.5194/cp-7-1439-2011.

MOY, C. M.; SELTZER, G. O.; RODBELL, D. T.; ANDERSON, D. M. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, v. 420, p. 162-165, 2002.

NESJE, A. E.; DAHL, S. O. The 'Little Ice Age' only temperature? *The Holocene*, London, v. 13, n. 1, p. 139-145, 2003.

NEWTON, A.; THUNELL, R.; STOTT, L. Climate and hydrographic variability in the Indo Pacific Warm Pool during the last millennium. *Geophysical Research Letters*, Washington, v. 33, p. 1-5, 2006.

NOGUÉS-PAEGLE, J. N.; MO, K. C. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, Boston, v. 15, p. 1389-1407, 2002.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, Boston, v. 125, n. 2, p. 279-291, 1997.

NOVELLO, V. F.; CRUZ, F. W.; KARMANN, I.; BURNS, S. J.; STRÍKIS, N. M.; VUILLE, M.; CHENG, H.; EDWARDS, L. R.; SANTOS, V. R.; FRIGO, E.; BARRETO, E. A. S. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophysical Research Letters*, Washington, v. 39, n. 23, 2012. Doi 10.1029/2012GL053936.

OLIVEIRA, S. M.; MARQUES GOUVEIA, S. S. E.; PESSEDA, L.; FAVARO, C. R.; TEIXEIRA, D. I. Lacustrine sediments provide geochemical evidence of environmental change during the last millennium in southeastern Brazil. *Chemie der Erde*, Alemanha, v. 69, p. 395-405, 2009.

OPPO, D. W.; ROSENTHAL, Y.; LINSLEY, B. K. 2,000-year-long temperature and hydrology reconstructions from the Indo-Pacific warm pool. *Nature*, v. 460, p. 1113–1116, 2009.

PALASTANGA, V.; VAN DER SCHRIER, G.; WEBER, S. L.; KLEINEN, T.; BRIFFA, K. R.; OSBORN, T. J. Atmosphere and ocean dynamics: contributors to the European Little Ice Age?. *Climate Dynamics*, Berlin, v. 36, p. 973-987, 2011.

PFISTER, C.; LUTERBACHER, J.; SCHWARZ-ZANETTI, G.; WEGMANN, M. Winter air temperature variations in western Europe during the Early and High Middle Ages (AD 750–1300). *Holocene*, London, v. 8, p. 535-552, 1998.

PROCTOR, C.; BAKER, A.; BARNES, W.; GILMOOR, M. A thousand year speleothem proxy record of North Atlantic climate from Scotland. *Climate Dynamics*, Berlin, v. 16, p. 815-820, 2000.

RABATEL, A.; FRANCOU, B.; JOMELLI, V.; NAVEAU, P.; GRANCHER, D. A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction. *Quaternary Research*, San Diego, v. 70, n. 2, p. 198-212, 2008. Doi 10.1016/j.yqres.2008.02.012.

REIN, B.; LÜCKGE, A.; SIROCKO, F. A major Holocene ENSO anomaly in the Medieval period. *Geophysical Research Letters*, Washington, v. 31, n. 17, 2004. Doi 10.1029/2004GL020161.

REUTER, J.; STOTT, L.; KHIDER, D.; SINHA, A.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L. A new perspective on the hydroclimate variability in northern South America during the Little Ice Age. *Geophysical Research Letters*, Washington, v. 36, n. 21, 2009. Doi 10.1029/2009GL041051,

ROBERTSON, A.W.; MECHOSO, C. R. Interannual and Decadal Cycles in River Flows of Southeastern South America. *Journal of Climate*, Boston, v. 11, p. 2570-2581, 1998.

RONCHAIL, J.; COCHONNEAU, G.; MOLINIER, M.; GUYOT, J. L.; CHAVES, A. G. De M.; GUIMARÃES, V.; OLIVEIRA, E. de. Interannual rainfall variability in the Amazon Basin and Sea-Surface Temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic oceans. *International Journal of Climatology*, Chichester, v. 22, n. 13, p. 1663-1686, 2002.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, Boston, v. 115, p. 1606-1626, 1987.

SACHS, J. P.; SACHSE, D.; SMITTENBERG, R. H.; ZHANG, Z.; BATTISTI, D. S.; GOLUBIC, S. Southward movement of the Pacific intertropical convergence zone AD 1400–1850. *Nature Geoscience*, v. 2, p. 519-525, 2009. Doi:10.1038/ngeo554.

SALVATTECI, R.; GUTIÉRREZ, D.; FIELD, D.; SIFEDDINE, A.; ORTLIEB, L.; BOULOUBASSI, I.; BOUSSAFIR, M.; BOUCHER, H.; CETIN, F. The response of the Peruvian Upwelling Ecosystem to centennial-scale global change during the last two millennia. *Climate of the Past Discussions*, v. 9, n. 5, p. 5479-5519, 2013. Doi 10.5194/cpd-9-5479-2013.

SETH, A.; ROJAS, M.; RAUSCHER, S. A. CMIP3 projected changes in the annual cycle of the South American monsoon. *Climatic Change*, Dordrecht, v. 98, p. 331-357, 2010.

SHANAHAN, T. M.; OVERPECK, J. T.; ANCHUKAITIS, K. J.; BECK, J. W.; COLE, J. E.; DETTMAN, D. L.; PECK, J. A.; SCHOLZ, C. A.; KING, J. W. Atlantic forcing of persistent drought in West Africa. *Science*, v. 324, p. 377-380, 2009.

SICRE, M. A.; YIOU, P.; EIRIKSSON, J.; EZAT, U.; GUIMBAUT, E.; DAHHAOUI, I.; KNUDSEN, K. L.; JANSEN, E.; TURON, J. L. A 4500-year reconstruction of sea surface

temperature variability at decadal time-scales off North Iceland. *Quaternary Science Reviews*, Oxford, v. 27, p. 2041-2047, 2008.

SIFEDDINE, A.; BERTAUX, J.; MOURGUIART, P.; MARTIN, L.; DISNAR, J. R.; LAGGOUN-DEFARGE, F.; ARGOLLO, J. Étude de la sédimentation lacustre d'un site de forêt d'altitude des Andes Centrales (Bolivie). Implications paléoclimatiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 169, n. 3, p. 395-402, 1998.

SIFEDDINE, A.; BERTRAND, P.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajás, Amazonie orientale, Brésil): relation avec les changements climatiques au cours des 60 000 dernières années. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 165, n. 6, p. 613-621, 1994.

SIFEDDINE, A.; GUTIÉRREZ, D.; ORTLIEB, L.; BOUCHER, H.; VELAZCO, F.; FIELD, D.; VARGAS, G.; BOUSSAFIR, M.; SALVATTECI, R.; FERREIRA, V.; GARCÍA, M.; VALDÉS, J.; CAQUINEAU, S.; MANDENG YOGO, M.; CETIN, F.; SOLIS, J.; SOLER, P.; BAUMGARTNER, T. Laminated sediments from the central Peruvian continental slope: A 500 year record of upwelling system productivity, terrestrial runoff and redox conditions. *Progress in Oceanography*, Oxford, v. 79, n. 1-2, p. 190-197, 2008.

SIFEDDINE, A.; MARTIN, L.; TURCQ, B.; RIBEIRO, C. V.; SOUBIES, F.; CORDEIRO, R. C.; SUGUIO, K. Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, v. 168, p. 221-235, 2001.

SILVA, G. A. M.; AMBRIZZI, T.; MARENGO, J. A. Observational evidences on the modulation of the South American Low Level Jet east of the Andes according the ENSO variability. *Annales Geophysicae*, Toulouse, v. 27, p. 645-657, 2009.

STRIKIS, N. M.; CRUZ, F. W.; CHENG, H.; KARMANN, I.; EDWARDS, R. L.; VUILLE, M.; WANG, X.; PAULA, M. S. de; NOVELLO, V. F.; AULER, A. S. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. *Geology*, v. 39, p. 1075-1078, 2011.

SUTCLIFFE, J. V.; PARKS, Y. P. *The hydrology of the Nile*. [S.l.]: International Association of Hydrology, 1999. 180 p. (Special Publication; n. 5).

TAYLOR, B. L. *A speleothems-based high resolution reconstruction of climate in southeastern Brazil over the past 4,100 years*. Massachusetts, 2010. Thesis (Doctoral) - University of Massachusetts, Massachusetts, USA, 2010.

THOMPSON, L. G.; DAVIS, M. E.; MOSLEY-THOMPSON, E. Glacial records of global climate: A 1500-year tropical ice core record of climate. *Human Ecology*, New York, v. 22, n. 1, p. 83-95. 1994.

THOMPSON, L. G.; MOSLEY-THOMPSON, E.; BOLZAN, J. F.; KOEI, B. R. A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, v. 229, p. 971-973, 1985.

THOMPSON, L. G.; MOSLEY-THOMPSON, E.; DANSGAARD, W.; GROOTES, P. M. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap. *Science*, v. 234, p. 361-364, 1986.

TIMMERMANN, A. et al. The influence of a shutdown of the Atlantic meridional overturning circulation on ENSO. *Journal of Climate*, Boston, v. 20, p. 4899-4919, 2007.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Boston, v. 79, p. 61-78, 1998.

TROUET, V.; BAKER, A. Reconstructing climate dynamics over the past Millennium. *Eos*, v. 90, p. 283-284, 2009.

TROUET, V.; ESPER, J.; GRAHAM, N. E.; BAKER, A.; SCOURSE, J. D.; FRANK, D. C. Persistent positive North Atlantic oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, New York, v. 324, n. 5923, p. 78-80, 2009. Doi 10.1126/science.1166349.

TROUET, V.; SCOURSE, J. D.; RAIBLE, C. C. North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last Millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change*, Amsterdam, v. 84-85, p. 48-55, 2012.

VAN BREUKELEN, M. R.; VONHOF, H. B.; HELLSTROM, J. C.; WESTER, W. C. G.; KROON, D. Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 275, n. 1-2, p. 54-60, 2008.

VERA, C. S.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J. A.; MECHOSO, C. R.; NOGUES-PAEGLE, J.; SILVA DIAS, P. L.; ZHANG, C. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate*, Boston, v. 19, p. 4977-5000, 2006.

VERSCHUREN, D. Decadal and Century-Scale Climate Variability in Tropical Africa During The Past 2000 Years. In: BATTARBEE, R. W.; GASSE, F.; STICKLEY, C. E. (Eds.). *Past climate variability through Europe and Africa*. London: Springer, 2004. p. 139-158.

VIMEUX, F.; GALLAIRE, R.; BONY, S.; HOFFMANN, G.; CHIANG, J. C. H. What are the climate controls on δD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 240, p. 205-220, 2005

VUILLE, M.; BRADLEY, R. S.; WERNER, M.; HEALY, R.; KEIMIG, F. Modeling $\delta^{18}O$ in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 108, p. 4174, 2003. Doi 10.1029/2001JD002038.

VUILLE, M.; BURNS, S. J.; TAYLOR, B. L.; CRUZ, F. W.; BIRD, B. W.; ABBOTT, M. B.; KANNER, L. C.; CHENG, H.; NOVELLO, F. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*, v. 8, p. 1309-1321, 2012. Doi 10.5194/cp-8-1309-2012.

VUILLE, M.; WERNER, M. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability – observations and model results. *Climate Dynamics*, Berlin, v. 25, p. 401-413, 2005. Doi 10.1007/s00382-005-0049-9.

WANAMAKER, A. D.; KREUTZ, K. J.; SCHONE, B. R.; PETTIGREW, N. R.; BORNS, H. W.; INTRONE, D. S.; BELKNAP, D.; MAASCH, K. A.; FEINDEL, S. Coupled North

Atlantic slope water forcing on Gulf of Maine temperatures over the past millennium. *Climate Dynamics*, Berlin, v. 31, 2008. Doi 10.1007/S00382-0070344-8.

WANG, N.; JIANG, X.; THOMPSON, L.; DAVIS, M. Accumulation rates over the past 500 years recorded in ice cores from the northern and southern Tibetan Plateau, China. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, v. 39, n. 4, p. 671-677, 2007.

WOODHOUSE, C. A. A paleo-perspective on hydroclimatic variability in the western United States. *Aquatic Sciences*, Basel, Suiça, v. 66, p. 346-356, 2004.

WUNSCH, C. The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Boston, v. 80, p. 245-255, 1999.

YANG, B.; WANG, J.; BRAUNING, A.; DONG, Z.; ESPER, J. Late Holocene climatic and environmental changes in arid central Asia. *Quaternary International*, v. 194, p. 68-78, 2009. Doi 10.1016/j.quaint.2007.11.020.

ZHONG, Y.; MILLER, G. H.; OTTO-BLIESNER, B. L.; HOLLAND, M. M.; BAILEY, D. A.; SCHNEIDER, D. P.; GEIRSDOTTIR, A.; DYN, C. Centennial-scale climate change from decadal-paced explosive volcanism: a coupled sea ice-ocean mechanism. *Climate Dynamics*, Berlin, v. 37, p. 2373-2387, 2010. Doi 10.1007/s00382-010-0967-z.