

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MARIA GRACIA BUSTAMANTE ROSELL**

“Reconstituição da Monção Sul-Americana durante os últimos 38 mil anos  
e seus efeitos na precipitação no Nordeste dos Andes nas escalas de tempo  
orbital a multidecenal”

**TESE DE DOUTORAMENTO**

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

Orientador: Prof. Dr. Francisco William da Cruz Júnior

SÃO PAULO

2015

MARIA GRACIA BUSTAMANTE ROSELL

“Reconstituição da Monção Sul-Americana durante os últimos 38 mil anos e seus efeitos na precipitação no Nordeste dos Andes nas escalas de tempo orbital a multidecenal”

Tese apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo para obtenção de título de Doutor em Geologia.

Área de concentração: Geoquímica

Orientador: Prof. Dr. Francisco William da Cruz Júnior

SÃO PAULO

2015

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Rosell, Maria Gracia Bustamante

Reconstituição da Monção Sul-Americana durante os últimos 38 mil anos e seus efeitos na precipitação no Nordeste dos Andes nas escalas de tempo orbital a multidecenal/Maria Gracia Bustamante Rosell. - São Paulo, 2015.

171 p. : il.

Tese(Doutorado):IGc/USP

Orient.: da Cruz Jr., Francisco W.

1. Monção Sul-Americana 2. Espeleotema 3. Nordeste dos Andes Peruanos 4. Isótopos estáveis 5. Paleoclima 6. Holoceno 7. Último Período Glacial

Nome: Maria Gracia Bustamante Rosell

Título: Reconstituição da Monção Sul-Americana durante os últimos 38 mil anos e seus efeitos na precipitação no Nordeste dos Andes nas escalas de tempo orbital a multidecenal.

Tese apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo para obtenção de título de Doutor em Geologia

Área de concentração: Geoquímica

Aprovado em: \_\_/\_\_/\_\_

Prof. Dr.: \_\_\_\_\_ Instituição: \_\_\_\_\_

Julgamento: \_\_\_\_\_ Assinatura: \_\_\_\_\_

Prof. Dr.: \_\_\_\_\_ Instituição: \_\_\_\_\_

Julgamento: \_\_\_\_\_ Assinatura: \_\_\_\_\_

Prof. Dr.: \_\_\_\_\_ Instituição: \_\_\_\_\_

Julgamento: \_\_\_\_\_ Assinatura: \_\_\_\_\_

Prof. Dr.: \_\_\_\_\_ Instituição: \_\_\_\_\_

Julgamento: \_\_\_\_\_ Assinatura: \_\_\_\_\_

Prof. Dr.: \_\_\_\_\_ Instituição: \_\_\_\_\_

Julgamento: \_\_\_\_\_ Assinatura: \_\_\_\_\_

*À Meus pais,*

*Julio Bustamante P. e Cecilia Rosell*

## **AGRADECIMENTOS**

Sou grata pela confiança, o apoio e a alegria dos momentos compartilhados, aos doutores Abdel Sifeddine, Bruno Turcq, Claire Lazareth, Guy Cabioch, Jean Loup Guyot, Luc Ortlieb, assim como aos professores Ivo Karmann e Renato Paes de Almeida.

Sou grata à banca de qualificação, os professores Cristiano Chiessi e Ilana Wainer pela contribuição no texto, as ideias e a discussão frutífera que houve na avaliação.

Àqueles que coletaram as amostras e com os que compartilhamos boas experiências nas cavernas de Brasil e Perú, entre eles, Augusto Auler, James Apaèstegui, Jean Loup Guyot, Jean Sebastian Moquet, Jean Yves Bigot, Patricia Turcq e William Santini.

Aos técnicos de Laboratório, Alyne Barros e Osmar Antunes, pois sem eles o trabalho teria sido mais difícil e muito maior.

A meus colegas de laboratório, Christian Millo, Eline Alves, James Apaèstegui, Jean Sebastian Moquet, Narubia Gonçalves, Nicolas Strikis, Valdir Novello e Verônica Ramirez pelo espírito de equipe, a amizade, as conversas e as discussões de artigos. Assim como pelas revisões de texto deste trabalho.

A meus companheiros e amigos do IGc, Bruno Boita, Eva Kaiser, Ezequiel Ferreira, Guillaume Bertrand, Marcelo Barbara, Suellyn Garcia, Tabatha Hoeger, Thaize Hipólito, Vinicius Ribau e Vinicius Tieppo e a todos aqueles que estiveram presentes sempre me apoiando.

A Francisco William da Cruz Junior, orientador, pela oportunidade de realizar este estudo, pelo apoio, a paciência, e a confiança. Entre muitas outras coisas boas que aprendi ao trabalhar junto.

Ao Andre Stern, pela grande pessoa que vc é. Pelos momentos compartilhados e ter-me apoiado quando precisei. Obrigada por estes quatro anos, assim como pela ajuda no tratamento de imagens, e correções de texto deste trabalho.

Não tenho palavras para agradecer a meus pais, Cecilia Rosell e Julio Bustamante, sem os quais, nada disto teria sido possível. Agradeço-lhes por estarem sempre presentes, pela sua força, pelos seus conselhos, pela sua amizade, a sua grande paciência, o inacavável apoio e o carinho enorme. Obrigada por me ensinar a insistir e acreditar naquilo que me proponho a pesar das dificuldades.

Finalmente, também gostaria de agradecer ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica e ao apoio financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

## SUMÁRIO

RESUMO .....	10
ABSTRACT.....	12
LISTA DE FIGURAS .....	14
1. Introdução .....	18
2. Objetivos da Pesquisa.....	19
3. Materiais e Métodos .....	20
3.1. Área de estudo.....	20
3.2. Coleta de estalagmites.....	25
3.3. Preparação das amostras para datação radiométrica e análises isotópicas .....	26
3.4. Datação geocronológica pelo método U/Th.....	27
3.5. Amostragem de calcita para isótopos estáveis e análises isotópicas .....	28
3.6. Obtenção da série temporal paleoclimática.....	30
4. Climatologia Moderna.....	32
5. Hidrogeoquímica isotópica .....	37
5.1. Definições, padrões e notações .....	38
5.1.1. Fracionamento isotópico no Ciclo Hidrológico .....	39
5.2. Linha de água meteórica local e global .....	40
5.3. A variabilidade da precipitação do regime de monções e sua assinatura isotópica .....	44
6. Paleoclimatologia do Nordeste dos Andes desde o último período Glacial até o Holoceno... 46	
6.1. Mudanças paleoclimáticas na escala orbital.....	47
6.2. Mudanças paleoclimáticas abruptas .....	51
6.2.1 – Eventos climáticos durante os últimos períodos Glacial e Deglacial.....	51
6.2.1 – Eventos climáticos durante o Holoceno .....	55
7. Considerações Finais.....	58
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	60
ANEXOS.....	78

## LISTA DE ABREVIATURAS

$\delta^{13}\text{C}$	Razão isotópica de Carbono
$\delta\text{D}$	Razão isotópica de Deutério
$\delta^{18}\text{O}$	Razão isotópica do Oxigênio
A.D.	Anno Domini
AP	Antes do Presente (antes de A.D. 2000)
AIEA	Agência Internacional de Energia Atômica
AIM	<i>Antarctic Isotope Maxima</i>
AMO	<i>Atlantic Multidecadal Oscillation</i>
AMOC	<i>Atlantic Meridional Overturning Circulation</i>
AS	América do Sul
ASM	<i>Asian Summer Monsoon</i>
ASI	<i>Austral Summer Insolation</i>
B/A	<i>Bølling-Allerød</i>
BP	<i>Before Present</i> (antes de A.D. 2000)
ca.	Circa
D-O	<i>Dansgaard-Oeschger</i>
ECHAM	<i>European Centre Hamburg Model</i>
ENSO	<i>El Niño Southern Oscillation</i>
EPICA	<i>European Ice Core Project in Antarctica</i>
EDML	<i>EPICA Dronning Maud Land</i>
ET	Evapotranspiração
GI	<i>Greenland Interstadial</i>
GMWL	<i>Global Meteoric Water Line</i>
GNIP	<i>Global Network for Isotopes in Precipitation</i>
GS	<i>Greenland Stadial</i>
H	<i>Heinrich Event</i>
HSG	<i>Hematite Stained Grains</i>

ICP-MS	<i>Inductively coupled plasma mass spectrometry</i>
IRD	<i>Ice Rafted Debris</i>
ITCZ	<i>Intertropical Convergence Zone</i>
ka	Kilo ano (Mil anos)
ky	<i>Kilo year</i>
LGM	<i>Last Glacial Maximum</i>
LIA	<i>Little Ice Age</i>
LLJ	<i>Low Level Jet</i>
LMWL	<i>Local Meteoric Water Line</i>
MCA	<i>Medieval Climate Anomaly</i>
MSA	Monção Sul-Americana
MIS	<i>Marine Isotope Stage</i>
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i>
NEB	Nordeste brasileiro
NGRIP	<i>North Greenland Ice Core Project</i>
PDB	<i>Pee Dee Belemnite</i>
PDO	<i>Pacific Decadal Oscillation</i>
SACZ	<i>South Atlantic Convergence Zone</i>
SASM	<i>South American Summer Monsoon</i>
SMOW	<i>Standard Mean Ocean Water</i>
SST	<i>Sea Surface Temperature</i>
TC	Taxa de Crescimento
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
V-PDB	<i>Vienna-Pee Dee Belemnite</i>
V-SMOW	<i>Vienna-Standard Mean Ocean Water</i>
YD	<i>Younger Dryas</i>

## RESUMO

Neste estudo investigou-se a variabilidade da Monção Sul-Americana (MSA) ao longo dos últimos 38ka, por meio de um registro em alta resolução de  $\delta^{18}\text{O}$  baseado em três espeleotemas da caverna Shatuca, localizada no norte do Peru ( $\sim 5^\circ\text{S}$ ). O registro da caverna Shatuca é um dos primeiros registros paleoclimáticos da zona de altitude intermediária no flanco oriental dos Andes setentrionais (1960m).

O registro isotópico da Shatuca compreende espeleotemas bem datados e de alta resolução que são usados para investigar a atividade da MSA no passado, em resposta tanto ao ciclo de precessão da insolação, como às mudanças na circulação oceânica, ocorridas durante o último período Glacial – Deglacial, as quais são definidas nos testemunhos marinhos e de gelo do Hemisfério Norte.

Os registros de espeleotemas da caverna Shatuca, não mostram nenhum controle claro da insolação sobre a MSA nos Andes entre 38-11 ka AP, o que pode ser explicado por um controle predominante das condições de contorno glaciais sobre a MSA.

Mudanças abruptas, entre períodos mais úmidos e mais secos da MSA, em escalas de tempo milenar, são observadas no registro de espeleotemas de Shatuca através de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  anormalmente baixos e altos, respectivamente. Estes eventos são interpretados como uma resposta aos eventos Heinrich (H) e Dansgaard-Oeschger (D-O) através de deslocamentos latitudinais da Zona de Convergência Intertropical (*Intertropical Convergence Zone-ITCZ*). No entanto, a intensidade da resposta a esses ciclos foi variável. Em particular, os episódios climáticos mais extremos foram aqueles relacionados aos eventos Heinrich 1 e 2.

O período de ocorrência e a estrutura do evento Heinrich 1 (H1) são mais precisamente descritos nos espeleotemas da caverna Shatuca do que em registros anteriores dos Andes e da Bacia de Cariaco. O evento H1 é caracterizado por valores isotópicos baixos entre 18.0 e 14.7 ka AP, o que indica condições predominantemente úmidas; mas um pico, nunca antes registrado, de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  altos foi registrado em 16.2 ka AP. Este resultado é particularmente importante dado que a ITCZ poderia ter estado deslocada mais ao sul do que  $5^\circ\text{S}$ . Além disso, a estrutura dos períodos do Bølling-Allerød (B/A) e Younger Dryas (YD) assemelha-se à dos testemunhos de gelo da Groenlândia.

Durante o Holoceno, o clima da região da caverna Shatuca foi controlado pela insolação, consistente com outros registros de isótopos de diferentes altitudes nos Andes peruanos. O Holoceno Inferior é marcado pelo severo enfraquecimento da MSA na região da Shatuca, sendo seguido por uma tendência de aumento gradual das condições de umidade em direção ao Holoceno Superior, esta tendência climática, em longo prazo, ocorreu em união à tendência de

aumento da insolação modulada pelo ciclo de precessão. Condições particularmente úmidas foram sentidas na região da caverna Shatuca após 5.0 ka AP.

Várias mudanças abruptas ocorridas, em escalas de tempo centenárias e multidecenais, durante o Holoceno, são descritas pela primeira vez nos Andes. Durante o Holoceno Inferior, o caso mais extremo, é o registrado em 9.5 ka AP, mas outros eventos úmidos ocorreram também, tais como o registrado em 8.1 ka AP. Por outro lado, durante o Holoceno Médio, a comparação com outros registros andinos, na região afetada pela MSA, aponta para uma série de eventos abruptos que ocorreram entre 5.1 e 5.0 ka AP. Finalmente, um resultado importante do presente estudo é a semelhança observada, durante o Holoceno Superior, entre o registro da caverna Shatuca com o do lago Pallcacocha, situado no sul dos Andes equatorianos e amplamente utilizado como um proxy da frequência do fenômeno El Niño Oscilação Sul (*El Niño Southern Oscillation* - ENSO). O registro Shatuca não apresenta nenhuma evidência clara de ter sofrido algum controle climático influenciado por ENSO. Pelo contrário, propõe-se que ambos registros, o lago Pallcacocha e a caverna Shatuca, indicam um aumento da umidade entre 3.5 e 2.5 ka AP, resultado do controle da alta insolação de verão austral sobre a MSA, e de uma profunda reorganização do sistema climático ocorrido na borda oeste da MSA, entre terras altas e intermediárias dos Andes.

Palavras chave: Monção Sul-Americana, Espeleotema, Nordeste dos Andes Peruanos, Isótopos Estáveis, Paleoclima, Holoceno, Último Período Glacial

## ABSTRACT

In this study, we investigated the South American Summer Monsoon (SASM) variability through the last 38 ky with a high-resolution  $\delta^{18}\text{O}$  record based on three speleothems from Shatuca cave, located in northern Peru ( $\sim 5^\circ\text{S}$ ). The Shatuca cave record is one of the first paleoclimate records from mid-altitude (1960m) sites in the northeastern Andean slopes.

The Shatuca isotope record comprises well-dated and high-resolution speleothems that were used to investigate the past activity of SASM, in response to both insolation precession cycle and changes in oceanic circulation during the last Glacial-Deglacial period, defined in ice cores and marine core records from the northern Hemisphere.

The speleothem records from Shatuca cave show no clear insolation control over the SASM between 38-11 ky BP, which could be explained by a prevailing control of the glacial boundary conditions over SASM.

Abrupt millennial shifts between wetter and drier monsoon phases are observed in Shatuca speleothem record based on abnormally low and high values of  $\delta^{18}\text{O}$ , respectively. These events are interpreted as a response to Heinrich (H) and Dansgaard-Oeschger (D-O) events through latitudinal displacements in the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). However, the response intensity to these events was variable. In particular, the most extreme climate episodes were those related to the Heinrich events 1 and 2.

The structure and timing of the Heinrich event 1 (H1) event are more precisely described in Shatuca speleothems than in previous records from Andes and Cariaco Basin. The H1 event is characterized by low  $\delta^{18}\text{O}$  values from 18.0 to 14.7 ky BP, indicative of predominantly wet conditions; but a peak, never reported before, of high  $\delta^{18}\text{O}$  values is recorded at 16.2 ky BP. This result is of particular importance given that the ITCZ was probably displaced even more to the south than  $5^\circ\text{S}$ . In addition, the structure of the Bølling–Allerød (B/A) and Younger Dryas (YD) periods resembles that of the Greenland ice cores.

Insolation control on climate at Shatuca site is evident during the Holocene, which is consistent with other Andean isotope records from different altitudes in the Peruvian Andes. The early Holocene is marked by a extremely weak SASM activity over Shatuca area, that is followed by a gradual increasing trend toward wetter conditions at the late Holocene period, this long term climate trend occurred in union with increasing insolation trend modulated by the precession cycle. Particularly wet conditions were felt in Shatuca site after 5.0 ky BP.

During the Holocene, several abrupt multidecadal to centennial events are for the first time described in Andes. During the early Holocene, the most extreme event is the one logged at 9.5 ky BP, however other wet events occurred, such as the one logged at 8.1 ky BP. On the other

side, during the mid Holocene, the comparison with other Andean records affected by the SASM, points out to a striking series of events that occurred between 5.1 and 5.0 ky BP. Finally, one important result from the present study is the similarity observed during the late Holocene between Shatuca cave and the Pallcacocha lake record in southern Equadorian Andes, a record that has been widely used as a proxy for El Niño Southern Oscillation (ENSO) frequency during Holocene. Shatuca record presents no clear evidence for climate control by ENSO. On the contrary, it is proposed that the increase in moisture logged between 3.5 and 2.5 ky BP, in both Pallcacocha lake and Shatuca cave records, resulted from high austral insolation control over the SASM and a major reorganization of the climatic system in the western border of the SASM at mid- to high altitudes of the Andes.

Keywords: South American Summer Monsoon, Speleothem, Northeastern Peruvian Andes, Stable Isotopes, Paleoclimate, Holocene, Last Glacial Period

## LISTA DE FIGURAS

### Capítulo 3: Materiais e Métodos

Figura 3.1. Localização da caverna Shatuca (5.70°S, 77.90°W) em altitudes intermediárias (1960m). No mapa pode-se também observar a localização de outros registros paleoclimáticos andinos em alta e baixa altitude. À direita: Mapa de acesso e localização da caverna Shatuca e das cavernas de terras baixas Tigre Perdido-1000m anm (van Breukelen et al., 2008), El Diamante-960m anm (Cheng et al., 2013a) e Palestina - 870m anm (Apaèstegui et al., 2014).

Figura 3.2. Localização das regiões andinas referidas neste estudo e o seu posicionamento com respeito ao Jato de Baixos Níveis e à umidade transportada pela Monção Sul-Americana (MSA). Mapa modificado de Marengo et al. (2004).

Figura 3.3. a) Variações sazonais de chuva registradas pelas estações pluviométricas situadas na região nordeste dos Andes peruanos, entre 1300 e 2500m anm e entre 800-900m anm, para o período entre 1964 e 2014. b) Mapa de precipitação média anual a partir dos dados do satélite TRMM 2B31 (média para 1998-2009, em mm/ano) (Bookhagen and Strecker, 2008) c) Perfil altitudinal que mostra a localização da caverna Shatuca e das caverna Tigre Perdido e Palestina, com respeito ao vento vindo do leste.

Figura 3.4. Mapa topográfico da caverna Shatuca. Fonte: Grupo Espeleológico de Bagnols-Marcoule (GSBM) e Club Espeleo-Andino de Lima (ECA).

Figura 3.5. Foto do microamostrador *Sherline* 5400, equipamento utilizado para coleta de carbonato de cálcio (CaCO<sub>3</sub>) em espeleotemas, e dos tubos de amostragem utilizados nas análises isotópicas.

### Capítulo 4. Climatología Moderna

Figura 4.1. a) Circulação oceano- atmosfera no Oceano Pacífico Tropical durante condições normais e El Niño. b) Série temporal de um índice de El Niño (índice de anomalia El Niño 3, indica anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) entre 5°N-5°S e 150-90°W). Fonte: Chiang (2009).

Figura 4.2. Esquema simplificado da circulação oceânica, associado à circulação de revolvimento meridional com foco especial na parte Atlântica do fluxo (*Atlantic Meridional Overturning Circulation*, AMOC). Fonte: Kuhlbrodt et al. (2007).

### Capítulo 5. Hidrogeoquímica Isotópica

Figura 5.1. Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  de estações de monitoramento do GNIP (*Global Network for Isotopes in Precipitation*) em conjunto com a Linha de Água Meteórica Global (*Global Meteoric Water Line-GMWL*). Fonte: Lachniet (2009).

Figura 5.2. Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  na caverna Palestina, localidade próxima a área de estudo no nordeste dos Andes peruanos (cortesía de J. Apaèstegui).

Figura 5.3. Resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  de água de chuva, gotejamento e rio subterrâneo na caverna Palestina, localizada no nordeste dos Andes peruanos (cortesía de J. Apaèstegui).

Capítulo 6: Paleoclimatologia do Nordeste dos Andes desde o último período Glacial até o Holoceno

Figura 6.1. Registros de paleopluviosidade na região andina em terras altas, intermediárias e baixas, comparados com a curva da insolação para o mês de fevereiro em 10°S (Berger e Loutre, 1991).

Figura 6.2. Comparação entre os registros paleoclimáticos da América do Sul, durante os últimos 40 ka AP, com a curva de insolação do mês de fevereiro para 10°S.

Figura 6.3. Comparação entre o registro de gelo NGRIP (Rasmussen et al., 2014) com os registros paleoclimáticos da América do Sul para o período entre 40-10 ka AP.

Figura 6.4. Variabilidade milenar em registros isotópicos da América do Sul durante o período do Holoceno, e a curva de concentração de *Hematite Stained Grains* (%HSG) em sedimentos marinhos do Atlântico Norte de Bond et al. (2001).

## ANEXOS

ANEXO 1. Cortes longitudinais das estalagmites analisadas com a locação das amostras datadas: a) Amostra Sha-1, b) Amostra Sha-2, c) Amostra Sha-3.

ANEXO 2. Tabela com as Idades U/Th para as amostras Sha-1, Sha-2 e Sha-3.

ANEXO 3. Procedimentos analíticos para abertura de amostra e concentração de íons de U e Th.

ANEXO 4. Intervalos de deposição das estalagmites Sha-1, Sha-2 e Sha-3, com o nome dos espeleotemas no eixo vertical. Os pontos destacados são referentes à posição das idades U/Th.

ANEXO 5. Taxas de Crescimento para cada amostra.

ANEXO 6. Holocene changes in monsoon precipitation in the NE Peruvian Andes based on  $\delta^{18}\text{O}$  speleothem records.

A6. Figure 1. Location of Shatuca cave record (5.70°S, 77.90°W) and other Andean paleoclimate records used for comparison.

A6. Figure 2. a) Histogram indicating mean monthly precipitation (1964-2014) in meteorological stations located at mid-altitudes and lowlands. b) Altitude profile and location of Shatuca, Tigre Perdido and Palestina caves in relation to the moisture transport direction. c) Mean annual precipitation from TRMM 2B31 satellite data.

A6. Figure 3. Rainwater isotopic results obtained during the Palestina cave monitoring program.

A6. Figure 4. Comparison between isotope records from the central and northeastern Peruvian Andes and the insolation trend for the month of February at 10°S (Berger and Loutre, 1991).

A6. Figure 5. Comparison between Holocene South American paleoprecipitation records and the Hematite stained grains record from the North Atlantic Ocean.

A6. Figure 6. Early Holocene comparison of high-resolution records from South America and the Hematite stained grains from the North Atlantic Ocean.

A6. Figure 7. Early Holocene spectral analysis (REDFIT) (Schulz and Mudelsee, 2002) performed by software PAST (Hammer et al., 2001) using Sha-2 sample (with Sha-3 covering the hiatus of Sha-2).

A6. Figure 8. Early Holocene wavelet analyses (Torrence and Compo, 1998) performed by software PAST (Hammer et al., 2001) using Sha-2 sample (with Sha-3 covering the hiatus of Sha-2).

A6. Figure 9. Detailed comparison between South American high-resolution paleorecords from 7.2 to 4.5 ky BP.

A6. Figure 10. Spectral analysis (REDFIT) (Schulz and Mudelsee, 2002) for the period between 5132-4780 yrs BP (with evidence in Bond 4), performed by software PAST (Hammer *et al.*, 2001).

A6. Figure 11. Wavelet analyses (Torrence and Compo, 1998) for the period between 5132-4780 yrs BP (with evidence in Bond 4), performed by software PAST (Hammer et al., 2001).

A6. Figure 12. Comparison between South American paleorecords during the late Holocene.

A6. Figure 13. Increasing monsoon precipitation in Shatuca record through the Holocene, shown as a step process.

A6. Figure S1. Topographic map: Shatuca cave profile. Located in Yambrasbamba, Bongará province, Amazonas –Peru. Source: Bigot (2008).

A6. Table S1. U/Th ages for samples Sha-2 and Sha-3.

A6. Figure S2. Growth rate of samples Sha-2 and Sha-3.

A6. Figure S3. Isotopic record for Shatuca cave samples: Sha-2 in black and sample Sha-3 in red. The U/Th ages, are located in the bottom part of the graphic, black for Sha-2 and red for Sha-3.

ANEXO 7. Orbital to millennial changes in monsoon precipitation in western Amazon from the last Glacial to the Holocene from speleothem isotope records.

A7. Figure 1. Location of Shatuca cave record (5.70°S, 77.90°W) and other paleoclimate records used for comparison. To the right: Access and location map for Shatuca, Diamante and Condor cave sites.

A7. Figure 2. a) Histogram indicating mean monthly precipitation (1964-2014) in meteorological stations located at mid-altitudes and lowlands. b) Altitude profile and location of Shatuca, Tigre Perdido and Palestina caves in relation to the moisture transport direction. c) Mean annual precipitation from TRMM 2B31 satellite data.

A7. Figure 3. Rainwater isotopic results obtained during the Palestina cave monitoring program.

A7. Figure 4. Comparison between the Shatuca record with lower altitude (900m asl) montane forest records (3-6°S) and the Salar de Uyuni record (Baker et al., 2001a) in the Atliplano region (20°S) from 40 ky BP to present.

A7. Figure 5. Paleoclimate records comparison for the period 40-0 ky BP.

A7. Figure 6. Millennial variability among Andean records from 40 to 10 ky BP and its relation to the Greenland ice core records.

A7. Figure S1. Topographic map: Shatuca cave profile. Located in Yambrasbamba, Bongará province, Amazonas –Peru. Source: Bigot (2008).

A7. Table S1. U/Th ages for the speleothem samples Sha-1, Sha-2 and Sha-3.

A7. Figure S2. Growth rate of samples Sha-1, Sha-2 and Sha-3.

A7. Figure S3. Isotopic record of samples Sha-1, Sha-2 and Sha-3, compared to the insolation precession cycle.

A7. Figure S4. Comparison between northeastern Andean records located between 3-6°S.

A7. Figure S5. Comparison between Andean records at lowlands, midlands and highlands with the EDML and NGRIP ice core records.

## 1. Introdução

A região dos Andes apresenta grande diversidade de climas devido à extensa área que abrange, assim como por sua elevada altitude (Guyot, 1993; Ronchail e Gallaire, 2006; Laraque et al., 2007; Espinoza, 2009). Dessa forma, é razoável observar variabilidade na escala espaço-tempo nos registros paleoclimáticos da região andina (Fritz et al., 2007, 2010). Devido a esta variabilidade, é fundamental que haja nos Andes novas reconstituições paleoclimáticas, em escala latitudinal e altitudinal, pois a falta desses registros leva à construção de modelos simplistas e com maior probabilidade de erros em suas previsões. No entanto, até hoje, os estudos paleoclimáticos na região andina cobrem só regiões de terras baixas ( $\sim < 1000$  m anm) e de terras altas ( $\sim > 3000$  m anm).

No flanco oriental andino, encontra-se a floresta montana, que consiste no limite ocidental da floresta Amazônica e é considerada um “hot spot” da biodiversidade e cuja resposta a mudança climática atual, é ainda desconhecida (Gentry, 1988; León et al., 1992; Young, 1991). Nesta região, também nascem os principais rios tributários do rio Amazonas, do qual depende em grande parte a biodiversidade da Bacia Amazônica (Moquet et al., 2011). Ambos, os rios tributários andinos do Amazonas e o bosque montano, dependem da Monção de Verão Sul-Americana (MSA) para a sua subsistência, por isso entender a variabilidade da mesma neste flanco oriental, é de suma importância.

Até o momento poucos estudos têm se concentrado no flanco oriental dos Andes Setentrionais, área que se encontra diretamente influenciada pela MSA. Pode-se ressaltar os estudos de Hansen e Rodbell (1995), Bush et al. (2005), Reuter et al. (2009), van Breukelen et al. (2008), Mosblech et al. (2012) e Apaestegui et al. (2014), com base em espeleotemas e testemunhos lacustres.

A presente pesquisa investigou a variabilidade paleoclimática durante os últimos 38 mil anos, com ênfase nas mudanças ocorridas no nordeste dos Andes peruanos, no período que envolve parte do último período Glacial (entre 38 e 19 ka AP, Seltzer et al., 2002), a transição do Glacial para o Holoceno (período Deglacial) e o Holoceno (após 11 mil anos). O estudo baseia-se na análise dos perfis isotópicos do oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ), em alta resolução, de três espeleotemas provenientes na caverna Shatuca ( $5^{\circ}\text{S}$ ), localizada numa altitude intermediária (1960m).

A importância desse estudo é em parte devido à ausência de dados paleoclimáticos em altitudes equivalentes à da caverna Shatuca. Desse modo, o registro de Shatuca pode revelar o porquê das diferenças climáticas existentes, entre as terras altas e baixas, nos registros paleoclimáticos do flanco oriental andino.

A tese está organizada na forma de capítulos, onde os primeiros dois capítulos são introdutórios (Introdução e Objetivos da Pesquisa). Após o detalhamento da área de estudo, no capítulo 3 descreve-se a metodologia aplicada no desenvolvimento desta pesquisa (Materiais e Métodos). No capítulo 4, descrevem-se brevemente os sistemas climatológicos que afetam o regime de chuvas na área de estudo. Posteriormente, no capítulo 5, são explicados detalhes da hidrogeoquímica isotópica, base do estudo paleoclimático com espeleotemas. No capítulo 6, se faz uma breve revisão dos estudos paleoclimatológicos existentes na região da Monção Sul-Americana, e se introduzem os resultados da pesquisa, que serão apresentados em forma de dois artigos (ANEXO 6 e 7). O primeiro artigo “*Holocene changes in monsoon precipitation in the NE Peruvian Andes based on  $\delta^{18}\text{O}$  speleothem records*” descreve e discute o sinal isotópico dos espeleotemas durante o período Holocênico, e o segundo artigo “*Orbital to millennial changes in monsoon precipitation in western Amazon from the last Glacial to the Holocene from speleothem isotope records*”, aborda a variabilidade paleoclimática da região andina durante o Pleistoceno Superior, numa escala espaço-temporal que se baseia na comparação do registro isotópico da caverna Shatuca com registros prévios da região.

## **2. Objetivos da Pesquisa**

- Realizar um estudo paleoclimático, com base em perfis isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  em estalagmites depositadas nos últimos 38 ka AP durante o último período Glacial e o Holoceno, na caverna Shatuca, localizada no nordeste dos Andes peruanos.
- Identificar e descrever os padrões de variação na paleopluviosidade da região nordeste dos Andes peruanos, em diferentes escalas de tempo. Primeiramente de acordo com o ciclo de precessão (periodicidade de aproximadamente 23 mil anos), e em segundo lugar, de acordo com a ocorrência de eventos milenares tipo Dansgaard-Oeschger (D-O), Heinrich (H), Bølling-Allerød (B/A), Younger Dryas (YD), e dos eventos Bond (que se repetem a cada 1.5 - 3.0 mil anos).
- Discutir os possíveis mecanismos responsáveis pelas mudanças climáticas no nordeste dos Andes peruanos. Região que na atualidade é diretamente afetada pela Monção Sul-Americana (MSA) e indiretamente afetada pelas variações de temperatura da superfície do mar (TSM) do Pacífico tropical.

### 3. Materiais e Métodos

#### 3.1. Área de estudo

A caverna Shatuca está situada no distrito de Yambrasbamba- Província de Bongorá, no Departamento de Amazonas no Perú. Sua localização geográfica é 5.70°S; 77.90°W, no nordeste dos Andes peruanos (Fig. 3.1). Trata-se de uma área onde as formações carbonáticas de idade Triássica-Jurássica estão expostas (Cobbing et al., 1981).

A região nordeste dos Andes peruanos encontra-se diretamente influenciada pelos ventos alísios de nordeste, os quais transportam umidade desde o Atlântico tropical norte até a Amazônia. Ao chegar aos Andes, estes ventos viram em direção sudeste, devido ao efeito de bloqueio da Cordilheira Andina e formam o Jato de Baixos Níveis (*Low Level Jet- LLJ*) que transporta umidade desde a Amazônia até a Bacia da Plata (Nogués-Paegle et al., 1998). Na estação chuvosa austral, este LLJ se desloca em direção oeste (Poveda et al., 2014). Sendo o LLJ a feição oeste da MSA, pode-se dizer que a caverna Shatuca, encontra-se na da borda da região de influência da MSA, sendo diretamente afetada pela mesma (Fig. 3.2).

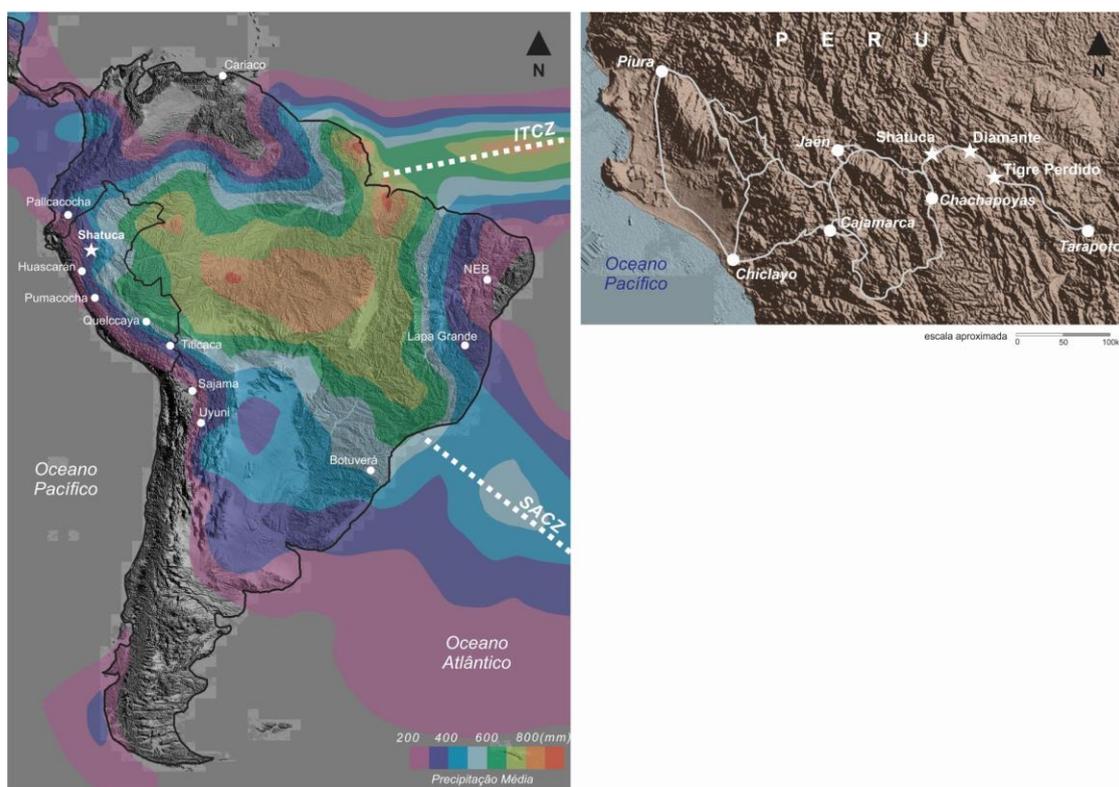
Em escalas de tempo interanuais, durante os últimos eventos El Niño-extremos (1982-83, 1991-92 e 1997-98), extremas secas ocorreram nesta região nordeste dos Andes junto com um fortalecimento do LLJ, enquanto inundações ocorreram durante os últimos eventos La Niña-extremos (1970-71, 1973-74, 1975-76, 1988-89), devido a um enfraquecimento do LLJ (Marengo e Nobre, 2001; Nogués-Paegle e Mo, 2002; Vuille et al., 2003; Bradley et al., 2003; Marengo, 2009; Garreaud et al., 2003, 2009; Grimm, 2011; Lavado e Espinoza, 2014). No entanto, as extremas secas da Amazônia de 2005 e 2010 foram relacionadas a temperaturas anômala mente quentes da superfície do mar (TSM) no Atlântico tropical norte (Marengo et al., 2008, 2011; Espinoza et al., 2011; Lavado et al., 2012; Lavado e Espinoza, 2014). Ademais, em escalas de tempo decenais, Marengo et al. (2004) mostraram que a Oscilação Decenal do Pacífico (*Pacific Decadal Oscillation- PDO*) e a Oscilação do Atlântico Norte (*North Atlantic Oscillation- NAO*) podem afetar a atividade do LLJ.

Portanto, o sinal paleoclimático obtido com os registros isotópicos de espeleotemas da caverna Shatuca, reflete variações da MSA, assim como trás informações sobre os mecanismos que atuam nos Andes em diferentes altitudes a diferentes escalas de tempo.

Na figura 3.3a são apresentados os valores de precipitação média anual durante o período (1964-2014) para as estações pluviométricas (SENAMHI PERU, Serviço Nacional de Meteorologia e Hidrologia do Peru) situadas nas proximidades do local de estudo. É possível observar que todas as estações usadas, mostram um regime de precipitação bimodal, o qual se

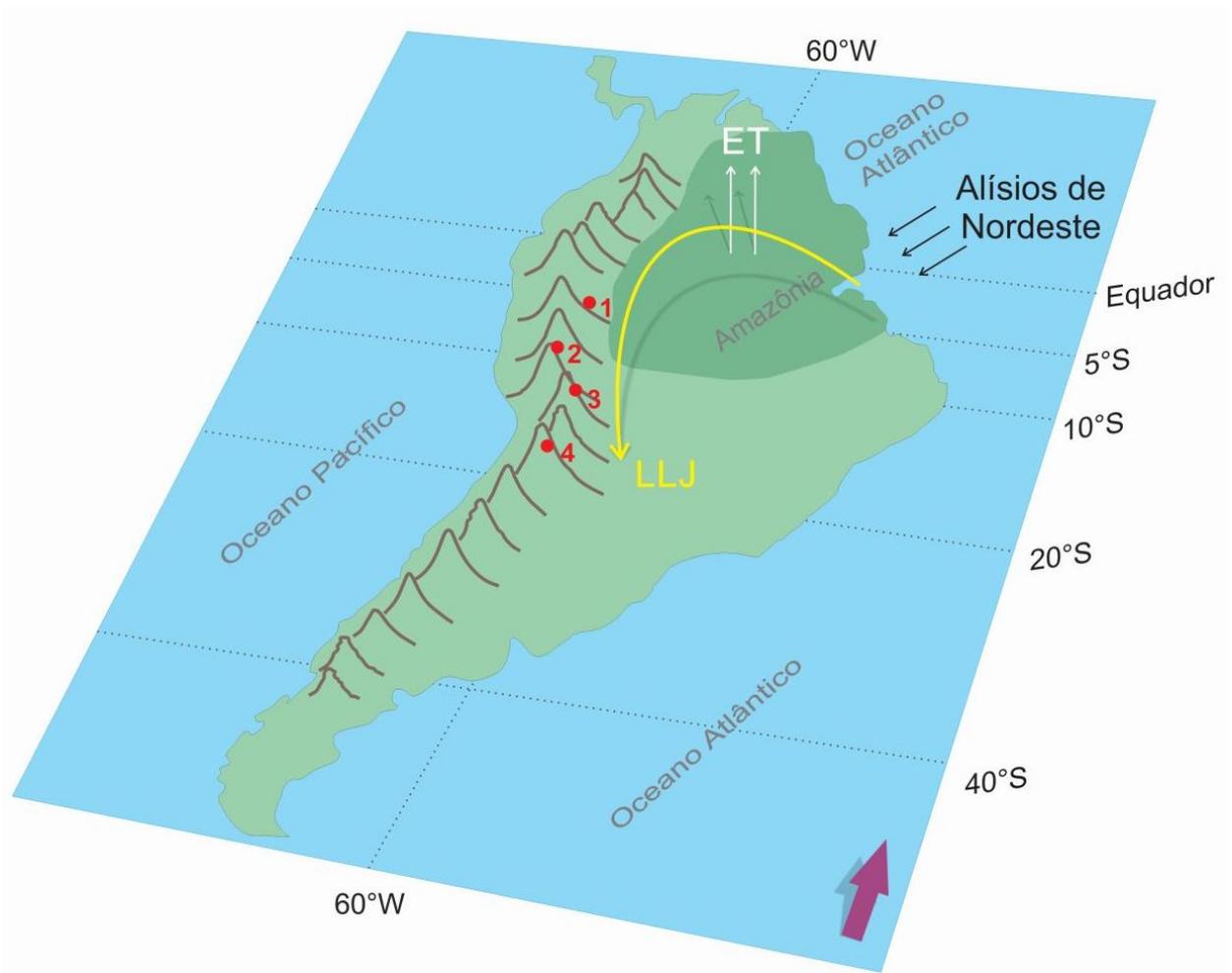
encontra relacionado à passagem sazonal da Zona de Convergência Intertropical (Intertropical Convergence Zone- ITCZ) sobre a região. Aproximadamente 85% da chuva anual ocorre entre setembro e maio, como parte da MSA, e outro 15% da precipitação é relativo à chuva equatorial residual. Além disso, observa-se que o volume de chuva diminui conforme a altitude aumenta. Áreas localizadas entre 800-900m anm são mais úmidas (1600mm/ano) do que as regiões localizadas entre 1300- 2500m anm, onde a média anual é de 855mm/ano.

A grande variabilidade climática em diferentes altitudes deve-se a topografia dos Andes orientais, que gera uma complexa distribuição das chuvas com flancos úmidos e secos ocorrendo face à face nos mesmos vales. Isso pode ser observado na figura 3.3b, obtida a partir do satélite TRMM2B31 (Bookhagen and Strecker, 2008) que mostra o local da caverna Shatuca como sendo mais seco em relação aos arredores, provavelmente devido a um efeito de “rainshadow”, o qual ocorre nas áreas situadas a sotavento das cadeias de montanha, nas áreas influenciadas pelos ventos alísios (Fig. 3.3c).



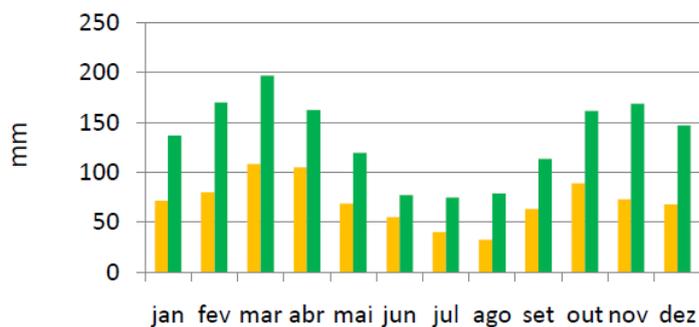
**Figura 3.1.** Localização da caverna Shatuca ( $5.70^{\circ}\text{S}$ ,  $77.90^{\circ}\text{W}$ ) (estrela branca) em altitudes intermediárias (1960m). No mapa pode-se também observar a localização de outros registros paleoclimáticos andinos em alta e baixa altitude. Estes registros são: o testemunho lacustre do lago Pallcacocha, no Equador ( $\sim 3^{\circ}\text{S}$ , 4200m anm) (Rodbell et al., 1999; Moy et al., 2002); o testemunho de gelo da geleira Huascarán ( $\sim 9^{\circ}\text{S}$ , 6048m anm) (Thompson et al., 1995); o

*testemunho lacustre do lago Pumacocha (~11°S, 4300m anm) (Bird et al., 2011a,b); o testemunho de gelo da geleira Quelccaya (~13°S, 5670m anm) (Ramirez et al., 2003) e os testemunhos lacustres do lago Titicaca (~16°S, 3812m anm) (Baker et al., 2001b; Baker et al., 2005; Fornace et al., 2014), nos Andes peruanos. Na Bolívia, o testemunho de gelo do vulcão Sajama (~18°S, 6542m anm) (Thompson et al., 1998) e o testemunho sedimentar do Salar de Uyuni (~20°S, 3653m anm) (Baker et al., 2001a). Também é indicada a localização de outros registros da América do Sul, como o registro baseado em espeleotemas da caverna de Botuverá no sudeste brasileiro (~27°S) (Cruz et al., 2005a,b), o registro da caverna Lapa Grande no centro-leste brasileiro (~14°S) (Strikis et al., 2011), a área do nordeste brasileiro (NEB) onde existem vários registros baseados em espeleotemas (~12°S) (Wang et al., 2004; Novello et al., 2012) e finalmente os testemunhos marinhos da Bacia de Cariaco na Venezuela (10°N) (Haug et al. 2001; Deplazes et al., 2013). A figura indica a posição destes registros no âmbito da região da América do Sul afetada pela atividade da Monção Sul-Americana (MSA), também é indicada a localização das feições da MSA, como a Zona de Convergência Intertropical (Intertropical Convergence Zone-ITCZ) e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (South Atlantic Convergence Zone-SACZ). À direita: Mapa de acesso e localização da caverna Shatuca e das cavernas de terras baixas Tigre Perdido - 1000m anm (van Breukelen et al., 2008), El Diamante - 960m anm (Cheng et al., 2013a) e Palestina - 870m anm (Apaèstegui et al., 2014).*



**Figura 3.2.** Localização das regiões andinas referidas neste estudo e o seu posicionamento com respeito ao Jato de Baixos Níveis (Low Level Jet, LLJ) e à umidade transportada pela Monção Sul-Americana. Localização do nordeste dos Andes (n°1), ao redor dos 5°S, onde se encontram os registros da caverna Shatuca (este estudo) em terras de altitude intermediária (1960m), e em terras de baixa altitude (entre 800-1000m) as cavernas de Tigre Perdido (van Breukelen et al., 2008), Cascayunga (Reuter et al., 2009), El Condor, El Diamante (Cheng et al., 2013a) e Palestina (Apaèstegui et al., 2014). Também é indicada a localização dos registros de alta altitude, como a do lago Pumacocha (Bird et al., 2011a,b) e a das cavernas Papahuacain e Huagapo (Kanner et al., 2012, 2013), localizadas nos Andes centrais peruanos ao redor de 10°S (n°2). Também se indica a localização da região do Altiplano, onde se encontram os registros do lago Titicaca (Fornace et al., 2014) (n°3), e do Salar de Uyuni (Baker et al., 2001a) (n°4). No mapa pode-se observar a localização dos ventos alísios de nordeste que transportam umidade desde o oceano Atlântico tropical norte, a evapotranspiração (ET) da Bacia Amazônica que alimenta a MSA com vapor de água enriquecido em  $^{18}\text{O}$ , e a localização do Jato de Baixos Níveis (Low Level Jet, LLJ), que transporta a umidade ao longo dos Andes até a região do El Chaco. Mapa modificado de Marengo et al. (2004).

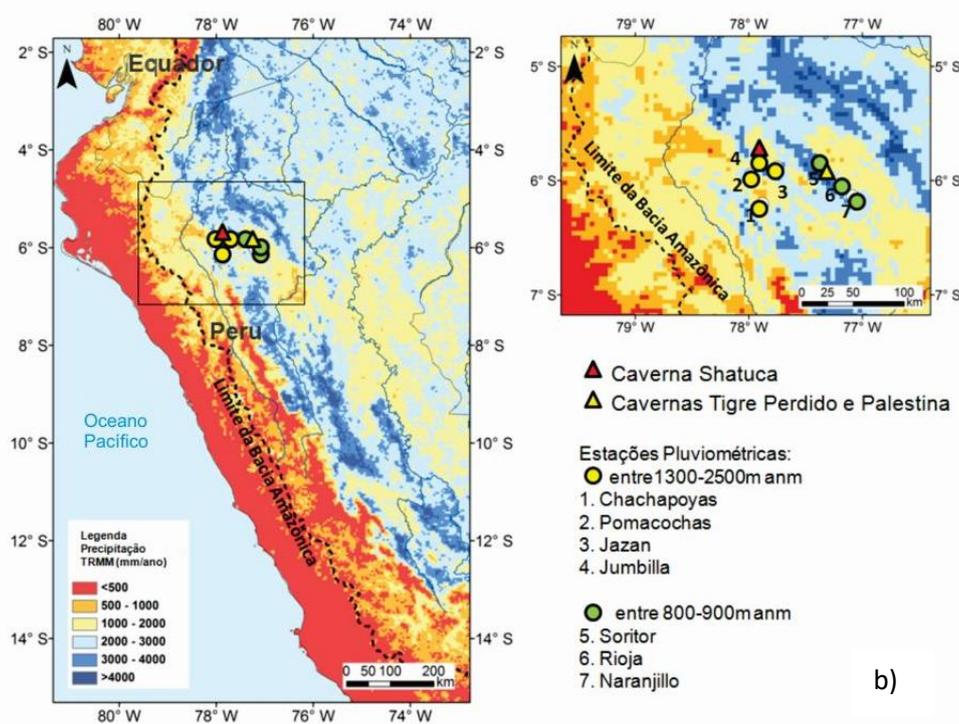
### Precipitação Média Mensal (mm)



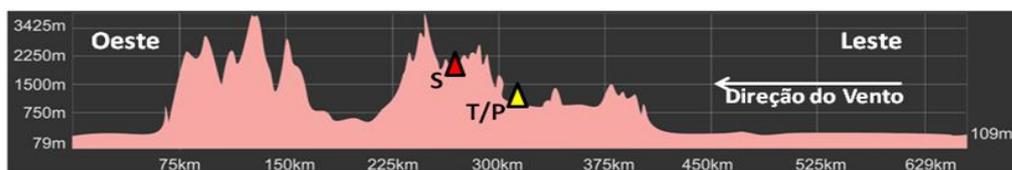
a)

■ 2500-1300m anm

■ 900-800m anm



b)



c)

**Figura 3.3.** a) Variações sazonais de chuva registradas pelas estações pluviométricas situadas entre 1300 e 2500m anm (Chachapoyas, Pomacochas, Jazan e Jumbilla) e aquelas entre 800-900m anm (Soritor, Rioja e Naranjillo) na região nordeste dos Andes peruanos, para o período entre 1964 e 2014. b) Mapa de precipitação média anual a partir dos dados do satélite TRMM 2B31 (média para 1998-2009, em mm/ano) (Bookhagen and Strecker, 2008). A localização da

*caverna Shatuca (triângulo vermelho), das cavernas Tigre Perdido e Palestina (triângulo amarelo), e das estações pluviométricas situadas entre 1300 e 2500m anm (círculos amarelos numerados de 1-4) e entre 800-900m anm (círculos verdes numerados de 5-7). c) Perfil altitudinal que mostra a localização da caverna Shatuca (“S”) em sotavento com respeito ao vento vindo do leste. Enquanto as cavernas Tigre Perdido “T” e Palestina “P”, se encontram em barlavento.*

### **3.2. Coleta de estalagmites**

A qualidade da amostra depende de vários fatores. Em primeiro lugar, é importante que a estalagmite não apresente alterações secundárias mineralógicas que afetem a composição isotópica da amostra, para isso se preferiu coletar estalagmites formadas por carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) de coloração clara e com ausência de camadas ricas em argilominerais (camadas mais escuras). Também se descartaram aquelas que apresentaram feições indicativas de dissolução.

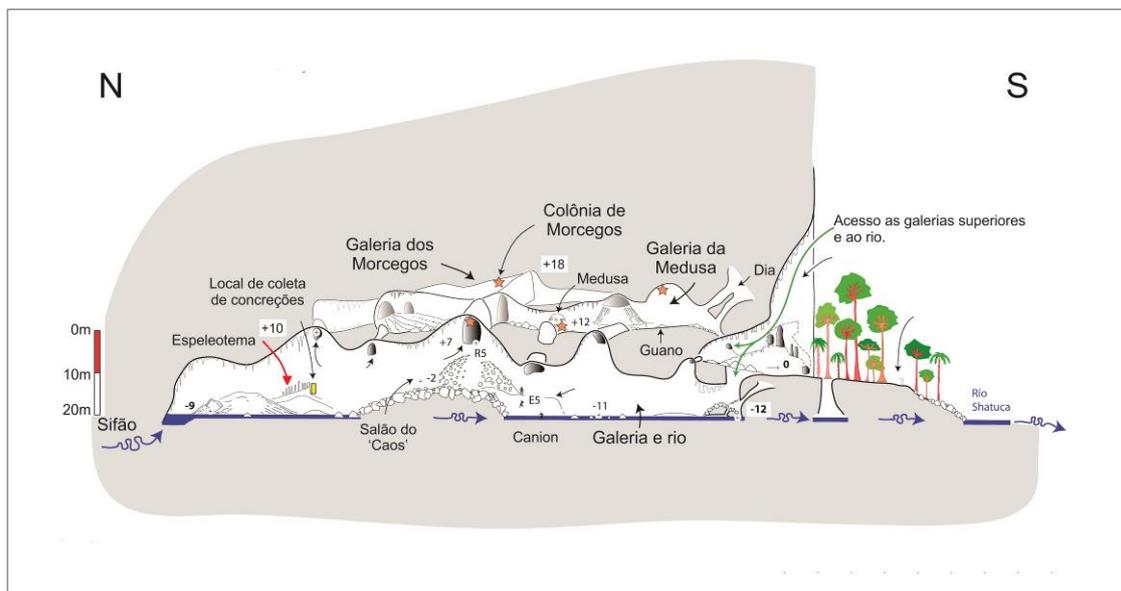
Em segundo lugar, foram evitadas amostras com variações na posição do eixo de crescimento, já que a presença dessas variações aumenta a possibilidade de hiatos, e portanto necessita de maior número de datações geocronológicas, o que ocasiona maior tempo de trabalho e de recursos laboratoriais. Por isso, foram coletadas preferencialmente estalagmites com formato cilíndrico cujo eixo de crescimento é melhor definido e portanto, têm uma ordenação estratigráfica mais simples.

Em terceiro lugar, para que as variações das razões isotópicas dos espeleotemas possam refletir mudanças do ciclo hidrológico é necessário que durante a precipitação da calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), o fracionamento do oxigênio ocorra em condições de equilíbrio isotópico entre a água e a calcita. Deste modo, para obter amostras cuja deposição tivesse ocorrido em condições de equilíbrio isotópico, a coleta das estalagmites se deu em galerias e salões isolados com mínima circulação de ar, alta umidade relativa e mínima variação de temperatura (Lachniet, 2009). Desse modo, o rigor no procedimento de coleta é condição básica para que valores de  $\delta^{18}\text{O}$  do  $\text{CaCO}_3$  dos espeleotemas possam ser associados à composição da água meteórica e dessa forma às variações paleoclimáticas.

Finalmente, as amostras foram coletadas a 120 m, no ponto mais distante da entrada da caverna, a alguns metros acima do rio subterrâneo, longe da atuação de correntes de ar, da exposição às variações climáticas externas e da baixa umidade relativa da atmosfera. Condições que poderiam induzir a uma precipitação de  $\text{CaCO}_3$  sob processos de fracionamento cinético devido a condições evaporativas ou de rápida degaseificação.

Na figura 3.4 mostra-se o levantamento topográfico da caverna, realizado pelos Grupos Speleo Bagnols Marcoule (GSBM - França) e Espeleo Club Andino (ECA-Perú) em 2007 (Bigot,

2008); só um ano depois as estalagmites foram coletadas. A caverna Shatuca com um comprimento de 670m no eixo sul-norte e com galerias fósseis e ativas que têm uma extensão vertical total de 30m, é um sistema ativo que apresenta um rio subterrâneo com ampla variação de vazão.



**Figura 3.4.** Mapa topográfico da caverna Shatuca. A seta vermelha indica onde as amostras foram coletadas. Fonte: Bigot (2008).

### 3.3. Preparação das amostras para datação radiométrica e análises isotópicas

A preparação das amostras foi realizada em quatro etapas. Na primeira, as estalagmites foram cortadas longitudinalmente ao longo do eixo de crescimento com uma serra *Diamond Wire Saws* (Modelo 7230-480). Na segunda etapa, ambas as faces das amostras foram polidas com uma politriz Bosch Modelo GPO 12, com prato de velcro e lixas de grão 220, 320 e por último, de grão 600 e 1200 para o acabamento final. O polimento das faces permite realizar uma melhor observação das camadas de crescimento (estratigrafia) e coloração das mesmas, assim como facilita a visualização das feições texturais e estruturais do espeleotema e a identificação de possíveis zonas de dissolução. Em seguida, foi realizada uma triagem das amostras potencialmente mais propícias para o estudo isotópico de acordo com as feições internas dos espeleotemas. Durante a triagem das amostras, são levados em consideração os aspectos mineralógicos, texturais e estruturais do espeleotema. Foram selecionadas amostras preferencialmente monominerálicas, sem feições de alterações secundárias e que apresentassem a maior continuidade deposicional possível. Em outras palavras, aquelas com menor número de hiatos e/ou variações da posição do eixo de crescimento.

A terceira etapa consistiu na digitalização das faces com um scanner convencional. Posteriormente, as imagens das faces foram trabalhadas com o *software Corel Draw* e nelas se realizou a pré- seleção das camadas onde seriam feitas as datações  $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ , bem como a pré-definição do eixo de crescimento de cada uma, onde se realizaria o perfil isotópico.

A quarta etapa consiste na amostragem geocronológica das estalagmites. A extração de  $\text{CaCO}_3$  do espeleotema para datação radiométrica foi realizada com o uso de uma microrretífica de eixo flexível do fabricante Dremel, modelo 225. Para cada camada amostrada foram extraídas entre 0.2 e 0.4 g de  $\text{CaCO}_3$  do espeleotema, dependendo da concentração média de urânio de cada amostra. Com o objetivo de tornar a amostragem geocronológica das estalagmites mais confiável e conferir melhor a exatidão e precisão das idades, se realizou o detalhamento dos trechos localizados entre possíveis hiatos deposicionais ou com mudança do eixo de crescimento.

Evitaram-se trechos com indicações de processos de dissolução e recristalização, assim como camadas amarronzadas a avermelhadas, por estas últimas serem indicativas de maior concentração de material terrígeno, fonte de  $^{230}\text{Th}$  detrítico e portanto de erro nas datações baseadas no método U/Th. A figura do ANEXO 1 apresenta a imagem dos cortes longitudinais das estalagmites analisadas com a locação das amostras datadas.

#### **3.4. Datação geocronológica pelo método U/Th**

As datações pelo método  $^{230}\text{U}/^{234}\text{Th}$  foram realizadas, pelo aluno de mestrado Nicolas Strikis, nos Estados Unidos no Laboratório de Geocronologia do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade de Minnesota, com a utilização 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).

De modo geral, o cálculo das idades foi realizado com base nas medidas das razões isotópicas e dos fatores de correção para eliminar efeitos de contaminação de Th detrítico (Edwards et al., 1986; Richard e Dorale, 2003). A precisão obtida, na maior parte das datações, foi de aproximadamente 1% ou inferior, segundo estimativa  $2\sigma$ .

Uma vez obtidas as datações (ANEXO 2), observou-se a presença de alguns hiatos no crescimento dos espeleotemas, que não tinham sido identificados previamente na análise visual. Por isso, mais datações foram feitas ao longo da pesquisa. Esses refinamentos geocronológicos foram também realizados no laboratório da Universidade de Minnesota, de acordo com os procedimentos estabelecidos por Cheng et al. (2013b). O detalhamento dos procedimentos laboratoriais para as medidas de concentração de U e Th no material amostrado das estalagmites se encontra no ANEXO 3 (Strikis, 2011).

### 3.5. Amostragem de calcita para isótopos estáveis e análises isotópicas

Após obtenção dos dados geocronológicos foi realizada a seleção das estalagmites que seriam submetidas a análises isotópicas. Na seleção considerou-se que o intervalo temporal preenchido por cada amostra, permitisse a obtenção de um registro paleoclimático que fosse o mais contínuo possível.

Foram eleitas três estalagmites (Sha-1, Sha-2 e Sha-3) que cobriam os últimos 38 mil anos AP (Antes do Presente, onde o “Presente” refere-se ao ano 2000 A.D.), cujo comprimento variou entre 20cm e 1.60m. O ANEXO 4, apresenta o modelo de idade para as amostras selecionadas. Estabeleceu-se um perfil de amostragem para cada estalagmite, seguindo aproximadamente o eixo de crescimento das mesmas. Posteriormente, com a utilização do *software Corel Draw*, se mediram digitalmente as distâncias entre as camadas datadas. A razão entre as distâncias e as datações previamente obtidas, foi utilizada nos cálculos das taxas de crescimento (TC) das estalagmites (ANEXO 5). A representatividade dos valores de TC em termos de variação paleoclimática depende intrinsecamente do detalhamento geocronológico realizado em cada estalagmite.

A escolha da resolução temporal de amostragem, para análise dos isótopos estáveis de O e C, levou em conta a duração dos principais eventos paleoclimáticos conhecidos. Para as estalagmites depositadas durante o Holoceno, período em que se avaliaram os impactos de variações climáticas abruptas em escalas de tempo seculares até decenais, se realizaram amostragens com resolução de 0.3 a 20 anos. Para as estalagmites depositadas durante o último período Glacial e Deglacial foram realizadas amostragens de menor detalhe, com resolução entre 5 e 33 anos, para avaliar as variações climáticas em escala de tempo milenar. Esses valores correspondem a intervalos de amostragem entre 0,1 mm e 4 mm.

A amostragem de  $\text{CaCO}_3$  das estalagmites para análises isotópicas foi realizada usando dois equipamentos dependendo da resolução requerida para o perfil isotópico: 1) microamostrador modelo 5400 da *Sherline* acoplado a um medidor digital da distância entre os pontos amostrados, que permite uma resolução máxima de 0.4mm entre amostras (Fig. 3.5); e 2) o *Micromill - Micromachining System*, microamostrador de alta precisão e velocidade, acoplado em um stereomicroscópio com montagem para controle de movimento nos eixos X, Y e Z que permite uma resolução máxima de 0.1mm. Para cada amostra, foram extraídos aproximadamente 0.2 mg de amostra de  $\text{CaCO}_3$ , em pó, por meio de uma broca de aço carbono. A amostra foi depositada com o auxílio de finas espátulas no fundo de um tubo de ensaio com tampa rosqueada. Os tubos de ensaio contendo as amostras foram então levados para o laboratório de isótopos estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (LIE-CPGeo) do

IGc/USP, onde se realizaram as análises isotópicas de oxigênio e carbono, com a utilização de espectrômetros de massa de fonte gasosa, modelo *Thermo - Finnigan Delta Plus Advantage*.



**Figura 3.5.** Foto do microamostrador Sherline 5400, equipamento utilizado para coleta de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) em espeleotemas, e dos tubos de amostragem utilizados nas análises isotópicas.

Ao todo foram analisadas sequencialmente entre 60 e 64 amostras de  $\text{CaCO}_3$  por vez, dependendo da quantidade de padrões utilizados. Em geral, a razão entre o número de amostras e padrões foi de um para seis respectivamente. No caso, foram utilizados dois padrões internacionais NBS19, NBS18, e um padrão produzido pelo LIE-CPGeo, chamado de REI, cuja composição foi calibrada em relação ao padrão internacional V-PDB (Vienna- *Pee Dee Belemnite*), utilizado para rochas carbonáticas.

O princípio básico dos procedimentos analíticos para a obtenção das razões dos isótopos de O e C consiste na extração do dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) da calcita do espeleotema, por meio da reação (hidrólise ácida) entre o  $\text{CaCO}_3$  da amostra e  $\text{H}_3\text{PO}_4$  a 100%, num reator sob temperatura controlada a  $72^\circ\text{C}$ . O  $\text{CO}_2$  é arrastado dos tubos de ensaio através de um fluxo de Hélio para o acessório tipo *Finnigan Gas Bench*, de onde é separado do vapor de água dentre outros gases por um sistema de cromatografia de gases. Esse sistema opera de forma automatizada. Dentro do espectrômetro, um sistema composto por triplo coletor de O/C realiza a determinação das razões isotópicas do  $\text{CO}_2$ , através de uma fonte iônica.

A proporção entre os isótopos estáveis do oxigênio ( $^{18}\text{O}$  e  $^{16}\text{O}$ ) e do carbono ( $^{13}\text{C}$  e  $^{12}\text{C}$ ) são estimadas em relação a um padrão e expressas através da notação delta ( $\delta$ ), de acordo com as equações 3.1 e 3.2. Os valores obtidos são reportados em ‰ (partes por mil), o que torna mais

fácil a leitura e a interpretação das razões entre isótopos estáveis. Assim a expressão da notação  $\delta$  para os isótopos de O e C fica:

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \left[ \left( \frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{amostra}}}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{padrão}}} \right) - 1 \right] * 1000$$

Eq. 3.1

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left[ \left( \frac{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{amostra}}}{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{padrão}}} \right) - 1 \right] * 1000$$

Eq. 3.2

Os resultados analíticos foram baseados na análise de dez alíquotas sequenciais de cada amostra. A precisão analítica é aproximadamente  $\pm 0.08\text{‰}$  para o carbono e de  $\pm 0.15\text{‰}$  para o oxigênio, nas amostras contendo no mínimo 100  $\mu\text{g}$  de carbonato de cálcio em pó.

### 3.6. Obtenção da série temporal paleoclimática

A idade de cada amostra analisada para isótopos estáveis foi obtida por meio de uma interpolação linear entre as datações U/Th, considerando o número de amostras de isótopos estáveis existentes entre datação e datação. Só uma vez obtida a idade de cada valor de  $\delta^{18}\text{O}$ , foi possível fazer o gráfico da série temporal paleoclimática dos espeleotemas. O objetivo da interpretação das séries temporais é a previsão de valores futuros e a análise da estrutura interna da série.

Segundo Spiegel (1993), uma série temporal é representada pela construção de um gráfico de Y em função de t, onde a variável Y (temperatura, precipitação, etc.) varia no tempo t, assim  $Y=F(t)$ .

Nas séries temporais, ocorrem geralmente três tipos de movimentos característicos, denominados componentes da série temporal (Morettin e Tolo, 2006):

- 1) Tendência da série: movimento regular e contínuo de longo prazo que pode ser crescente, decrescente ou constante.
- 2) Variações cíclicas: padrões idênticos, ou quase, em torno da curva de tendência, denominados geralmente de ciclos como, por exemplo, as variações sazonais ciclos do comportamento de manchas solares que ocorrem a cada onze anos.
- 3) Variações irregulares ou aleatórias: deslocamentos esporádicos das séries temporais, provocados por eventos casuais, naturais ou mesmo antrópicos, como enchentes, secas, erupções vulcânicas, guerras, entre outros.

As séries podem ser discretas ou contínuas. A série é chamada discreta quando as observações são feitas em tempos específicos, geralmente equiespacados, enquanto as séries contínuas são obtidas quando as observações são feitas continuamente no tempo. Note-se que estes termos não se referem à variável observada, pois esta pode assumir valores discretos ou contínuos. Por outro lado, séries contínuas podem ser discretizadas (Ehlers, 2009).

Uma série paleoclimática apresenta um comportamento discreto onde os intervalos  $\Delta t$  entre um ponto e outro, são marcados 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  $\Delta t$  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) Se constatado o comportamento periódico, em qual frequência esse comportamento é mais expressivo e qual é 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 *proxy* (índice), tanto no que diz respeito ao aspecto das frequências, como no âmbito comportamental ao longo da série temporal.

Para isso, foram realizadas as análises estatísticas de REDFIT (Schulz e Mudelsee, 2002) e de Ondeletas (*Wavelet Analysis*) (Torrence e Compo, 1998).

A análise por REDFIT consiste numa série de procedimentos implementados por Schulz e Mudelsee (2002), baseados no peridiograma de Lomb, cuja função é obter um espectro de densidade espectral. 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, conhecidas como ruído branco (*white noise*). Os testes de significância dessa análise são baseados nos métodos de Monte Carlo e  $\chi^2$  (Ghil et al., 2002).

A análise de Ondeletas (Torrence e Compo, 1998) tem como principal objetivo mostrar onde ocorreram eventos periódicos ao longo do registro e a sua intensidade em relação a outros eventos periódicos, tanto no âmbito temporal como no das periodicidades. Nessa análise, o sinal é decomposto em diferentes níveis de resolução conhecidos como multiresolução e é ajustado à

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", tomem a forma:

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

Eq. 3.3

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

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

Eq. 3.4

A função de onda é definida de acordo com o objetivo da análise, sendo a ondeleta Morlet a 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, esse resultado consiste num 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 vistos em Torrence e Compo (1998), Grinsted et al. (2004) e Bolzan (2004, 2006).

#### 4. Climatologia Moderna

A compreensão prévia da atuação de certos sistemas climatológicos do presente é importante para melhor entendimento dos prováveis mecanismos que explicam a variabilidade paleoclimática em escala milenar e orbital nas regiões tropicais. Por esse motivo, uma breve descrição da Monção Sul-Americana (MSA) será abordada neste capítulo.

Em 1998, Zhou e Lau demonstraram que a circulação atmosférica da América do Sul (AS) podia ser considerada como um regime de monção. No geral, em outras regiões tropicais o termo monção consiste numa reversão sazonal da circulação de grande escala, devido a um aquecimento diferencial entre continente e oceano. Na AS, o padrão sazonal da circulação atmosférica é diferente, já que durante todo o ano prevalece um fluxo de circulação atmosférica proveniente do leste, tanto no Atlântico tropical como no norte de AS. No entanto, quando a média anual da circulação de ventos do leste é removida, torna-se evidente a ocorrência de

anomalias sazonais na circulação de baixos níveis, os quais são semelhantes as anomalias de um regime de monção (Bombardi e Carvalho, 2008).

O início da MSA ocorre entre o fim de setembro e inícios de outubro com a formação de convecção sobre o noroeste da região Amazônica, a qual se estende na direção sudeste da AS, intensificando-se progressivamente. No geral, o período de estabelecimento da MSA dura um mês, após do qual abundante chuva cai. Em outubro, a zona de umidade chega ao sul da Amazônia e ao Planalto brasileiro e em novembro, a mesma se estende desde o equador até 20°S, tendo como núcleo o centro da AS (Vera et al., 2006). Entretanto, nem a Bacia Amazônica oriental nem o nordeste brasileiro (NEB) recebem chuvas. Este início da MSA é simultâneo ao início do deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (*Intertropical Convergence Zone- ITCZ*) para o sul, devido à intensificação dos ventos alísios de nordeste, que transportam maior quantidade de umidade desde o Atlântico tropical norte, aumentando assim, a umidade transportada pela MSA (Vuille et al., 2012). Somente no final do mês de novembro, a chuva chega ao sudeste de América do Sul (Kousky, 1988; Marengo et al., 2001; Gan et al., 2004; Vera et al., 2006).

Durante a fase madura da MSA (fim de novembro até fim de fevereiro), forma-se, em baixos níveis da tropósfera, uma banda de convecção noroeste-sudeste, que se estende desde o sul da Amazônia e Altiplano, até o sudeste de América do Sul, conhecida como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (*South Atlantic Convergence Zone - SACZ*). A SACZ é uma feição predominante da MSA (Kodama, 1992), que pode afetar parte da região mais próxima ao Atlântico Sul (Vera et al., 2006).

Em resposta ao aquecimento convectivo da Amazônia e Brasil central, a Baixa do Chaco (localizada em 850 hPa) se intensifica e impulsiona o Jato de Baixos Níveis (*Low Level Jet-LLJ*) em direção sudeste (Gandu e Silva Dias, 1998). Este LLJ se origina na parte norte de América do Sul, no sopé da Cordilheira dos Andes e traz condições de umidade para a Bacia Amazônica e à vertente leste dos Andes, tanto setentrionais como centrais (Nogués-Paegle e Mo, 1997; Labraga et al., 2000). Simulações indicam que o LLJ transporta cerca de 40% de umidade na região influenciada pela MSA e que aproximadamente 80% das chuvas anuais do Altiplano correspondem à MSA (Vuille et al., 2003).

Por outro lado, em altos níveis da troposfera (200hPa), a circulação atmosférica inclui uma circulação anticiclônica (a Alta da Bolívia) localizada próximo a 15°S, 65°W e o Cavado de Nordeste, na região litorânea do nordeste brasileiro. Juntas, estas condições de altos e baixos níveis permitem o estabelecimento da MSA (Fig. 3.1 e 3.2). Assim, forma-se um giro em escala continental, que transporta umidade em direção oeste desde o oceano Atlântico até a Bacia Amazônica e depois em direção sul às regiões extratropicais da AS (Fig. 3.1 e 3.2), e que se intensifica devido a presença dos Andes e do LLJ. Ademais, a liberação de calor latente na

região da MSA parece promover a alta subtropical do Atlântico Sul durante o verão austral (Silva Dias et al., 1983; Rodwell e Hoskins, 2001), o que contribui ainda mais com a entrada de umidade na AS.

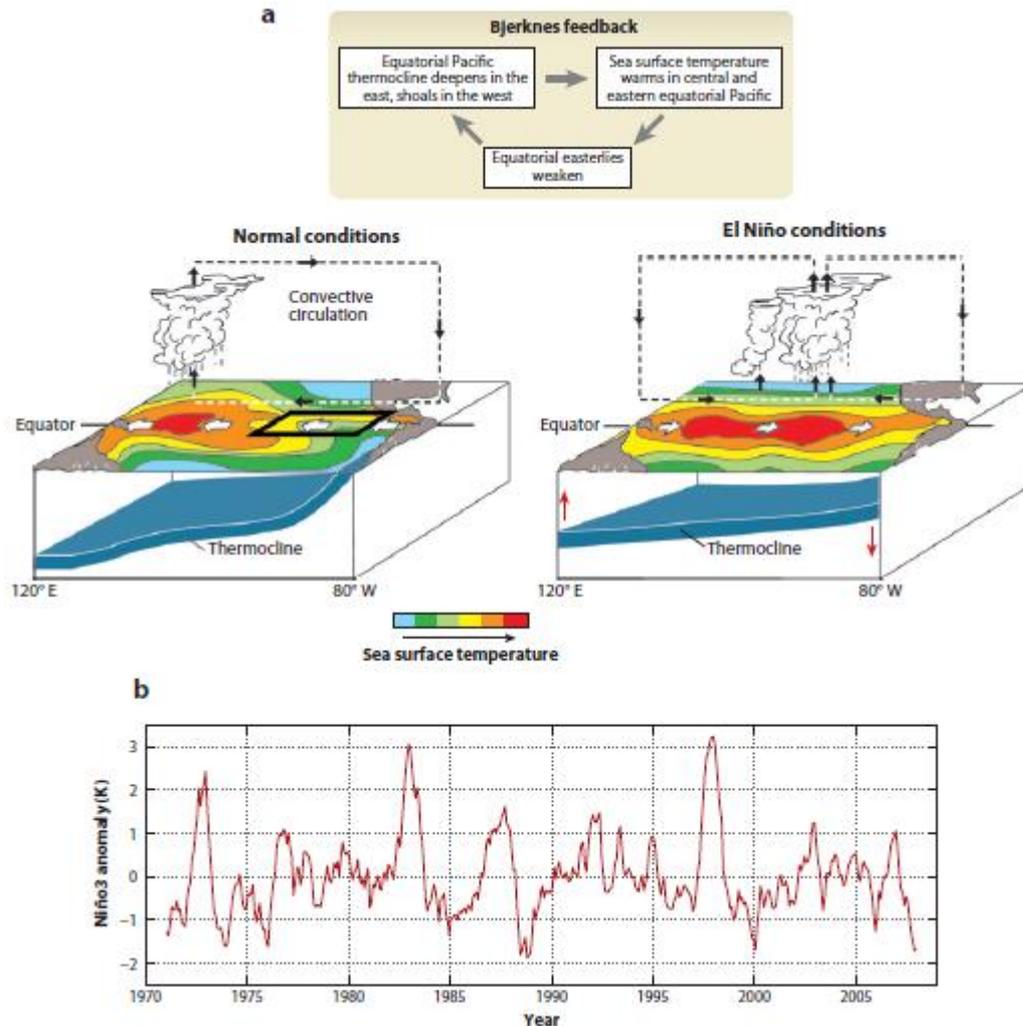
A fase de decaimento da MSA inicia-se entre os meses de março e maio, com a diminuição da precipitação sobre as regiões do sul da Amazônia e do Brasil central, e a migração gradual da convecção para o noroeste em direção ao equador, conforme a estação úmida ao longo da costa leste do nordeste brasileiro e leste da Amazônia se estabelecem (Rao e Hada, 1990).

Durante o inverno austral ocorre enfraquecimento da Baixa do Chaco, bem como da intensidade dos ventos alísios de nordeste, de maneira que a ITCZ se desloca ao norte e a convecção sobre a Bacia Amazônica diminui. O LLJ e as chuvas associadas à MSA também se enfraquecem. Outra característica importante climática é a incursão não periódica de *polar outbreaks* (ondas de frio) ao leste dos Andes, que atingem latitudes tropicais, e que geram importantes baixas de temperatura, altas pressões e nuvens que ocasionam importantes chuvas (Garreaud, 2000).

Desse modo, a ITCZ é um fator muito importante na intensidade da MSA, no entanto, existem outros fatores também relacionados às TSMs do Atlântico e Pacífico tropical, que afetam a variabilidade da MSA (Vera et al., 2006). Por exemplo, durante episódios El Niño (Fig. 4.1) o LLJ se intensifica devido a ocorrência de anomalias anticiclônicas sobre o centro da América do Sul e anomalias ciclônicas no sudoeste da AS (Marengo et al., 2012), enquanto que os episódios La Niña, têm sido associados a um enfraquecimento do LLJ. Associados a esta variabilidade do LLJ, em escalas de tempo interanuais, nos últimos eventos El Niño-extremos ocorreram extremas secas na região noroeste da Bacia Amazônica (que inclui os Andes nordeste peruanos), enquanto que inundações ocorreram durante os últimos eventos La Niña-extremos (Marengo e Nobre, 2001; Nogués-Paegle e Mo, 2002; Vuille et al., 2003; Bradley et al., 2003; Marengo, 2009; Garreaud et al., 2003, 2009; Grimm, 2011; Lavado e Espinoza, 2014).

Ademais, em escalas de tempo decenais, Marengo et al. (2004) mostrou que a Oscilação Decenal do Pacífico (*Pacific Decadal Oscillation*, PDO) pode afetar a atividade do LLJ, afetando assim a nossa região de estudo. A PDO tem sido descrita como um padrão tipo - El Niño ou “El Niño-like” de longa duração porque na escala espacial as duas oscilações climáticas têm efeitos climáticos semelhantes no oceano Pacífico, mas comportamentos temporais muito diferentes. Fases quentes da PDO estão correlacionadas com anomalias de temperatura e precipitação El Niño-like, enquanto as fases frias da PDO estão correlacionadas com os padrões climáticos La Niña-like. Minobe (1999) mostrou que para o século 20, as flutuações da PDO ocorreram com mais força em duas periodicidades: uma entre 15-25 anos e outra entre 50-70 anos.

Duas características principais distinguem a PDO do ENSO: 1) “eventos” PDO do século 20 persistiram por 20 a 30 anos, enquanto os eventos El Niño típicos persistiram por 6 a 18 meses; 2) os efeitos climáticos da PDO são mais visíveis no Pacífico Norte e na América do Norte, enquanto efeitos secundários existem nos trópicos - o oposto sucede com ENSO.



**Figura 4.1.** a) Circulação oceano- atmosfera no oceano Pacífico tropical durante condições normais (esquerda), e El Niño (direita), mostrando a relativa profundidade da termoclina, temperatura da superfície do mar (cores), a anomalia das direções dos ventos alísios (setas brancas), a posição da convecção de umidade e a circulação atmosférica (setas pretas). b) Série temporal de um índice de El Niño (índice de anomalia El Niño 3, indica anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) entre 5°N-5°S e 150-90°W). Os maiores eventos El Niño de 72-72, 82-83, 86-87 e 97-98 são aparentes nas séries temporais. Fonte: Chiang (2009).

Além das associadas ao oceano Pacífico, outras conexões entre precipitação e anomalias de TSM têm sido descritas, mas as suas causas e efeitos são difíceis de identificar (Marengo et al., 2012). Por exemplo, uma intensificação do LLJ tem sido associada com anomalias positivas de TSM sobre o oceano Atlântico sudoeste por Doyle e Barros (2002). E o reforço

(supressão) da precipitação na SACZ tem sido relacionado com TSMs mais frias (mais quentes) no sudoeste subtropical do Atlântico próximo á SACZ (Robertson e Mechoso, 2000; Doyle e Barros, 2002), indicando controle atmosférico sobre o oceano nesta região.

Outro fator, importante de ser levado em consideração, é a intensidade da Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico (*Atlantic Meridional Overturning Circulation*, AMOC, Fig. 4.2), devido a sua importante influência nas TSMs superficiais do Atlântico tropical e pelo tanto, no posicionamento da ITCZ e intensidade da MSA.

A AMOC é um componente importante do sistema climático da Terra caracterizada por um fluxo em direção norte, de água quente e salgada nas camadas superiores do Atlântico, e um fluxo em direção sul de água fria nas profundezas do Atlântico (Fig. 4.2). Delworth et al. (2008) a definem como o total de circulação (na bacia inteira) num plano de latitude e profundidade, quantificado por uma corrente de transporte meridional.

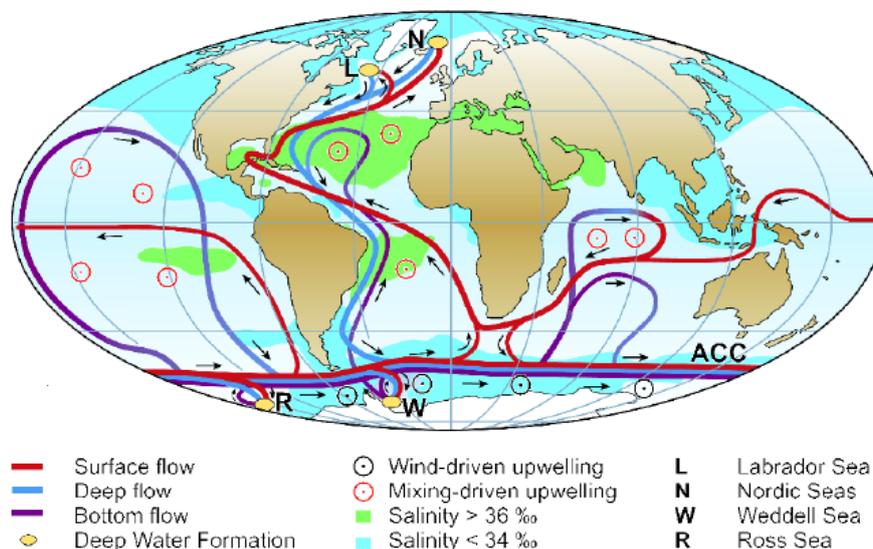
Este sistema de circulação oceânica transporta quantidades substanciais de calor desde os trópicos do Hemisfério Sul em direção ao Atlântico Norte, onde o calor é transferido para a atmosfera. Há evidências claras que as flutuações na TSM do Atlântico estão relacionadas às flutuações da AMOC, desempenhando um papel proeminente nas flutuações climáticas da Terra, em várias escalas de tempo (Delworth et al., 2008).

A AMOC está possivelmente associada com a variabilidade da Oscilação Multidecadal do Atlântico (*Atlantic Multidecadal Oscillation* - AMO), um padrão de flutuação de grande escala na TSM do Atlântico com uma periodicidade de ~65 anos. O índice AMO é baseado nas anomalias da TSM promedio do Atlântico Norte, entre 0°N e 60°N (Knight et al., 2005; Sutton e Hodson, 2005). A fase positiva da AMO é caracterizada por anomalias quentes de TSM no Atlântico Norte e anomalias frias no Atlântico Sul, quando a intensidade da AMOC supõe-se ser máxima. Durante a sua fase negativa, este padrão é no sentido oposto, e acredita-se que a AMOC atinge intensidade mínima (McManus et al., 2004; Knight et al, 2005; Chiessi et al., 2009).

Desta forma, o gradiente térmico estabelecido pela fase negativa da AMO gera o deslocamento da ITCZ para o sul, o que aumenta a convergência de umidade do oceano para a Bacia Amazônica, e intensifica a MSA (Strikis, 2011).

Chiessi et al. (2009) investigou o impacto da Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO) sobre a MSA entre 18.6 e 14.05 ka AP, usando registros de foraminíferos plactônicos que permitem estudar a variabilidade de descarga na bacia de drenagem do rio La Prata. Os resultados sugerem uma oscilação periódica de ~64 anos, tanto na extensão da pluma do rio como na fonte dos sedimentos terrígenos. Posteriormente, esse cenário também foi validado para o nordeste

brasileiro (NEB) através de registros paleoclimáticos da MSA que abrangem os últimos ~2800 anos por Novello et al. (2012) e para os Andes peruanos por Apaestegui et al. (2014) com registros abrangendo os últimos ~2000 anos.



**Figura 4.2.** Esquema simplificado da circulação oceânica (Rahmstorf, 2002), associado à circulação de revolvimento meridional com foco especial na parte Atlântica do fluxo (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC). As curvas vermelhas (azuis) no Atlântico indicam o fluxo de água para o norte (sul) nas camadas superiores (inferiores). Os círculos alaranjados no mar do Norte e Labrador indicam regiões onde a água perto da superfície esfria e se torna mais densa, fazendo com que a água afunde até as camadas mais profundas do Atlântico.

Fonte: Kuhlbrodt et al. (2007).

## 5. Hidrogeoquímica isotópica

Durante a última década, a pesquisa paleoclimática baseada em espeleotemas cresceu devido ao potencial destes materiais, ricos em informação paleoclimática continental, e tem contribuído com alguns dos melhores registros paleoclimáticos. Em parte, graças à utilização das mais recentes técnicas de espectrometria de massa, como o ICP-MS *multi-collector* e a ablação laser, os espeleotemas estão hoje na vanguarda das reconstruções paleoclimáticas (Fairchild et al., 2006). Entre os proxies mais comumente analisados nas reconstruções com espeleotemas estão: 1) as taxas de crescimento que ajudam a diferenciar os períodos úmidos daqueles secos (Ayliff et al., 1998; Spötl et al., 2002), 2) as razões isotópicas de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ) que são interpretadas como variações de temperatura e/ou composição isotópica da chuva devido à quantidade ou origem da umidade precipitação (McDermott et al., 2004), 3) as razões isotópicas de carbono, interpretados como mudanças da vegetação (plantas C3 versus C4) e da densidade de vegetação subjacente (Dorale et al., 1998; Baldini et al., 2008) ou dissolução da rocha encaixante

(Fairchild et al., 2006), 4) a espessura das bandas anuais, usada como proxy para volume de chuva ou da temperatura média anual (Polyak et al., 2001; Frisia et al., 2003; Tan et al., 2003; Fleitmann et al., 2004), e por último 5) os elementos traços que auxiliam na interpretação de variações de chuva, vegetação, taxa de crescimento e que pela ablação laser podem render informação climática sazonal (Treble et al., 2003; Johnson et al., 2006).

No presente trabalho estão sendo realizadas reconstituições climáticas com base nos registros isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$ . As interpretações paleoclimáticas realizadas neste estudo têm como base os dados de monitoramento de chuva realizados anteriormente na região andina (Vimeux et al., 2005) e também os estudos da composição isotópica da chuva em função do clima na região tropical da América do Sul realizadas a partir da simulação da composição isotópica da chuva (Vuille et al., 2003; Vuille e Werner, 2005). A fim de complementar esses estudos e apoiar as interpretações paleoclimáticas, estão sendo utilizados os dados de monitoramento de água da chuva e de cavernas em área próxima a caverna Shatuca, realizado por Apaestegui et al. (2014).

Nos itens a seguir será apresentada uma fundamentação para a interpretação isotópica das variações nas razões isotópicas do oxigênio na água da chuva e por conseguinte nas formações carbonáticas da caverna Shatuca.

### **5.1. Definições, padrões e notações**

A proporção entre os isótopos de oxigênio ( $^{16}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ ) da calcita dos espeleotemas é estimada em relação a um padrão e expressa-se na notação  $\delta$ . Esta notação representa a abundância relativa com base nas razões isotópicas do oxigênio das amostras estudadas em relação a um padrão, assim como expresso na Eq 3.1. Por conta da diferença entre os isótopos nos materiais terrestres serem muito pequenas, os valores de  $\delta$  são expressos em partes por mil (Sharp, 2007; Lachniet, 2009).

Para os estudos de geoquímica isotópica em carbonatos, tanto continentais como oceânicos, é utilizado o padrão PDB (*Pee Dee Belemnite*); referente à formação carbonática que contém o fóssil *Belemnitella americana*, pertencente às unidades carbonáticas cretáceas da Formação *Pee Dee*, localizadas na Carolina do Sul, Estados Unidos. Já, para as medições isotópicas em água, foi convencionada a utilização do padrão SMOW (*Standard Mean Ocean Water*).

Por conta da exaustão no uso dos padrões PDB e SMOW novos padrões foram confeccionados pela Agência Internacional de Energia Atômica (AIEA), baseada em Viena, para os quais são acrescentados a letra V. Assim temos atualmente os padrões V-PDB (*Vienna-Pee Dee Belemnite*) e V-SMOW (*Vienna-Standard Mean Ocean Water*) (Lachniet, 2009).

Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  dos padrões internos e internacionais usados neste estudo (calibrados em relação ao V-PDB) são medidos juntamente com as amostras de interesse e, portanto, as suas variações na razão  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  são expressas como diferenças relativas ao padrão de composição isotópica conhecida. As medidas das razões isotópicas são realizadas por meio de espectrômetros de massa.

Se o valor do  $\delta^{18}\text{O}$  de uma amostra é maior que o de uma segunda amostra é dito que a primeira está enriquecida (empobrecida), por apresentar maior (menor) proporção do isótopo pesado ( $^{18}\text{O}$ ) que a outra.

### 5.1.1. Fracionamento isotópico no Ciclo Hidrológico

O fracionamento isotópico ocorre devido a diferenças no fluxo de isótopos entre um reservatório e outro, gerando uma redistribuição de isótopos durante mudanças de estado físico (Clark e Fritz, 1997; Lachniet, 2009). O resultado disso é uma concentração desproporcional de isótopos leves e pesados entre diferentes fases. O fracionamento isotópico é geralmente exprimido mediante o Fator de Fracionamento ( $\alpha$ ) definido na seguinte forma:

$$\alpha_{A-B} = R_A / R_B$$

onde R é a razão isotópica (e.g.  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) entre duas substâncias A e B.

Eq. 5.1

$$\text{ex. } \alpha^{18}\text{O}_{\text{água-vapor}} = R_{\text{água}} / R_{\text{vapor}} = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{água}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{vapor}}$$

Eq.5.2

O fracionamento isotópico pode ser cinético, quando as condições em que ocorre são de desequilíbrio termodinâmico, ou em equilíbrio quando ocorre em condições de equilíbrio termodinâmico. Nos casos de fracionamento cinético, o sinal climático pode ser obliterado como resultado de uma variação isotópica mais pronunciada gerada pelas condições de desequilíbrio.

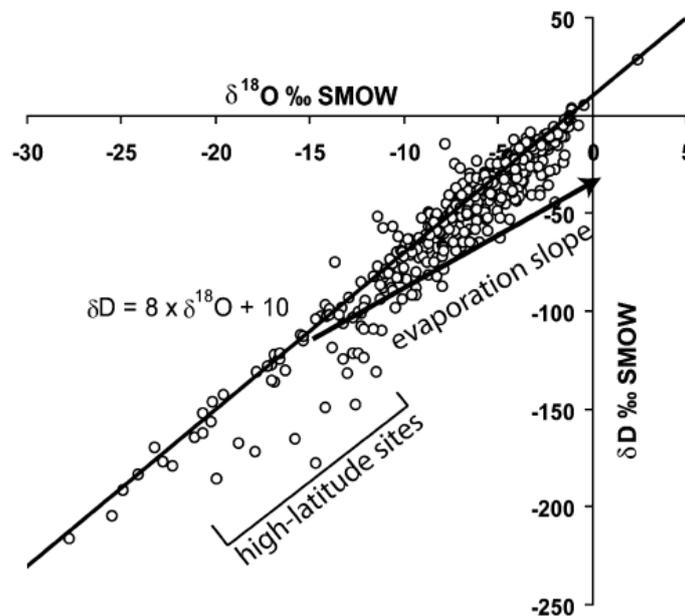
Condições de umidade relativa igual a 100%, normalmente observadas no interior das cavernas (Fairchild et al., 2006), contribuem para as condições de equilíbrio termodinâmico, fazendo que o intercâmbio isotópico ocorra na mesma taxa na mudança de fase líquida para vapor e vice-versa (Clark e Fritz, 1997).

## 5.2. Linha de água meteórica local e global

De acordo com Clark e Fritz (1997), em condições de equilíbrio, a correlação linear entre  $\delta D$  (razão isotópica de Deutério) e  $\delta^{18}O$  na precipitação global, define a “Linha de Água Meteórica Global”, referida pela sigla em inglês GMWL (*Global Meteoric Water Line*) (Fig. 5.1). Em condições de equilíbrio isotópico, a composição isotópica do hidrogênio da chuva é proporcional á composição isotópica do oxigênio, o que determina a seguinte equação da Linha de Água Meteórica:

$$\delta D = 8 * \delta^{18}O + 10$$

Eq. 5.3



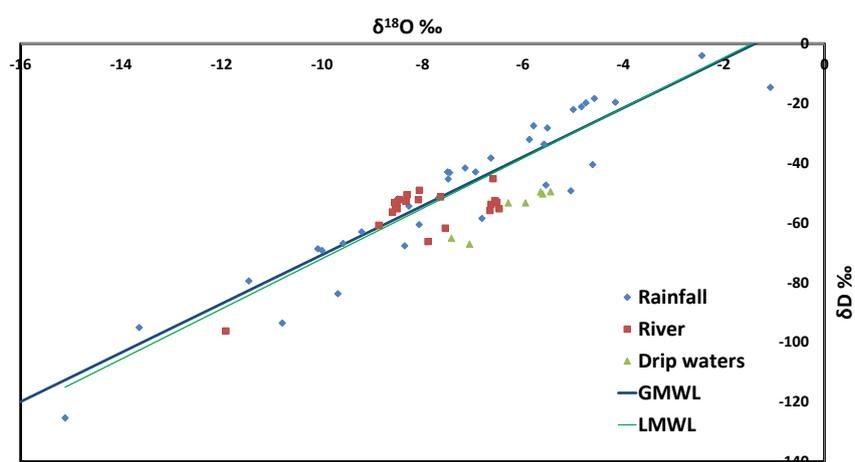
**Figura 5.1.** Valores de  $\delta^{18}O$  e  $\delta D$  de estações de monitoramento do GNIP (*Global Network for Isotopes in Precipitation*) em conjunto com a Linha de Água Meteórica Global (*Global Meteoric Water Line-GMWL*). Fonte: Lachniet (2009).

Quando a evaporação ocorre em ambientes onde a umidade relativa é inferior a 100%, o fracionamento cinético ganha maior participação e conseqüentemente ambos,  $\delta^{18}O$  e  $\delta D$ , são lançados abaixo da GMWL, descrevendo uma reta com coeficiente angular  $<8$  (Fig. 5.1). No caso 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 à do reservatório.

Medições isotópicas locais da precipitação permitem estabelecer a “linha de água meteórica local” comumente referida pela sigla em inglês LMWL (*Local Meteoric Water Line*). A determinação da LMWL é importante para os estudos de geoquímica isotópica em espeleotemas, já que permite avaliar o efeito da evaporação da água do solo/gotejamento em relação à precipitação (Lachniet, 2009). A LMWL pode ser obtida para diversas localidades do planeta a partir do banco de dados fornecido pela Agência Internacional de Energia Atômica (AIEA) que disponibiliza os dados coletados nas estações meteorológicas da *Global Network for Isotopes in Precipitation* (GNIP).

A fim de discutir esta questão utilizaram-se dados de composição isotópica da chuva coletados no monitoramento realizado, entre 2011 e 2013, na caverna Palestina, situada a 870 m de altitude no departamento de San Martín (Peru) (Apaestegui et al., 2014). A área monitorada está localizada a cerca de 66 km do local de estudo, a caverna Shatuca. Em ambas áreas, a climatologia da precipitação é muito similar permitindo utilizar os dados isotópicos da área da caverna Palestina (ver Fig. 3.3).

Os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  demonstram que a linha de água meteórica local na área da caverna Palestina não difere significativamente da linha de água meteórica global (Fig. 5.2). Quando plotados no mesmo gráfico, os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  das amostras da água de gotejamento e também do rio dentro da caverna se dispõem sobre ou bem próximo a GMWL. Ambos fatores indicam que existe predominância de processos de fracionamento em equilíbrio nas razões isotópicas de H e O tanto na água da chuva na região quanto nas águas de cavernas onde foram coletados espeleotemas.



**Figura 5.2.** Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  na caverna Palestina, localizada próxima a área de estudo (cortesía de J. Apaestegui). A linha de água meteórica global (Global Meteoric Water Line-GMWL, em azul) e a linha de água meteórica local (Local Meteoric Water Line-LMWL, em

*verde claro) apresentam forte correlação, o que indica o controle de processos de fracionamento em equilíbrio nas razões isotópicas de H e O da água da chuva na região (Apaestegui et al., 2014). Note-se que os pontos relativos às amostras de água dos rios e dos gotejamentos em galerias da caverna estão dispostos sobre a linha de água meteórica.*

A composição isotópica das precipitações é afetada por uma combinação de fatores, incluindo quantidade de chuva, temperatura de condensação, transporte de umidade e fonte de umidade (Dansgaard, 1964; Rozanski e Araguás-Araguás, 1995; Rozanski et al., 1993; Vuille et al., 2003). Esses fatores geram o que é chamado de efeito isotópico. Assim, temos o efeito quantidade de chuva, efeito temperatura, etc. A influência desses efeitos isotópicos sobre a precipitação pode variar enormemente de acordo com a região. Determinar quais desses fatores são determinantes em áreas específicas é crucial para a interpretação da natureza e da causa da variabilidade climática observada nas séries isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$ , quer sejam de espeleotemas, quer sejam de testemunhos de gelo ou lacustres (Kanner, 2011). A seguir são detalhados os principais efeitos isotópicos observados nas precipitações de água:

**a. Efeito quantidade:** traduzido do inglês “*amount effect*”, refere-se à forte correlação negativa entre o volume de chuva que se abate sobre uma região e ao valor de  $\delta^{18}\text{O}$  da mesma (Clark e Fritz, 1997). O efeito quantidade é um efeito isotópico dominante nas zonas tropicais onde as precipitações estão comumente relacionadas ao desenvolvimento de grandes células de convecção (chuvas relacionadas à ITCZ, ciclones tropicais). A magnitude deste efeito não é constante, pois depende de diversos fatores tais como: massa inicial de umidade, temperatura da superfície do mar, dinâmica microclimática das nuvens e taxa de resfriamento das grandes células de convecção. Na área da Amazônia peruana e nos Andes, o “*amount effect*” é claramente evidenciado em simulações com a aplicação do modelo geral de circulação atmosférica ECHAM-4 realizado por Vuille et al. (2003).

Em regiões da América do Sul cuja pluviosidade é claramente sazonal e ocorre predominância de uma mesma fonte de umidade, o “*amount effect*” é evidente nos dados de chuva. Este fator tem sido considerado na interpretação de dados de espeleotemas no Brasil em áreas localizadas nos estados de Minas Gerais (Strikis et al., 2011), Bahia (Novello et al., 2012) e São Paulo (Cruz et al., 2006; Vuille et al., 2012).

**b. Efeito altitude:** o efeito da altitude na isotopia promove o progressivo empobrecimento isotópico do oxigênio conforme aumenta a altitude. O decréscimo dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  é causado não apenas pela conseqüente redução de temperatura de condensação, da ordem de -5 a -6 °C/km, mas também pelo efeito da destilação *Rayleigh* que atua sobre as massas de ar

conforme ascendem na topografia, gerando chuvas orográficas. Em geral, o efeito altitude varia tipicamente entre -2 a -3 ‰ de  $\delta^{18}\text{O}/\text{km}$  (Gonfiantini et al., 2001).

No artigo do ANEXO 6, “*Holocene changes in monsoon precipitation in the NE Peruvian Andes based on  $\delta^{18}\text{O}$  speleothem records*” se discute que o fator altitude é responsável por valores absolutos relativamente mais negativos nos registros isotópicos do Peru provenientes de lagos e cavernas situados a mais de 3000m de altitude, comparativamente aos registros de cavernas situadas em altitudes inferiores a 2000m. No entanto, o efeito altitude não explica valores em média 1.5‰ mais altos de  $\delta^{18}\text{O}$  na caverna Shatuca (1960m anm) do que os observados na caverna Tigre Perdido (van Breukelen et al., 2008), visto que esta última está situada a 1000m de altitude. Nesse caso são sugeridas duas possibilidades para explicar os valores mais negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  na área de caverna Tigre Perdido, primeiro porque a pluviosidade em terras mais baixas é pelo menos o dobro, e a segunda, é devido a caverna Shatuca sofrer maior influência da cobertura de nuvens, cujas chuvas podem ter maior influência de umidade localmente reciclada, em que as razões isotópicas são mais baixas. O processo de evapotranspiração que ocorre com a vegetação também promove reciclagem de umidade, entretanto esse processo não promove fracionamento isotópico significativo (Gat et al., 1994). Na Bacia Amazônica a evapotranspiração é responsável pelo tamponamento da destilação *Rayleigh* sobre a precipitação, reduzindo o efeito de fracionamento sobre as razões isotópicas da chuva (Gat e Matsui, 1991).

**c. Efeito continentalidade:** descreve a redução dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  das massas de ar com o seu progressivo distanciamento do oceano, sendo observado tanto em áreas de baixas como de altas latitudes (Clark e Fritz, 1997). O efeito continentalidade é a manifestação da progressiva extração de umidade (em forma de chuva) que as massas de ar experimentam enquanto adentram nas zonas continentais. Em algumas regiões, a perda de umidade pode ser contrabalançada pela reciclagem de umidade continental gerado pela evaporação de água do solo, rios e lagos e que apresenta alto  $\delta^{18}\text{O}$  (Koster et al., 1993).

O efeito de continentalidade é importante na variabilidade das razões isotópicas de oxigênio e hidrogênio da chuva nos Andes orientais. A razão disso é que a maior parte da umidade que alimenta as chuvas de verão nessa região é proveniente do oceano Atlântico após longo transporte até os Andes (Vimeux et al., 2005, Vuille e Werner, 2005; Kanner et al., 2013). Por conseguinte, as chuvas de verão no flanco oriental dos Andes peruanos tendem a integrar o fracionamento isotópico ocorrido ao longo do transporte de umidade desde o oceano Atlântico até o local de estudo, não refletindo propriamente o volume de chuvas locais. Portanto, os registros paleoclimáticos dos Andes peruanos com base em  $\delta^{18}\text{O}$  são interpretados como

indicadores da intensidade das chuvas de monções de verão na Bacia Amazônica (Bird et al., 2011a,b; Kanner et al., 2013; Apaèstegui et al., 2014).

**d. Efeito fonte:** é a diferença observada entre os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  das precipitações provenientes de massas de ar derivadas de fontes diferentes. Um exemplo é a região sul e parte da região sudeste do Brasil, onde durante o verão são observadas precipitações geradas pela atuação das monções Sul-Americanas, com fonte de umidade continental caracterizada por valores de  $\delta^{18}\text{O}$  mais empobrecidos, e durante o inverno ocorrem chuvas relacionadas a ciclones extratropicais, cuja fonte de umidade é predominantemente oceânica e com valores de  $\delta^{18}\text{O}$  mais enriquecidos (Cruz et al., 2005a).

**e. Efeito volume de gelo:** afeta os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  na escala de tempo que envolve ciclos glaciais/interglaciais. Durante períodos glaciais a formação de calotas de gelo nos continentes gera um aumento significativo nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  dos oceanos, assim durante o período de máxima expansão de gelo no Quaternário o  $\delta^{18}\text{O}$  dos oceanos registrou um aumento de  $\sim 1.2\%$  (Sharp, 2007). De acordo com Sharp (2007) esse valor deve ser corrigido ao se interpretarem os valores isotópicos em espeleotemas. No entanto, a variação na extensão do fracionamento cinético e em equilíbrio em virtude das mudanças de temperatura durante períodos glaciais, também deve ter afetado a composição isotópica da água no ciclo hidrológico como um todo. Deste modo, a cadeia de efeitos isotópicos imposta pelo período Glacial poderia não ter de fato aumentado os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  das precipitações (Lachniet, 2009).

No caso dos registros isotópicos de espeleotemas dos Andes, a amplitude dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  observados é superior a 4‰ entre o último período Glacial e Holoceno, de forma que esse efeito seria secundário (Cheng et al., 2013a). De fato, esse efeito não parece ser significativo, pois os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  durante o Último Máximo Glacial são bem mais negativos do que em boa parte do Holoceno (Cheng et al., 2013a; Fornace et al., 2014).

### **5.3. A variabilidade da precipitação do regime de monções e sua assinatura isotópica**

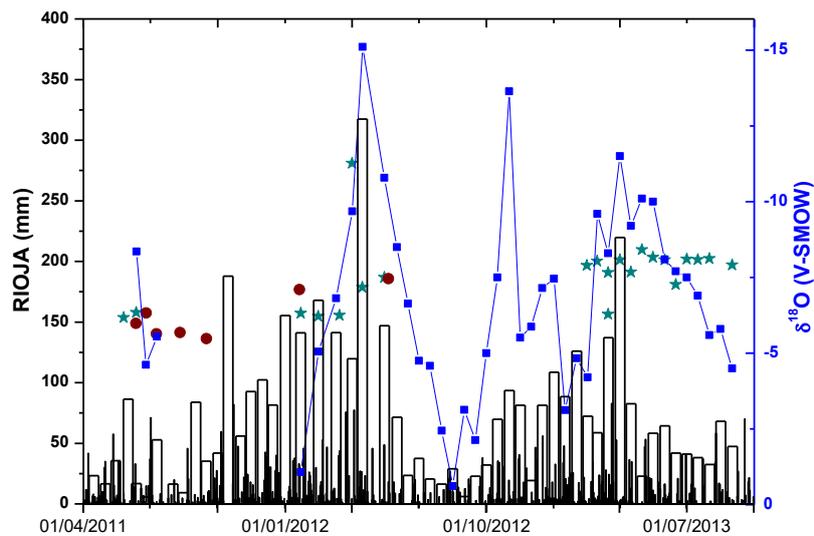
Os fatores que podem influenciar na composição isotópica de O e C da calcita vão além da variabilidade climática regional. Há basicamente três outros fatores, de importância local, que podem influenciar o sinal isotópico da água de gotejamento e consequentemente da geoquímica dos espeleotemas: a cobertura de vegetação/solo, o aquífero cárstico (efeito reservatório) e as 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 espeleotema (Fairchild et al., 2006). No presente trabalho, as interpretações paleoclimáticas levam em consideração, principalmente, os estudos prévios de monitoramento e modelamento da composição isotópica

da água da chuva em relação a parâmetros climáticos. Os trabalhos de Vuille e Werner (2005) e Vimeux et al. (2005) mostram que, na região da Monção Sul-Americana, o  $\delta^{18}\text{O}$  da chuva está relacionado diretamente com a intensidade da MSA, apresentando valores isotópicos menores (maiores) durante intensas (fracas) estações de monção. Isto significa que em registros como os espeleotemas, os valores isotópicos refletem a intensidade da precipitação ao longo da trajetória de umidade, ao invés da quantidade de chuva local (Schmidt et al., 2007). E que registros isotópicos locais de chuva podem ser usados para inferir mudanças de grande-alcance na intensidade de precipitação sobre América do Sul tropical (Vuille e Werner, 2005).

Assim, as variações isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  dos espeleotemas de Shatuca e outros registros andinos que dependem da variabilidade da umidade, como as geleiras, lagos e anéis de árvores, são interpretadas como indicadores da intensidade de precipitação da MSA sobre os Andes (Bird et al., 2011a,b; Mosblech et al., 2012; Kanner et al., 2013; Cheng et al, 2013a). Por consequência, os dados do monitoramento isotópico da caverna Palestina (Apaestegui et al., 2014), que se encontra nas proximidades da caverna Shatuca, serão utilizados para um melhor entendimento do sinal isotópico de nosso registro.

Os resultados do programa de monitoramento realizado, entre 2011 e 2013, na caverna Palestina mostram que os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de acúmulos semanais de chuva decresceram rapidamente em mais de 10‰ a partir de janeiro de 2012, até o final da estação de monção em abril de 2012. Após o final da estação, durante os meses mais secos (de julho a setembro de 2012), os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  aumentaram abruptamente até 15‰ alcançando os valores máximos (Fig. 5.3). Diferentemente do primeiro ano, os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  oscilaram bastante ao longo da estação de monção, mas novamente alcançaram os valores mínimos no final da estação em abril de 2013. Em resumo, o sinal isotópico das chuvas associadas com o regime de monções é claramente caracterizado por valores mais empobrecidos de  $\delta^{18}\text{O}$ . Por outro lado, os valores isotópicos mais enriquecidos são observados durante eventos de chuvas equatoriais residuais ou fora da estação de monção. Entretanto, a relação entre  $\delta^{18}\text{O}$  e o volume de chuva não é tão evidente na escala mensal, visto o pequeno coeficiente de correlação estatístico obtido ( $r^2 = 0.3$ ,  $p < 0.01$ ).

Além disso, os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  das amostras de gotejamentos de cavernas e do rio subterrâneo no seu interior diminuem em mais de 2‰ ao final da estação de monções do primeiro ano de monitoramento (Fig. 5.3). Isso demonstra que os dados de espeleotemas da caverna Shatuca, podem ser interpretados como bons indicadores da intensificação das monções.



**Figura 5.3.** Resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  de água de chuva, gotejamento e rio subterrâneo na caverna Palestina (provincia de Rioja), localizada no nordeste dos Andes peruanos (cortesía de J. Apaèstegui). Os eventos de chuva diários e quinzenais são discriminados por barras mais finas e grossas, respectivamente. As amostras são assinaladas da seguinte maneira: acumulados semanais de chuva (quadrados azuis), rio (estrelas verdes) e gotejamentos (círculos marrons).  
*Note, a direita, que a escala do eixo Y encontra-se invertida.*

## 6. Paleoclimatologia do Nordeste dos Andes desde o último período Glacial até o Holoceno

Entender os padrões de variabilidade da precipitação do passado nos Andes tropicais, em diferentes escalas de tempo, e os mecanismos que governam esta variação, é elemento-chave para melhor compreensão das variações climáticas da região Andino-Amazônica, onde está localizada a caverna Shatuca.

Neste estudo, pretende-se discutir, com base em registros isotópicos de espeleotemas, variações no regime de chuvas associadas à Monção Sul-Americana, em escalas de tempo de milhares de anos, segundo o ciclo de Milankovitch, até escalas de várias décadas ou multidecenais. Os resultados do presente estudo são discutidos em duas publicações a serem submetidas em revistas internacionais (ANEXO 6 e 7). A primeira publicação, discute a influência tanto da forçante de insolação de verão quanto dos eventos climáticos de escala secular até decenal, durante o Holoceno (ANEXO 6).

Na segunda publicação, são discutidas mudanças climáticas que ocorreram em mais longo prazo, durante o último período Glacial. Mudanças estas que foram influenciadas tanto pela variabilidade da insolação de verão, quanto pela expansão da cobertura do gelo nos mares e

continentes do Hemisfério Norte (ANEXO 7). A estas mudanças de longo-prazo se sobrepõem vários eventos abruptos de enfraquecimento ou fortalecimento da MSA, os quais estão associados aos eventos Heinrich (H) e Dansgaard-Oeschger (D-O), definidos em testemunhos marinhos e de gelo, respectivamente.

A seguir, será feita uma breve revisão dos estudos prévios a respeito do paleoclima da América do Sul, com ênfase nos registros isotópicos, assim como uma introdução aos artigos em anexo.

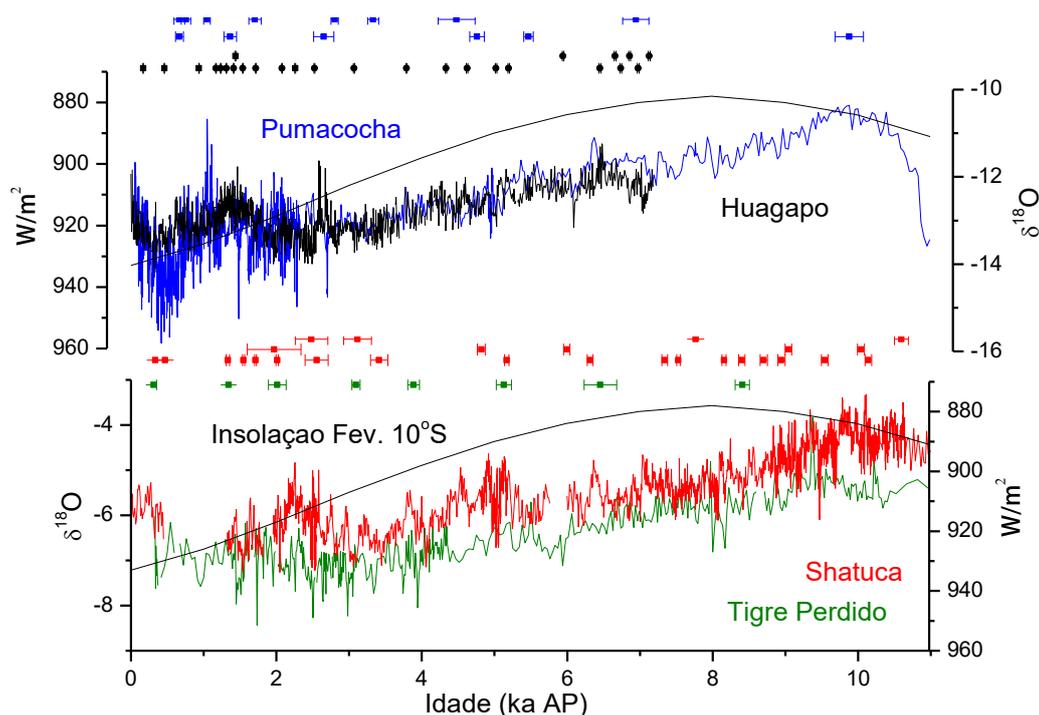
### **6.1. Mudanças paleoclimáticas na escala orbital**

A variação da insolação, segundo o ciclo de precessão, tem sido considerada a principal forçante do ciclo hidrológico (em escalas de tempo orbitais) na região sob o domínio da MSA (Cruz et al., 2005a; Cheng et al., 2012; Cheng et al., 2013a).

Estas variações na insolação de verão, segundo o ciclo de precessão (19 a 23 ka), são inversas entre os Hemisférios Sul e Norte, produzindo mudanças antifásicas no clima nas regiões tropicais (Kutzbach et al., 2008). O aumento da insolação de verão austral produz um maior gradiente térmico entre o continente e o oceano, o qual favorece a convergência de umidade na Bacia Amazônica, intensificando desta forma o regime de monções na América do Sul (Cheng et al., 2012). Coerente com isto, estudos do Hemisfério Norte (Wang et al., 2001; Yuan et al., 2004) e do Hemisfério Sul (Cruz et al., 2005a, 2006; Wang et al., 2006, 2007a,b) registram um regime de precipitação antifásico entre a MSA e a monção asiática na China.

Em concordância com essa relação, os registros de espeleotemas de regiões situadas nos Andes tropicais mostram que a intensidade da MSA aumentou desde o Holoceno Inferior até o Holoceno Superior (van Breukelen et al., 2008; Bird et al., 2011a; Kanner et al., 2013) (Fig. 6.1). Por outro lado, registros paleoclimáticos de regiões diretamente afetadas pela ITCZ, na Bacia de Cariaco (Haug et al., 2001; Deplazes et al., 2013) e nas regiões sob o domínio da monção asiática, mostram uma tendência à diminuição da intensidade da precipitação.

Mais ao sul, em altas altitudes (> 6000m anm), o registro da geleira Huascarán (9°S) (Thompson et al., 1995) mostra uma forte correlação entre a insolação e o sinal isotópico entre 11 ka AP e o presente, o que é semelhante ao ocorrido nas terras intermediárias e baixas do nordeste andino peruano (Fig. 6.2). Originalmente, este registro teve seu  $\delta^{18}\text{O}$  interpretado como sendo um indicador de paleotemperatura, mas posteriormente foi verificado que as suas variações isotópicas estavam correlacionadas primariamente à intensificação dos regimes de chuvas de monção (Hoffmann et al., 2003).

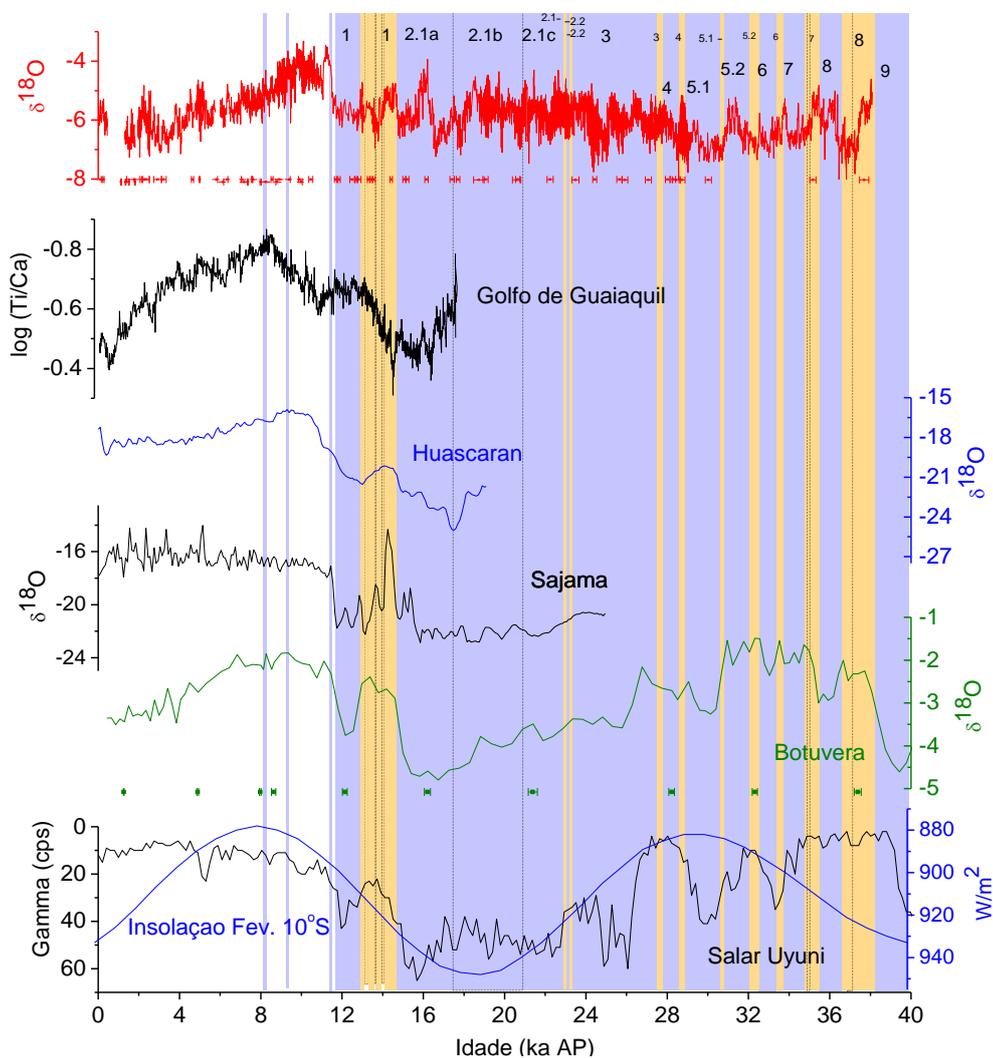


**Figura 6.1.** Registros de paleoprecipitação na região andina comparados com a curva da insolação, em preto, para o mês de fevereiro em 10°S (Berger e Loutre, 1991). Em terras altas: o registro da caverna de Huagapo em preto (Kanner et al., 2013), e o registro do lago Pumacocha em azul (Bird et al., 2011a); em terras intermediárias o registro da caverna Shatuca (este estudo) em vermelho; em terras baixas o registro da caverna Tigre Perdido (van Breukelen et al., 2008) em verde. As datações são indicadas para cada registro, com a cor correspondente.

Esta relação, entre insolação de verão e a MSA, será pela primeira vez estudada em registros isotópicos de altitudes intermediárias na cordilheira dos Andes, com o registro da caverna Shatuca. O artigo 1 (ANEXO 6) discute o forte controle da insolação de verão durante o Holoceno, com enfoque na progressão das monções desde regiões de baixa altitude até terras altas nos Andes (Fig. 6.1). Para isso, foi feita uma comparação com o registro lacustre de Pallcacocha (>4000m anm), área afetada diretamente pela MSA (Rodbell et al., 1999; Moy et al., 2002). Nesse sentido, um dos resultados mais interessantes deste trabalho foi a constatação de que, na fase de máxima insolação de verão durante o Holoceno Superior, as chuvas relacionadas ao regime de monção foram bastante acentuadas desde regiões de terras baixas até as terras altas da Cordilheira dos Andes.

Similarmente, o registro sedimentar de Ti/Ca e Fe/Ca de testemunhos marinhos na costa do Pacífico, no Golfo de Guaiquil, mostra uma correlação positiva entre a insolação de verão

austral e a deposição fluvial de sedimentos dos rios na costa do Pacífico a 4°S (Fig. 6.2). Isso indica que a insolação de verão austral controlou também a precipitação na região onde nascem os rios do flanco ocidental dos Andes setentrionais peruanos (Mollier-Vogel et al., 2013).



**Figura 6.2.** Comparação entre os registros paleoclimáticos da América do Sul, durante os últimos 40 ka AP, com a curva de insolação do mês de fevereiro para 10°S. De cima para baixo: em vermelho o registro da caverna Shatuca, presente estudo; em preto o registro do Golfo de Guaiquil (Mollier-Vogel et al., 2013); em azul o registro dos testemunhos de gelo da geleira Huascarán (Thompson et al., 1995); em preto o registro de gelo do vulcão Sajama (Thompson et al., 1998); em verde o registro da caverna Botuverá (Cruz et al., 2005a); em preto o registro do testemunho sedimentar do Salar de Uyuni (Baker et al., 2001a), junto com a curva de insolação em azul (Berger e Loutre, 1991). As barras azul claro e laranja indicam a ocorrência dos estadiais (Greenland Stadials –GS) e interestadiais da Groenlândia (Greenland Interstadials-GI), numerados segundo Rasmussen et al. (2014). As datações são indicadas para cada registro, com a cor correspondente.

No entanto, no Holoceno Superior, a intensificação do regime de monções na região subtropical do Brasil, nos Andes equatorianos e peruanos até o lago Titicaca (Baker et al., 2001b), não afetou as áreas situadas no limite sul do sistema da MSA, como o Salar de Uyuni (Baker et al., 2001a) e o Nevado de Sajama (Thompson et al., 1998), situadas mais para o sul da Bolívia (Fig. 6.2).

Já durante os últimos períodos Glacial (38 a 20 ka AP) e Deglacial (20 a 11 ka AP), não foi observada uma relação evidente entre as curvas de insolação de verão e a curva de  $\delta^{18}\text{O}$  do registro da Shatuca (Fig. 6.2). Isso sugere que outras forçantes climáticas podem estar envolvidas na modulação do clima em escalas de tempo mais longas, assim como discutido previamente por Cruz et al. (2007) para o sul do Brasil.

De fato, os dados isotópicos da caverna Shatuca revelam um padrão semelhante à outros registros isotópicos da região andina e sul do Brasil que são afetadas pela MSA (Cruz et al., 2007; Mosblech et al., 2012; Cheng et al., 2013a; Fornace et al., 2014). Na figura 6.2 nota-se que os valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , durante o último período Glacial, são significativamente mais baixos do que aqueles observados durante o Holoceno Inferior (11 a 7.5 ka AP). A partir de 5 ka AP os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  tornam-se mais negativos, o que é condizente com as mudanças de insolação de verão no Hemisfério Sul.

No sul do Brasil (27°S), o registro isotópico da caverna de Botuverá mostra que a insolação controlou a intensidade da Monção Sul-Americana entre 120-0 ka AP (ver Fig. 6.2) (Cruz et al., 2005a). No entanto, Cruz et al. (2006) notou que as anomalias de  $\delta^{18}\text{O}$  tanto dos espeleotemas em Botuverá, Santa Catarina, quanto na caverna Santana, São Paulo, não mostram um acoplamento tão evidente com a insolação durante o Último Máximo Glacial. Na verdade, foi constatada uma intensificação no regime de chuvas de monções durante 70-17 ka AP, período caracterizado por anomalias negativas de  $\delta^{18}\text{O}$  e por valores muito baixos das razões Sr/Ca e Mg/Ca dos espeleotemas (Cruz et al., 2007). Posteriormente, a mesma feição é descrita em registros isotópicos dos Andes (Kanner et al., 2012; Mosblech et al., 2012; Cheng et al., 2013a; Fornace et al., 2014). Por exemplo, em 16°S, o registro de isótopos estáveis de compostos orgânicos do lago Titicaca (Fornace et al., 2014) indica que a paleopluviosidade começou a ser mais claramente controlada pela insolação de verão austral em 11 ka AP, enquanto que entre 60-20 ka AP prevaleceram condições substancialmente mais úmidas que as do Holoceno. Todavia, uma pluviosidade mais alta, durante a fase tardia do último período Glacial, não poderia ser explicada apenas pela influência da insolação de verão devido à falta de relação entre a curva da insolação do mês de fevereiro a 10°S e os dados isotópicos, tanto de espeleotemas, como de testemunhos de gelo e lagos.

As condições de contorno durante o período Glacial foram responsáveis pela redução da intensidade da AMOC, a qual induziu a expansão do gelo preferencialmente no Hemisfério Norte e resultou no deslocamento da ITCZ para o sul, intensificando o transporte de umidade do oceano Atlântico para a Bacia Amazônica (Chiang et al., 2003; Chiang e Bitz, 2005). Esse mecanismo pode explicar as condições mais úmidas inferidas a partir dos registros paleoclimáticos situados ao sul do equador (Cruz et al., 2007; Cheng et al., 2013a; Fornace et al., 2014) e mais secos na região norte da América do Sul (Peterson et al., 2000; Deplazes et al., 2013). De fato, a variabilidade da MSA depende fortemente da posição da ITCZ, a qual foi impactada pela expansão da cobertura de gelo, nos mares e nos continentes (condições de contorno glacial), particularmente no Hemisfério Norte (Chiang et al., 2003; Chiang e Bitz, 2005). Assim, as condições mais úmidas entre 70 e 17 ka AP, período correspondente aos Estágios Isotópicos Marinhos 2-4 (*Marine Isotope Stages 2-4*, MIS 2-4), foram provavelmente influenciadas por condições mais frias no oceano Atlântico ao norte da linha do equador (Cruz et al., 2007; Fornace et al., 2014). Este tópico é discutido no artigo apresentado no ANEXO 7.

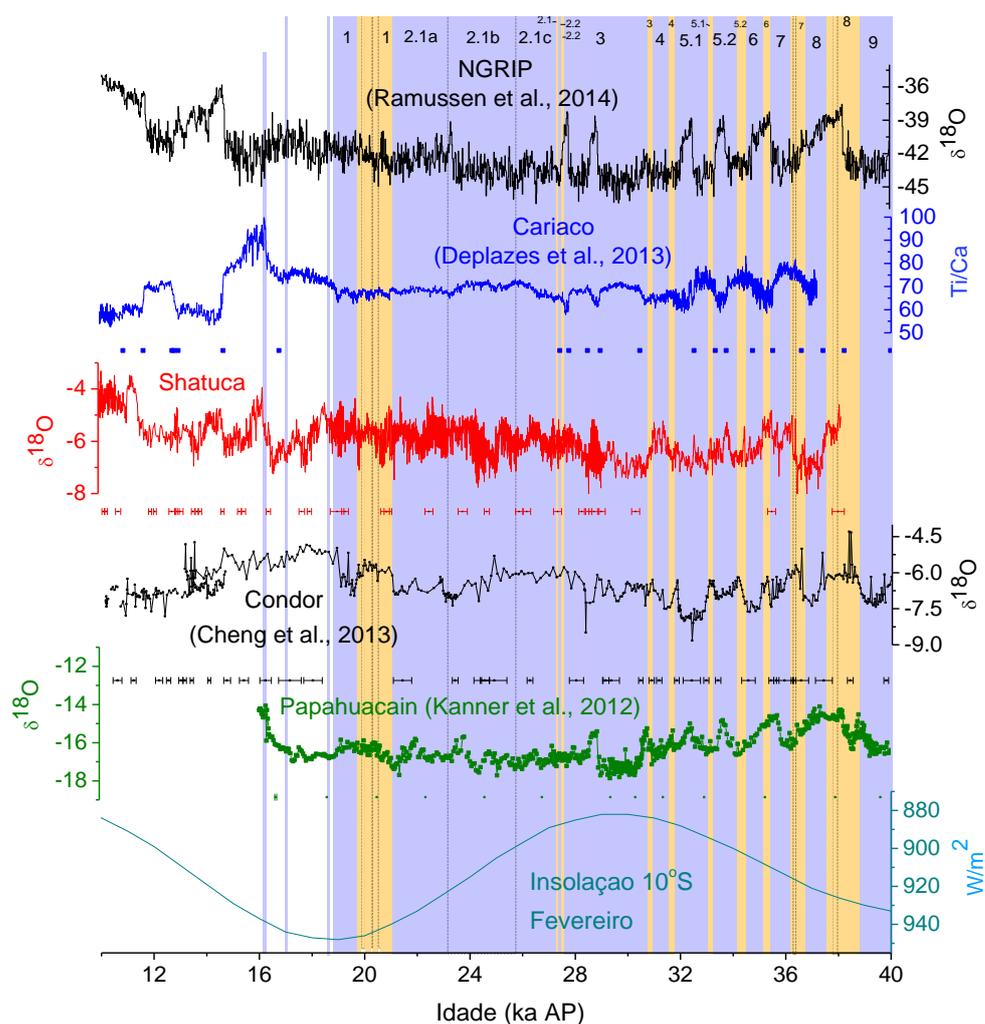
## **6.2. Mudanças paleoclimáticas abruptas**

### **6.2.1 – Eventos climáticos durante os últimos períodos Glacial e Deglacial**

Os registros isotópicos de testemunhas de gelo da Groenlândia (e.g. NGRIP) revelaram que o último período Glacial se caracterizou por mudanças climáticas abruptas e eventos recorrentes em escala de tempo milenar (Dansgaard et al., 1984, 1993). Essas mudanças abruptas, ocorreram em alguns anos ou em até algumas décadas (Alley et al., 1993; Taylor et al., 1993) e se repetiram aproximadamente a cada 1470 anos (Bond et al., 1999; Schulz, 2002), mostrando aquecimentos bruscos de até 10°C na atmosfera nas fases quentes. Essas oscilações hoje chamadas Dansgaard-Oeschger (D-O) (Dansgaard et al., 1984, 1993), foram seguidas por um retorno gradual a condições glaciais mais frias (Fig. 6.3).

Por outro lado, Heinrich (1988) observou em testemunhos sedimentares do Atlântico Norte, grande concentração de sedimentos continentais transportados por icebergs (IRD, *Ice Rafted Debris*), em latitudes mais baixas que o habitual, entre 40-53°N (IRD-*Belt*) (Bond et al., 1992). A presença destes IRD no sedimento representa a ocorrência de eventos frios abruptos durante o período Glacial, durante os quais icebergs se deslocaram para o sul a uma maior distância em relação ao polo norte. Estes eventos, hoje conhecidos como “Eventos Heinrich” (Broecker, 1994; Rahmstorf, 2002), ocorreram em algumas das fases frias (ou estadiais da Groenlândia) dos ciclos D-O. Seis eventos Heinrich (H) foram definidos no final de alguns ciclos D-O, enquanto os eventos D-O, conhecidos também como interestadiais da Groenlândia, são pelo menos vinte (Rahmstorf, 2003).

Desde a descoberta dos eventos Heinrich, grandes esforços têm se realizado para revelar os mecanismos responsáveis pela sua origem. Até o momento, o melhor mecanismo físico para explicar a origem dessas mudanças abruptas, que afetam diferentes regiões do mundo, é a entrada de água doce de degelo nas altas latitudes do Atlântico Norte e o seu efeito sobre o transporte de calor para a região nórdica através da desaceleração da AMOC (Rooth, 1982; Broecker et al., 1985; Bond et al., 1993; Rahmstorf, 1995; Alley et al., 1999; Ganopolski e Rahmstorf, 2001; Knutti et al., 2004). No entanto, ainda não está claro se as mudanças da AMOC explicam por si só as mudanças climáticas registradas tanto no Atlântico Norte como em outras regiões do mundo (Wunsch, 2006).



**Figura 6.3.** Comparação entre o registro de gelo NGRIP (Rasmussen et al., 2014) com os registros paleoclimáticos da América do Sul para o período entre 40-10 ka AP. De cima para baixo: NGRIP em preto; a Bacia de Cariaco em azul (Deplazes et al., 2013); a caverna Shatuca em vermelho (presente estudo); a caverna El Condor em preto (Cheng et al., 2013a); a caverna Papahuacain em verde (Kanner et al., 2012); a insolação para 10°S no mês de fevereiro em turquesa (Berger e Loutre, 1991). As barras azul claro e laranja indicam a ocorrência dos

*estadiais (Greenland Stadials –GS) e interstadianas da Groenlândia (Greenland Interstadials-GI), numeradas segundo a terminologia de Rasmussen et al. (2014). As datações são indicadas para cada registro, com a cor correspondente.*

Modelos sugerem que uma desaceleração da AMOC gera anomalias positivas de TSM no Atlântico Sul, bem como uma intensificação anômala de ventos alísios de nordeste. Desse modo os modelos também sugerem uma assimetria da circulação *Hadley*, entre ambos os hemisférios, junto com a correspondente assimetria do posicionamento da ITCZ (Lindzen e Hou, 1988; Peterson et al., 2000; Chiang, 2002; Vellinga e Wood, 2002; Wang et al., 2004, 2007a,b; Zhang e Delworth, 2005; Clement e Peterson, 2008).

Durante os eventos de resfriamento das águas superficiais, em altas latitudes do Atlântico Norte, associados aos eventos Heinrich, ocorre uma intensificação da alta dos Açores (Wang et al., 2005; Ruddiman, 2008; Naughton et al., 2009) e uma intensificação dos ventos alísios de nordeste (Arz et al., 1998; Peterson et al., 2000; Fleitmann et al., 2003; Cruz et al., 2009). Por sua vez, isso conduz a anomalias positivas (negativas) de precipitação nos trópicos do Hemisfério Sul (Norte), isto é, uma ITCZ localizada mais ao sul (Arz et al., 1998; Wang et al., 2004; Jaeschke et al., 2007) e uma MSA mais ativa (Cruz et al., 2006; Wang et al., 2006). Da mesma maneira, os registros andinos a diferentes altitudes mostram a MSA intensificada (Fritz et al., 2010; Kanner et al., 2012; Mosblech et al., 2012; Cheng et al., 2013a). Em contraste, os eventos Heinrich são marcados no registro de Cariaco como eventos mais áridos (Hughen et al., 1996; Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001; Lea et al., 2003; Peterson e Haug, 2006; Deplazes et al., 2013).

A situação climática se inverte na América do Sul durante os eventos quentes D-O, registrados nos testemunhos de gelo do pólo norte durante o período Glacial (Rasmussen et al., 2014). Estes eventos, estão associados ao aquecimento do Atlântico tropical norte (Lea et al., 2003), causando anomalias positivas de precipitação ao norte da América do Sul (Hughen et al., 1996; Peterson et al., 2000; Peterson e Haug, 2006; Deplazes et al., 2013).

O registro da Bacia de Cariaco na Venezuela (Deplazes et al., 2013) mostra que durante os ciclos D-O, no período de transição do interestadial (fase quente) ao estadal (fase fria), ainda é possível observar a influência sazonal da ITCZ nas latitudes da Bacia de Cariaco a 10°N. Porém, durante os eventos Heinrich e nas fases finais dos D-O o deslocamento da ITCZ foi tanto ao sul que não houve um retorno sazonal da ITCZ para estas latitudes. Ademais, é interessante ressaltar que o evento Heinrich 1 (H1) teve uma intensidade muito maior nos testemunhos marinhos de Cariaco do que a observada nas altas latitudes, por exemplo no testemunho de NGRIP (Fig. 6.3).

Os impactos dos eventos D-O no clima dos trópicos, ao sul do continente, ainda não são bem conhecidos. Até agora, o registro de Kanner et al. (2012) da caverna de Papahuacain, localizada em terras altas (3850m anm), e os registros de Cheng et al. (2013a) das cavernas El Condor e El Diamante, localizados em terras baixas (800m anm) do Peru, são os que melhor registraram a variação abrupta dos eventos D-O nos Andes.

O presente trabalho consiste numa nova reconstituição dos eventos milenares, que afetaram a precipitação na região da MSA durante os últimos 38 ka AP (em resolução subdecenal). Esta reconstituição é baseada em registros de  $\delta^{18}\text{O}$  da calcita de três estalagmites (Sha-1, Sha-2 e Sha-3), com objetivo de contribuir na pesquisa sobre o entendimento da MSA na porção andina da Bacia Amazônica. Trata-se do registro isotópico de melhor resolução dentre os que já foram produzidos até o momento. Nele se destacam tanto os eventos Heinrich, quanto os eventos Dansgaard-Oeschger, bem como os eventos ocorridos durante o período Deglacial. O modo de ocorrência de tais eventos é descrito em um dos artigos a ser submetido (ANEXO 7).

Recentemente, foi sugerido que algumas características dos eventos Heinrich, foram em parte influenciadas por mudanças climáticas ocorridas na Antártica, durante o último período Glacial (Weaver et al., 2003; Kanner et al., 2012). Por exemplo, o aquecimento da Antártica tem sido proposto como forçante para a ocorrência do evento H1 por Weaver et al. (2003).

Já durante o período Deglacial nos Andes, existe um debate a respeito se o padrão ocorrido durante este período é parecido ao Deglacial da Antártica como observado nos registros das geleiras de Huascarán e Illimani (Thompson et al., 1995; Ramirez et al., 2003), ou se é mais semelhante ao Deglacial da Groenlândia como sugerido pelo registro da geleira Sajama, na Bolívia. Pois, este último, mostra os eventos Bølling-Allerød (B/A) e o Younger Dryas (YD), com uma estrutura similar ao do registro NGRIP, na Groenlândia. Ademais, uma maior influência do oceano Pacífico foi sugerida para os registros de gelo andinos por Vimeux (2009). Assim, questões fundamentais permanecem em aberto sobre as mudanças na paleoprecipitação sobre os Andes tropicais em diferentes escalas de tempo e espaço, considerando as diferentes altitudes, latitudes e condições topográficas que determinaram os diferentes climas sobre a região, em escalas de tempo interanuais até orbitais.

O registro isotópico da caverna Shatuca pode ser considerado o melhor registro paleoclimático do período Deglacial já produzido até o momento, em termos de resolução e controle cronológico, pelo método U/Th. Com este arquivo paleoclimático será detalhada a estrutura dos eventos isotópicos, correlatos aos períodos estadiais e interstadianos da Groenlândia. Entre eles o mais estudado tem sido o Younger Dryas (YD), que corresponde à fase fria do primeiro ciclo D-O e que junto com o evento H1 é caracterizado por um retorno abrupto à temperaturas quase glaciais. Este evento teve uma duração de aproximadamente um milênio e é um evento frio,

equivalente aos eventos Heinrich, enquanto o evento Bølling-Allerød (B/A), ocorrido entre o H1e o YD, é um evento quente do período Deglacial e é equivalente aos eventos D-O (fases quentes dos ciclos D-O). O registro da caverna Shatuca apresenta uma excelente sincronia com estes eventos típicos do Hemisfério Norte e, portanto, torna-se uma importante evidência a ser utilizada na discussão sobre a ocorrência de eventos, com duração de vários séculos até alguns milênios, que impactam abruptamente o clima da América do Sul.

### **6.2.1 – Eventos climáticos durante o Holoceno**

Após a publicação dos primeiros registros isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  dos testemunhos de gelo da Groenlândia, o período do Holoceno foi caracterizado como sendo de grande estabilidade climática (Dansgaard et al., 1993). No entanto, Bond et al. (1997, 2001) postularam que durante o Holoceno ocorreram variações na temperatura da superfície do Atlântico Norte aproximadamente a cada 1500 anos. Sugerindo que esse ciclo representa a continuação dos eventos Heinrich no Holoceno, só que com menor amplitude e duração. Os autores se basearam em vários indicadores paleoclimáticos e paleoecológicos dos quais o que se mostrou mais robusto, na determinação e na delimitação dos eventos, foi o índice de clastos transportados por icebergs (*Ice Rafted Debris- IRD*). Assim, a partir dos picos de aumento de concentração de IRD se determinou a ocorrência de períodos de resfriamento abrupto no Atlântico Norte, mais tarde chamados na literatura como Eventos Bond.

Vários estudos têm tentado entender os mecanismos por trás da variabilidade do Holoceno. Entre eles, se destacam Mayewski et al. (2004, 2005, 2009), Wanner e Bütikofer (2008) e Wanner et al. (2008, 2011, 2014). Na América do Sul tropical, cada vez mais registros paleoclimáticos apresentam um Holoceno marcado por fortes oscilações abruptas no ciclo hidrológico, que comparados ao registro de IRD do Atlântico Norte (Bond et al., 2001) (Fig. 6.4), confirmam a resposta da MSA aos eventos frios do Hemisfério Norte também para o Holoceno (Baker et al., 2005; Cheng et al., 2009; Strikis et al., 2011; Moreira-Turcq et al., 2014). Assim sendo, se confirma a hipótese do deslocamento da ITCZ para o sul, durante eventos de resfriamento abrupto das águas superficiais de altas latitudes do Atlântico Norte (Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001). A ITCZ deslocada mais para o sul, durante estes eventos, tem como consequência o aumento da umidade transportada pela Monção Sul Americana ao longo do continente, sendo refletido como um aumento da umidade nos registros paleoclimáticos (Vuille et al., 2012).

Nas últimas duas décadas houve um aumento do número de registros andinos que cobrem a maior parte do período Holoceno (Moy et al., 2002; Bush et al., 2005; van Breukelen et al., 2008; Bird et al., 2011a; Kanner et al., 2013). Entre os eventos mais estudados do Holoceno para a América do Sul, se destacam o evento 8.2 ka AP (Cheng et al., 2009, Strikis et al., 2011),

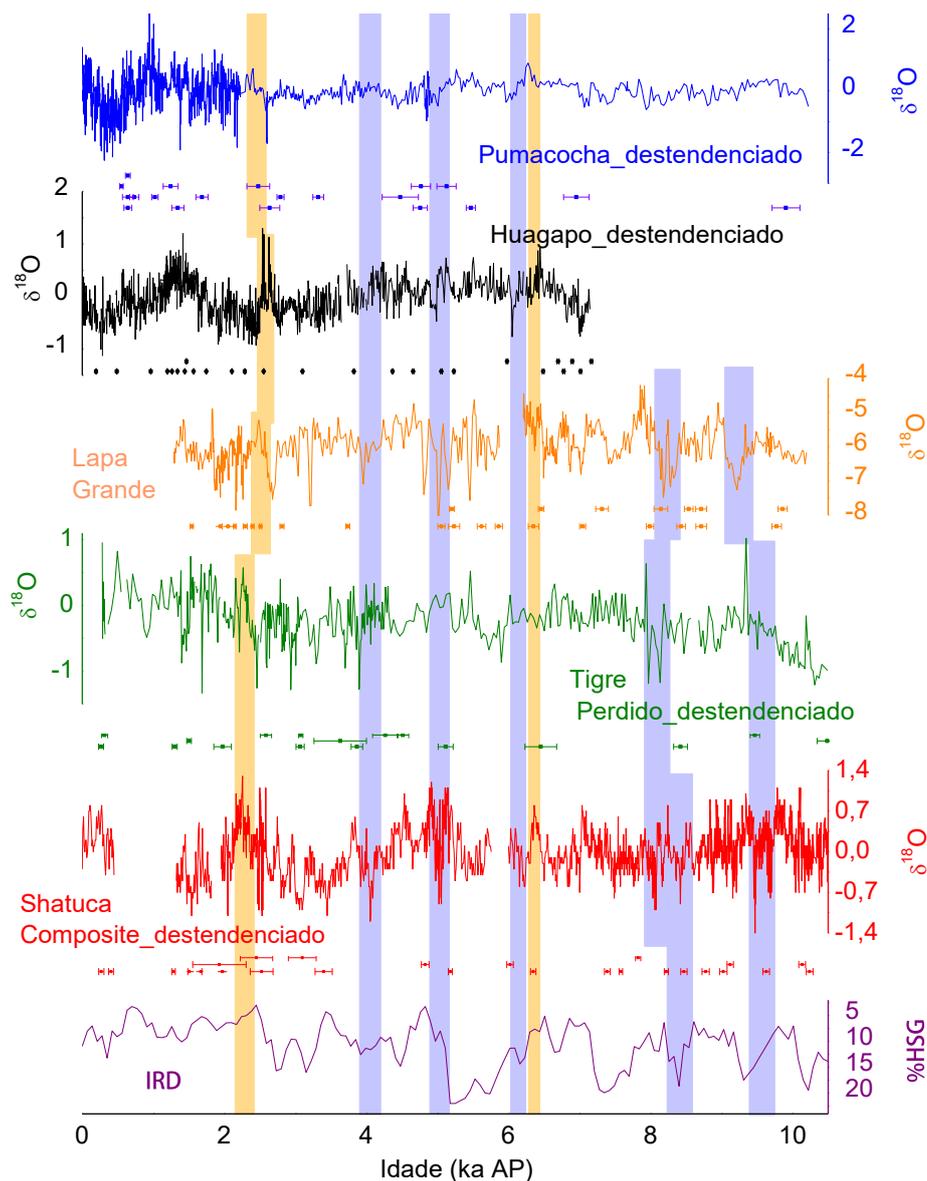
a Pequena Idade de Gelo (*Little Ice Age* -LIA) e a Anomalia Climática Medieval (*Medieval Climate Anomaly* -MCA) (Reuter et al., 2009; Bird et al., 2011b; Vuille et al., 2012; Novello et al., 2012; Apaèstegui et al., 2014).

Os estudos com base em registros de pólen, realizados no flanco oriental andino, mostram o Holoceno como um período de grande variabilidade na vegetação e a ocorrência de incêndios florestais, tanto de causa humana como de causa natural (Bush et al., 2005; Urrego et al., 2009; Hillyer et al., 2009; Urrego et al., 2010). No entanto, estes registros têm baixo controle cronológico e pouca resolução temporal, o que os torna difíceis de serem utilizados para estudos de eventos abruptos com duração de décadas.

Nesse contexto, destaca-se um estudo baseado em espeleotemas do centro-leste brasileiro (Strikis et al., 2011) que apresentou mudanças abruptas no ciclo hidrológico em sincronia com os eventos Bond do Atlântico Norte. Recentemente, o estudo de Moreira-Turcq et al. (2014) ressaltou o evento ocorrido em 2.7 ka AP, como um evento úmido nas planícies de inundação do rio Amazonas e outras regiões da AS, e o associou ao possível deslocamento da ITCZ para o sul causado pela provável desaceleração da Circulação de Revolvimento Meridional do Oceano Atlântico (AMOC) (Fig. 6.4). Por outro lado, pouco se sabe sobre a ocorrência de eventos do tipo Bond na região andina.

Mais ao norte, a 3°S, o registro do lago Pallcacocha, localizado acima dos 4000m anm nos Andes do Equador, mostra um aumento das precipitações ao longo do Holoceno, que os autores interpretaram como sendo associado ao aumento da frequência de eventos El Niño (Rodbell et al., 1999; Moy et al., 2002). Entretanto, estes eventos de maior erosão nas cabeceiras do lago, em períodos mais chuvosos, não são consistentes com os registros do lago El Junco (Conroy et al., 2008; Zhang et al., 2014), localizado mais ao oeste nas Ilhas Galápagos. O registro de Shatuca foi comparado a estes arquivos paleoclimáticos, com o intuito de contribuir na discussão da influência do fenômeno ENSO nas chuvas no domínio da MSA. Essa discussão é feita no artigo que se encontra disponível no ANEXO 6.

Dado que o nordeste dos Andes peruanos se encontra na borda do sistema de monção, lugar onde na atualidade o Jato de Baixos Níveis se desloca em direção oeste durante o verão (Poveda et al., 2014), é possível que alguns eventos que ocorrem em terras baixas não sejam observados em terras altas. Por isso, nosso registro pode contribuir para o entendimento da intensidade e extensão do sistema de monções ao refletir mudanças desse sistema em diferentes altitudes. Para isso comparamos o registro isotópico da caverna Shatuca com outros registros em alta resolução provenientes dos Andes.



**Figura 6.4.** Variabilidade milenar em registros isotópicos da América do Sul durante o período do Holoceno, e a curva de concentração de Hematite Stained Grains (%HSG) em sedimentos marinhos do Atlântico Norte de Bond et al. (2001). Os registros andinos apresentados foram destendenciados retirando a componente da forçante da insolação das séries isotópicas com a finalidade de poder observar melhor a variabilidade milenar. Os registros apresentados são (de cima para baixo): o do lago Pumacocha (Bird et al., 2011a) e o da caverna Huagapo (Kanner et al., 2013), ambos em terras altas dos Andes centrais peruanos; o registro da caverna Lapa Grande (Strikis et al., 2011) localizada no centro-leste brasileiro; o registro da caverna do Tigre Perdido (van Breukelen et al., 2008) e o registro da caverna Shatuca (este estudo), ambos no nordeste dos Andes peruanos, em terras baixas e intermediárias respectivamente; e a curva de %HSG de Bond et al. (2001). As barras laranjas (azuis) indicam períodos de menor (maior) umidade.

## 7. Considerações Finais

Neste estudo, investigou-se pela primeira vez a variabilidade da Monção de verão Sul-Americana (MSA), com base em espeleotemas provenientes de uma altitude intermediária (1960 m), na região nordeste dos Andes peruanos durante os últimos 38 ka AP.

Durante o último período Glacial e o Holoceno, a caverna Shatuca registrou condições de aridez maiores às registradas por estudos paleoclimáticos anteriores, em regiões andinas de alta (acima dos 4000m anm) e baixa altitude (abaixo dos 1000m anm).

Observou-se que nas terras localizadas em altitudes intermediárias e baixas, entre 3-6°S nos Andes, as condições de umidade durante o Último Máximo Glacial (*Last Glacial Maximum* - LGM) parecem ter sido semelhantes às ocorridas no Holoceno Superior. Ademais, notou-se ausência de controle de insolação sobre a MSA entre 38-11 ka AP, o que pode ser explicado pela influência de condições de contorno glaciais sobre a MSA durante este período, como sugerido por estudos paleoclimáticos prévios realizados na AS.

O período Deglacial, na região nordeste dos Andes, aparece como uma mudança gradual em direção às condições mais áridas do Holoceno Inferior. Após este período seco, com aproximadamente 2000 anos de duração, houve um aumento gradual da umidade que caracterizou o período Holoceno. Este aumento foi síncrono com a tendência de aumento da insolação, modulada pelo ciclo da precessão, e ocorreu ao longo dos Andes desde 3°S até 16°S. No entanto, notou-se que os registros da região central dos Andes, especificamente no Altiplano (18-20°S), não indicam um aumento da umidade durante o Holoceno.

A caverna Shatuca é o primeiro registro em terras intermediárias que apresenta várias mudanças climáticas abruptas, ocorridas em escalas de tempo milenar até decenal, sobrepostas às tendências de mais longo prazo dos últimos 38ka. Assim mesmo, a amplitude das mudanças climáticas ocorridas em terras intermediárias, parece ter sido maior à observada em terras altas e baixas, provavelmente porque o local da caverna Shatuca encontra-se na borda de influência da MSA.

Durante os últimos períodos Glacial e Deglacial, reconheceram-se no registro da Shatuca mudanças relacionadas aos estadiais da Groenlândia (*Greenland Stadials*-GS), porém com intensidades variáveis. A estrutura do evento H1 no registro da Shatuca é de particular interesse, pois uma inversão extrema para condições secas ocorreu dentro do evento, em 16.2 ka AP, que parece ter ocorrido também em terras baixas, no entanto menos severa. A correlação notável deste evento com o registro de Cariaco, no norte da América do Sul (em 10°N), parece indicar que a ITCZ está deslocada mais ao sul do que 5°S.

A caverna Shatuca, registrou um YD úmido, de condições menos extremas que as atingidas no período úmido relativo ao H1. Entre o H1 e o YD, o período árido Bølling–Allerød (B/A) mostrou uma reversão para condições úmidas dentro de sua estrutura.

No fim do YD, uma mudança abrupta ocorreu em 11 ka AP, que levou às condições áridas do Holoceno Inferior. No entanto, durante o Holoceno Inferior, o registro de Shatuca registrou pelo menos duas mudanças climáticas abruptas para condições de maior. Sendo este, o primeiro registro isotópico da região andina que mostra a ocorrência de vários eventos úmidos abruptos durante o Holoceno Inferior.

Durante o Holoceno Médio, constatou-se que diversas mudanças climáticas bruscas ocorreram em altitudes intermediárias andinas (5°S), no período entre 5.1 e 5.0 ka AP. A comparação com outros registros da AS revela que esta série de eventos foi contemporânea a um período de mudanças climáticas abruptas ocorridas na região da América do Sul afetada pela MSA. O fato de este evento ter sido abrupto ou gradual vem sendo debatido para outras regiões do mundo, em especial na região da Monção Africana, mas até agora, não existiam registros isotópicos de alta resolução que permitissem discutir a sua estrutura para a América do Sul. Assim mesmo, durante o evento 5 ka AP, parece ter ocorrido uma reorganização do sistema climático, que interrompeu a gradual tendência de incremento de umidade, após a qual houve aumento de intensidade da monção e maior frequência de eventos úmidos a diferentes altitudes dos Andes. Isto pode estar relacionado em grande parte ao aumento da insolação no verão austral.

Durante o Holoceno Superior foram registrados os períodos de maior umidade do Holoceno. No entanto, a tendência de aumento de umidade diminuiu e há um aumento da variabilidade em escala decenal e centenária. O registro isotópico de Shatuca possui um baixo controle cronológico para este período, complicando a comparação com outros registros andinos. No entanto, entre 4-1 ka AP, houve sincronidade durante alguns dos períodos úmidos registrados em registros andinos de diferentes altitudes.

Uma das comparações mais importantes obtidas neste trabalho se dá entre o registro da Shatuca e o registro do lago Pallcacocha, localizado ao sul dos Andes equatorianos. O registro de Pallcacocha tem sido amplamente utilizado como indicador de frequência de ocorrência do fenômeno El Niño. Dado o efeito oposto causado pelo El Niño nestas duas regiões, e o aumento de umidade registrado em ambas localidades, entre 3.5 e 2.5 ka AP, propomos que esta variabilidade pode ter sido causada por um aumento da umidade transportada pela MSA e uma maior extensão da mesma, devido talvez a ocorrência do evento Bond 2 unido a um aumento da insolação de verão austral.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alley, R.; Clark, P.U.; Keigwin, L.D.; Webb R.S. Making sense of millennial-scale climate change. In: Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales. Clark, P.U.; Webb, R.S.; Keigwin, L.D. (Eds.), Geophysical Monograph Series, v.112, p.385–394, AGU, Washington, D.C, 1999.
- Alley, R.B.; Meese, D.A.; Schuman, C.A.; Gow, A.J.; Taylor, K.C.; Grootes, P.M.; White, J.W.; Ram, M.; Waddington, E.D.; Mayewski, P.A.; Zielinski, G.A. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, v.362, p.527-529, doi: 10.1038/362527a0., 1993.
- Apachestegui, 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, doi: 10.5194/cp-10-1967-2014, 2014.
- Arz, H.W.; Patzold, 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*, v.50, p.157–166, 1998.
- Ayliffe, L.K.; Marianelli, P.C.; McCulloch, M.T.; Mortimer, G.E.; Hellstrom, J.C.; Moriarty, K.C.; Wells, R.T. 500 ka precipitation record from southeastern Australia: Evidence for interglacial relative activity. *Geology*, v.26, p.147-150, 1998.
- Baker, P.A.; Rigsby, C.A.; Seltzer, G.O.; Fritz, S.C.; Lowenstein, 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, 2001a.
- 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, 2001b.
- 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*, v.20, p.655–662, doi:10.1002/jqs.987, 2005.
- Baldini, J.U.L.; McDermott, F.; Hoffmann, D.L.; Richards, D.A.; Clipson, N. Very high-frequency and seasonal cave atmosphere P(CO<sub>2</sub>) variability: Implications for stalagmite

- growth and oxygen isotope-based paleoclimate records. *Earth and Planetary Science Letters*, v.272, p.118-129, 2008.
- Berger, A.; Loutre, M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, v.10, p.297–317, 1991.
- Bigot J.Y. La riviere souterraine de Shatuca = El rio subterraneo de Shatuca. *Bulletin du Groupe Speleologique Bagnols Marcoule, Hors serie special Chaquil 2006 & Santiago 2007*, p. 52-56, 2008.
- Bird, B.W.; Abbott, M.B.; Rodbell, D.T.; Vuille, M. Holocene tropical South American hydroclimate revealed from a decadal resolved lake sediment  $\delta^{18}O$  record. *Earth and Planetary Science Letters*, v.310, p.192-202, 2011a.
- 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 of Sciences of the United States of America*, v.108, p.8583-8588, 2011b.
- Bolzan, M.J.A. Análise da transformada em ondeletas aplicada em sinal geofísico. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v.26, p.37-41, 2004.
- Bolzan, M.J.A. Transformada em ondeleta: Uma necessidade. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v.28, p.563-567, 2006.
- Bombardi, R.J.; Carvalho, L.M.V. Variabilidade do regime de monções sobre o Brasil: o clima presente e projeções para um cenário com  $2\times CO_2$  usando o modelo MIROC. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.23, p.58-72, 2008.
- Bond, G.; Broecker, W.; Jehnsen, S.; McManus, J.; Labeyrie, L.; Jouzel, J.; Bonani, G. Correlations between climate records from north Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, v.365, p.143-147, 1993.
- Bond G.; Heinrich, H.; Broecker, W.; Labeyrie, L.; McManus, J.; Andrews, J.; Huon, S; Jantschik, R.; Clasen, S.; Simet, C.; Tedesco, K; Klas, M.; Bonani, G.; Ivy, S. Evidence of Massive Discharges of Icebergs into the North Atlantic during the Last Glacial Period. *Nature*, v 360, p. 245-249, 1992.
- 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.; Showers, W.; Cheseby, M.; Lotti, R.; Almasi, P.; de Menocal, 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.
- Bond, G.; Showers, W.; Elliot, M.; Evans, M.; Lotti, R.; Hajdas, I.; Bonani, G.; Johnson, S. The North Atlantic's 1 – 2 kyr climate rhythm: Relation to Heinrich events, Dansgaard/Oeschger cycles, and the Little Ice Age, in *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*. Clark, P.U.; Webb, R.S.; Keigwin L.D. (Eds.), Geophysical Monography Series, v.112, p.35 – 58, AGU, Washington, D.C., 1999.
- Bookhagen, B.; Strecker, M.R. Orographic barriers, high resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters* v.35, L06403, 2008.
- Bradley, R.S.; Vuille, M.; Hardy, D.; Thompson, L.G. Low latitude ice cores record Pacific sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, v.30, 1174, doi:10.1029/2002GL016546, 2003.
- Broecker, W.S.; Peteet, D.M.; Rind D. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, v.315, p.21–25, doi: 10.1038/315021a0, 1985.
- Broecker, W.S. Massive iceberg discharges as triggers for global climate changes. *Nature*, v.372, p.421-424, 1994.
- Bush, M.B.; Hansen, B.C.S.; Rodbell, D.T.; Seltzer, G.O.; Young, K.R.; Leon, B.; Abbott, M.B.; Silman, M.R.; Gosling, W.D. A 17 000-year history of Andean climate and vegetation change from Laguna de Chochos, Peru. *Journal of Quaternary Science*, v.20, p.703–714, 2005.
- 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 Jr, E.C. Improvements in <sup>230</sup>Th dating, <sup>230</sup>Th and <sup>234</sup>U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, v.371-372, p.82-91, 2013b.
- Cheng, H.; Fleitmann, D.; Edwards, L.R.; Wang, X.; Cruz, F.W.; Auler, A.S.; Mangini, A.; Wang, Y.; Kong, X.; Burns, S. J.; Matter, A. Timing and structure of the 8.2 kyr BP event inferred from δ18O records of stalagmites from China, Oman, and Brazil. *Geology*, v. 37, p.1007-1010, 2009.
- Cheng, H.; Sinha, A.; Cruz, F.W.; Wang, X.; Edwards, R.L.; d'Horta, F.M.; Ribas, C.C.; Vuille, M.; Stott, L.D.; Auler, A.S. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature communications*, doi: 10.1038/ncomms2415, 2013a.

- Cheng, H.; Sinha, A.; Wang, X.; Cruz, F.; Edwards, L. The Global Paleomonsoon as seen through speleothem records from Asia and the Americas. *Climate Dynamics*, v.39, p.1045-1062, doi: 10.1007/s00382-012-1363-7, 2012.
- Chiang, J.C.; Bitz, C.M. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Climate Dynamics*, v.25, p.477-496, 2005.
- Chiang, J.C.H. Deconstructing Atlantic Intertropical Convergence Zone variability: influence of the local cross-equatorial sea surface temperature gradient and remote forcing from the eastern equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research*, v.107, D1404, 2002.
- Chiang, J.C.H. The Tropics in Paleoclimate. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v.37, p.263;297, 2009.
- Chiang, J.C.H.; Biasutti, M.; Battisti, D.S. Sensitivity of the Atlantic Intertropical Convergence Zone to the last glacial maximum boundary conditions. *Paleoceanography*, v.18, p.1094-1112, 2003.
- Chiessi, C.M.; Mulitza, S.; Pätzold, J.; Wefer, G.; Marengo, J.A. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, v.36, L21707, 2009.
- Clark, I.; Fritz, P. *Environmental Isotopes in Hydrology*. CRC Press, Boca Raton, p.328, 1997.
- Clement, A.C.; Peterson, L.C. Mechanism of abrupt climate change of the last glacial period. *Reviews of Geophysics*, v.46, p.1-39, 2008.
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S.; Wilson, J.J.; Baldock, J.W.; Taylor, W.P.; McCourt, W.; Snelling, N.J. The geology of the Western Cordillera of northern Peru. *Overseas Memoires, Institute of Geological Sciences*, v.5, p.143, 1981.
- 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 Science Reviews*, v.27, p.1166–1180, 2008.
- Cruz, F.W.; Burns, S.J.; Jercinovic, M.; Karmann, I.; Sharp, S.J.; Vuille, M. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.71, p.2250–2263, 2007.
- Cruz, F.W.; Burns, S.J.; Karmann, I.; Sharp, W.D.; Vuille, M. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v.248, p.494-506, 2006.

- Cruz Jr., F.W.; Burns, S.J.; Karmann, I.; Sharp, W.D.; Vuille, M.; Cardoso, A.O.; Ferrari, J.A.; Silva Dias, P.L.; Viana Jr., O. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116 ky in subtropical Brazil. *Nature*, v.434, p.63-66, 2005a.
- Cruz Jr., F.W.; Karmann, I.; Viana Jr., O.; Burns, S.J.; Ferrari, J.A.; Vuille, M.; Moreira, M.Z.; Sial, A.N. Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: implications for paleoclimate inferences from speleothems. *Chemical Geology*, v.220, p.245-262, 2005b.
- Cruz, F.W.; Wang, X.; Auler, A.; Vuille, M.; Burns, S.B.; Edwards, L.R.; Karmann, I.; Cheng, H. Orbital and millennial-scale precipitation change in Brazil from speleothem records. In: *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, From the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Vimeux, F.; Sylvestre, F.; Khodri, M. (Eds.), v.14, ch.2, p.29-60, doi: 10.1007/978-90-481-2672-9, 2009.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S.J.; Clausen H.B.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N.S.; Hammer, C.U.; Hvidberg, C.S.; Steffensen J.P.; Sveinbjornsdottir, A.E.; Jouzel, J.; Bond, G.C. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record. *Nature*, v.364, p.218-220, 1993.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S.J.; Clausen, H.B.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N.; Hammer, C. U.; Oeschger, H. North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity*. Hansen, E.; Takahashi, T. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*, v.29, p.288–298, AGU, Washington, D.C., 1984.
- Dansgaard, W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, v.16, p.436–468, 1964.
- Delworth, T.L.; Clark, P.; Holland, M.; Johns, W.M.; Kuhlbrodt, T.; Lynch-Stieglitz, J.; Morrill, C.; Seager, R.; Weaver, A.J.; Zhang, R. The potential for abrupt change in the Atlantic Meridional Overturning Circulation. In: *Abrupt Climate Change*. U.S. Geological Survey, ch.4, p.258-359, 2008.
- Deplazes, G.; Lückge, A.; Peterson, L.C.; Timmermann, A.; Hamann, Y.; Hughen, K.A.; Röhl, U.; Lak, C.; Cana, M.A.; Sigman, D.M.; Haug, G.H. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. *Nature Geoscience*, v.6, p.213-217, doi: 10.1038/NGEO1712, 2013.
- Dorale, A.J.; Edwards, R.L.; Ito, E.; Gonzalez, L.A. Climate and vegetation history of the midcontinent from 75 to 25 ka: A speleothem record from Crevice Cave, Missouri, USA. *Science*, v.282, p.1871-1874, 1998.

- Doyle, M.E.; Barros, V.R. Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. *Journal of Climate*, v.15, p.3394–3410, 2002.
- Edwards, R.L.; Chen, J.H.; Wasserburh, G.J. 238U - 234U - 230Th - 232Th systematics and the precise measurement of time over the past 500.000 years. *Earth Planetary Science Letters*, v.81, p.175-192, 1986.
- Ehlers, R.S. Análise de séries temporais. Departamento de Estatística da Universidade Federal do Paraná, p.53, 2009.
- Espinoza Villar, J.C. Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien. Université Paris 6 - Pierre et Marie Curie, Paris - France, Thèse de Doctorat, p.207, 2009.
- Espinoza, J.C.; Ronchail, J.; Guyot, J.L.; Junquas, C.; Vauchel, P.; Lavado, W.S.; Drapeau, G.; Pombosa, R. Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (Western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters*, v.38, L13406, doi: 10.1029/2011GL047862, 2011.
- Fairchild, I.J.; Smith, C.L.; Baker, A.; Fuller, L.; Spötl, C.; Matthey, D.; McDermott, F.; E.I.M.F. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews*, v.75, p.105-153, 2006.
- Fleitmann, D.; Burns, S.J.; 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.300, p.1737-1739, doi 10.1126/science.1083130, 2003.
- Fleitmann, D.; Burns, S.J.; Neff, U.; Mudelsee, M.; Mangini, A.; Mattera, A. Palaeoclimatic interpretation of high-resolution oxygen isotope profiles derived from annually laminated speleothems from Southern Oman. *Quaternary Science Reviews*, v.23, p.935-945, 2004.
- Fornace, K.L.; Hughen, K.A.; Shanahanc, T.M.; Fritz, S.C.; Baker, P.A.; Sylva, S.P. A 60,000-year record of hydrologic variability in the Central Andes from the hydrogen isotopic composition of leaf waxes in Lake Titicaca sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, v.408, p.263–271, 2014.
- Frisia, S.; Borsato, A.; Preto, N.; McDermott, F. Late Holocene annual growth in three Alpine stalagmites records the influence of solar activity and the North Atlantic Oscillation on winter climate. *Earth and Planetary Science Letters*, v.216, p.411-424, 2003.
- Fritz, S.C.; Baker, P.A.; Seltzer, G.O.; Ballantyne, A.; Tapia, P.; Cheng, H.; Edwards, R.L. Quaternary glaciation and hydrologic variation in the South American tropics as

- reconstructed from the Lake Titicaca drilling project. *Quaternary Research*, v.68, p.410–420, 2007.
- Fritz; S.C.; Baker, P.A.; Ekdahl, E.; Seltzer, G.O.; Stevens, L.R. Millennial-scale climate variability during the Last Glacial period in the tropical Andes. *Quaternary Science Reviews*, v.29, p.1017–1024, 2010.
- Gan, M.A.; Kousky, V.E.; Ropelewski, C.F. The South American monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. *Journal of Climate*, v.17, p.47–66, 2004.
- Gandu, A.W.; Silva Dias, P.L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. *Journal of Geophysical Research*, v.103, p.6001–6015, 1998.
- Ganopolski, A.; Rahmstorf, S. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, v.409, p.153–158, doi:10.1038/35051500, 2001.
- Garreaud, R. Cold air incursions over Subtropical South America: Mean structure and dynamics. *Monthly Weather Review*, v.128, p.2544–2559, 2000.
- Garreaud, R.; Vuille, M.; Clement, A.C. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.194, p.5–22, 2003.
- Garreaud, R.; Vuille, M.; Compagnucci, R.; Marengo, J. Present-day South American climate. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.281, p.180–195, 2009.
- Gat, J.R.; Bowser, C.J.; Kendall, C. The Contribution of evaporation from the Great-Lakes to the continental atmosphere – estimate based on stable-isotope data. *Geophysical Research Letters*, v. 21, p. 557–560, 1994.
- Gat, J.R.; Matsui, E. Atmospheric water balance in the Amazon basin: an isotopic evapotranspiration model. *Journal of Geophysical Research*, v.96, p.13179–13188, 1991.
- Gentry, A.H. Changes in plant community diversity and floristic composition on environmental and geographical gradients. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, v.75, p.1-34, 1988.
- Ghil, M.; Allen, M.R.; Dettinger, M.D.; Ide, K.; Kondrashov, D.; Mann, M.E.; Robertson, A.W.; Saunders, A.; Tian, Y.; Varadi, F.; Yiou, P. Advanced Spectral Methods for Climatic Time Series. *American Geophysical Union*, v.40, p.1-41, doi: 10.1029/2001RG000092, 2002.
- Gonfiantini, R.; Roche, M.A., Olivry, J.C.; Fontes, J.C.; Zuppi, G.M. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology*, v.181, p.147–167, 2001.

- 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*, v.25, p.537-564, doi: 10.1007/s00477-010-0420-1, 2011.
- 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, p.561-566, 2004.
- Guyot, J.L. *Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne*. Editions de l'ORSTOM, Paris, p.261, 1993.
- Hansen, B.C.S.; Rodbell, D.T. A late-glacial/Holocene pollen record from the eastern Andes of northern Peru. *Quaternary Research*, v.44, p.216–227, 1995.
- Haug, G.H.; Hughen, K.A.; 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.
- Heinrich, H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, v.29, p.142-152, 1988.
- Hillyer, R.; Valencia, B.G.; Bush, M.; Siman, M.R.; Steinitz-Kannan, M. A 24,000-year paleolimnological history from the Peruvian Andes. *Quaternary Research*, v.71, p. 71–82, 2009.
- Hoffmann, G.; Ramirez, E.; Taupin, J.D.; Francou, B.; Ribstein, P.; Delmas, R.; Dürr, H.; Gallaire, R.; Simões, J.; Schotterer, U.; Stievenard, M.; Werner, M. Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophysical Research Letters*, v.30, p.1179, doi: 10.1029/2002GL014870, 2003.
- Hughen, K.A.; Overpeck, J.T.; Peterson, L.C.; Trumbore, S. Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during deglaciation. *Nature*, v.380, p.51–54, 1996.
- Jaeschke, A.; Rühlemann, C.; Arz, H.; Heil, G.; Lohmann, G. Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period. *Paleoceanography*, v.22, PA4206, 2007.
- Johnson, K.R.; Hu, C.Y.; Belshaw, N.S.; Henderson, G.M. Seasonal trace-element and stable-isotope variations in a Chinese speleothem: The potential for high-resolution paleomonsoon reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters*, v.244, p.394-407, 2006.

- Kanner, L.C.; Burns, S.J.; Cheng, H.; Edwards, R.L. High-latitude forcing of the South American summer monsoon during the last glacial. *Science*, v.335, p.570-573, doi: 10.1126/science.1213397, 2012.
- 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*, v.75, p.1–10, doi:10.1016/j.quascirev.2013.05.008, 2013.
- Kanner, L.C. An Isotopic Perspective on Climatic change in Tropical South America from the modern through the last Glacial Period. Tese de Doutorado, p.166, 2011.
- Knight, J.R.; Allan, R.J.; Folland, C.K.; Vellinga, M.; Mann, M.E. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, v.32, L20708, 2005.
- Knutti, R.; Flückiger, J.; Stocker, T.F.; Timmermann, A. Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation. *Nature*, v.430, p.851-856, doi: 10.1038/nature02786, 2004.
- Kodama, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ and the SACZ. Part I: Characteristic of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v.70, p.813–836, 1992.
- Koster, R.D.; de Valpine, P.; Jouzel J. Continental water recycling and H<sub>2</sub>O concentrations. *Geophysical Research Letters*, v.20, p.2215–2218, doi: 10.1029/93GL01781, 1993.
- Kousky, V.E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.3, p.217–231, 1988.
- Kuhlbrodt, T.; Griesel, A.; Montoya, M.; Levermann, A.; Hofmann, M.; Rahmstorf, S. On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. *Reviews of Geophysics*, v.45, RG2001, doi:10.1029/2004RG000166, 2007.
- Kutzbach, J.E., Liu, X.; Liu, Z.; Chen, G. Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years, *Climate Dynamics*, v.30, p.567–579, 2008.
- Labraga, J.C.; Frumento, O.; López, M. The atmospheric water vapor cycle in South America and the tropospheric circulation. *Journal of Climate*, v.13, p.1899–1915, 2000.
- Lachniet, M. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews*, v.28, p.412-432, 2009.

- Laraque, A.; Ronchail, J.; Cochonneau, G.; Pombosa, R.; Guyot, J.L. Heterogeneous distribution of rainfall and discharge regimes in the Ecuadorian Amazon basin. *Journal of Hydrometeorology*, v.8, p.1364–1381, 2007.
- Lavado, W.; Labat, D.; Ronchail, J.; Espinoza, J.C.; Guyot, J.L. Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon – Andes basin over the last 40 years (1965–2007). *Hydrological Processes*, v.41, p.2944–2957, doi:10.1002/hyp.9418, 2012.
- Lavado, W.; Espinoza, J.C. Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.29, p.171-182, 2014.
- Lea, D.W.; Pak, D.K.; Peterson, L.C.; Hughen, K.A. Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the last glacial termination. *Science*, v.301, p.1361 – 1364, 2003.
- León, B.; Young, K.R.; Brako, L. Análisis de la composición florística del bosque montano oriental del Perú. In *Biogeografía, Ecología y Conservación del Bosque Montano en el Perú*. Young, K.R.; Valencia, N. (Eds.), *Memorias del Museo de Historia Natural U.N.M.S.M. (Lima)*, v.21, p.141-154, 1992.
- Lindzen, R.S.; Hou A.Y. Hadley circulations for zonally averaged heating centered off the equator. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.45, p.2416–2427, 1988.
- 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.; Nogués-Paegle, J.; Zipser, E.; Sethk, A.; Alvese. L.M. Review: Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*, v.32, p.1–21, doi: 10.1002/joc.2254, 2012.
- Marengo, J.A.; Liebmann, B.; Kousky, V.E.; Filizola, N.P.; Wainer, I.C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, v.14, p.833-852, 2001.
- Marengo, J.A. Long-term trends and cycles in the hydrometeorology of the Amazon basin since the late 1920s. *Hydrology Processes*, v.23, p.3236–3244, doi:10.1002/hyp.7396, 2009.
- Marengo, J.A.; Nobre, C. General characteristics and variability of climate in the Amazon basin and its links to the global climate system. In: *The Biochemistry of the Amazon basin*. Clain, M.E.; Victoria, R.L.; Richey, J.E. (Eds.), Oxford University Press, p.17-41, 2001.
- Marengo, J.A.; Nobre, C.; Tomasella, J.; Oyama, M.; Sampaio, G.; Camargo, H.; Alves, L.; Oliveira, R. The drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, v.21, p.495–516, 2008.

- Marengo, J.A.; Soares, W.; Saulo, W.; Nicolini, M. Climatology of the LLJ east of the Andes as derived from the NCEP reanalyses. *Journal of Climate*, v.17, p.2261–2280, 2004.
- Marengo, J.A.; Tomasella, J.; Alves, L.M.; Soares, W.R.; Rodriguez, D.A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophysical Research Letters*, v.38, L12703, doi: 10.1029/2011GL047436, 2011.
- Mayewski, P.A., Maasch, P.K.A.; Yan, Y.; Kang, S.; Meyerson, E.A.; Sneed, S.B.; Kaspari, S.D.; Dixon, D.A.; Osterberg, E.C.; Morgan, V.I.; van Ommen, T.; Curran, M.A.J. Solar forcing of the polar atmosphere. *Annals of Glaciology*, v.41, p.147–154, doi: 10.3189/172756405781813375, 2005.
- Mayewski, P.A.; Meredith, M.P.; Summerhayes, C.P.; Turner, J.; Worby, A.; Barrett, P.J.; Casassa, G.; Bertler, N.A.N.; Bracegirdle, T.; Naveira Garabato, A.C.; Bromwich, D.; Campbell, H.; Hamilton, G.S.; Lyons, W.B.; Maasch, K.A.; Aoki, S.; Xiao, C.; van Ommen, T. State of the Antarctic and Southern Ocean Climate System. *Reviews of Geophysics*, v.47, RG1003, 2009.
- Mayewski, P.A.; Rohling, E.E.; Stager, J.C.; Karlén W.; Maasch, K.A.; Meeker, L.D.; Meyerson, E.A.; Gasse, F.; van Kreveld, S.; Holmgren, K.; Lee-Thorp, J.; Rosqvist, G.; Rack, F.; Staubwasser, M.; Schneider, R.R.; Steig, E.J. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, v.62, p.243–255, doi:10.1016/j.yqres.2004.07.001, 2004.
- McDermott, F. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, v.23, p.901-918, 2004.
- McManus, J.F.; Francois, R.; Gherardi, J.M.; Keigwin, L.D.; Brown-Leger, S. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, v.428, p.834–837, 2004.
- Minobe, S. Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts. *Geophysical Research Letters*, v.26, p.855-858, 1999.
- Mollier-Vogel, E.; Leduc, G.; Bösch, T.; Martinez, P.; Schneider, R.R. Rainfall response to orbital and millennial forcing in northern Peru over the last 18 ka. *Quaternary Science Reviews*, v.76, p.29-38, 2013.
- Moquet, J.S.; Crave, A.; Viers, J.; Seyler, P.; Armijos, E.; Bourrel, L.; Chavarri, E.; Lagane, C.; Laraque, A.; Lavado Casimiro, W.S.; Pombosa, R.; Noriega, L.; Vera, A.; Guyot, J.L. Chemical weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Andean and Foreland Amazon basins. *Chemical Geology*, v.287, p.1–26, 2011.

- Moreira-Turcq, P.; Turcq, B.; Moreira, L.S.; Amorim, M.; Cordeiro, R.C.; Guyot, J.L. A 2700 cal yr BP extreme flood event revealed by sediment accumulation in Amazon floodplains. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.415, p.175-182. doi: 10.1016/j.palaeo.2014.07.037, 2014.
- Morettin P.A.; Toloi, C.M.C. Análise de séries temporais. Blücher, E. (Eds.), Instituto de Matemática e Estatística, Universidade de São Paulo, SP-Brasil, 2<sup>a</sup> edição, p.564, 2006.
- Mosblech, N.A.S.; Bush, M.B.; Gosling, W.D.; Hodell, D.; Thomas, L.; van Calsteren, P.; Correa-Metrio, A.; Valencia, B.G.; Curtis, J.; vanWoesik, R. North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age. *Nature Geoscience*, v.5, p.817-820, doi: 10.1038/NGEO1588, 2012.
- 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.
- Nogués-Paegle, J. A comparative review of South American low-level jets. *Meteorologica*, v.3, p.73-82, 1998.
- Nogués-Paegle, J.; Mo, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, v.125, p.279–291, 1997.
- Nogués-Paegle, J.; Mo, K.C. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, v.15, p.1389–1407, 2002.
- Novello, V.F.; Cruz, F.W.; Karmann, I.; Burns, S.J.; Stríkis, N.M.; Vuille, M.; Cheng, H.; Edwards, R.L.; Barreto, E.A.S.; Frigo, E. Multidecadal climate variability in Brazil Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophysical Research Letters*, v.39, L23706, doi: 10.1029/2012GL053936, 2012.
- Peterson, L.C.; Haug, G.H.; Hughen, K.A.; Röhl, U. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, v.290, p.1947-1951, 2000.
- Peterson, L.C., Haug, G.H. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.234, p.97–113, 2006.
- Polyak, V.J.; Asmerom, Y. Late Holocene climate and cultural changes in the southwestern United States. *Science*, v.294, p.148-151, 2001.

- Poveda, G.; Jaramillo, L.; Vallejo, L.F. Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers. *Water Resources Research*, v.50, p.1–21, doi:10.1002/2013WR014087, 2014.
- Rahmstorf, S. Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature*, v.378, p.145–149, doi: 10.1038/378145a0, 1995.
- Rahmstorf, S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, v.419, p.207–214, 2002.
- Rahmstorf, S. Timing of abrupt climate change: A precise clock. *Geophysical Research Letters*, v. 30, 1510, doi:10.1029/2003GL017115, 2003.
- Ramirez, E.; Hoffmann, G.; Taupin, J.D.; Francou, B.; Ribstein, P.; Caillon, N.; Ferron, F.A.; Landais, A.; Petit, J.R.; Pouyaud B.; Schotterer, U.; Simoes, J.C.; Stievenard, M. A new Andean deep ice core from Nevado Illimani, (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, v.212, p.337–350, 2003.
- Rao, V.B.; Hada, K. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, v.42, p.81-91, 1990.
- Rasmussen, S.O.; Bigler, M.; Blockley, S.P.; Blunier, T.; Buchardt, S.L.; Clausen, H.B.; Cvijanovic, I.; Dahl-Jensen, D.; Johnsen, S.J.; Fischer, H.; Gkinis, V.; Guillevic, M.; Hoek, W.Z.; Lowe, J.J.; Pedro, J.B.; Popp, T.; Seierstad, I.K.; Steffensen, J.P.; Svensson, A.M.; Vallelonga, P.; Vinther, B.M.; Walker, M.J.C.; Wheatley, J.J.; Winstrup, M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, v.106, p.14-28, 2014.
- 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*, v.36, L21706, doi:10.1029/2009GL041051, 2009.
- Richard, D.A.; Dorale, J.A. Uranium-series chronology and environmental applications of speleothem. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v.52, p.407-460, doi: 10.2113/0520407, 2003.
- Robertson, A.; Mechoso, C. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, v.11, p.2947–2957, 2000.
- Rodbell, D.T.; Seltzer, G.O.; Anderson, D.M.; Abbott, M.B.; Enfield, D.B., Newman, J.H. An 15,000-year record of El-Niño alluviation in southwestern Ecuador. *Science*, v.283, p.516–520, 1999.

- Rodwell, M. J., Hoskins, B. J. Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, v.14, p.3192–3211, 2001.
- Ronchail, J.; Gallaire, R. ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, v.26, p.1223–1236, 2006.
- Rooth, C.G.H. Hydrology and ocean circulation, *Progress in Oceanography*, v.11, p.131–149, doi: 10.1016/0079-6611(82)90006-4, 1982.
- Rozanski, K.; Araguás-Araguás, L. Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, v.24, p.379-390, 1995.
- Rozanski, K.; Araguas-Araguas, L.; Gonfiantini, R. Isotopic patterns in modern global precipitation. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, v.78, p.1-36, 1993.
- Ruddiman, W.F. *Earth's climate: past and future*. Freeman, W.H. (Eds.), 2ª edição, Nova Iorque, p.465, 2008.
- Schmidt, G.; Le Grande, A.; Hoffmann, G. Water isotope expressions of intrinsic and forced variability in a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Geophysical Research*, v.112, D10103, 2007.
- Schulz, M. On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events. *Paleoceanography*, v. 17, doi: 10.1029/2000PA000571, 2002.
- Schulz, M.; Mudelsee, M. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers and Geosciences*, v.28, p.421-426, 2002.
- Seltzer, G.O.; Rodbell, D.T.; Baker, P.A.; Fritz, S.C.; Tapia, P.M.; Rowe, H.D.; Dunbar, R.D. Early warming of tropical South America at the last glacial-interglacial transition. *Science*, v.296, p.1685–1686, 2002.
- Sharp, Z. *Principles of Stable Isotope Geochemistry*. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 2007.
- Shen, C.C.; Edwards, R.L.; Cheng, H.; Dorale, J.A.; Thomas, R.B.; Moran, S.B.; Weinstein, S.E.; Edmonds, H.N. Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chemical Geology*, v.185, p.165-178, 2002.
- Silva Dias, P.L.; Schubert, W.H.; Demaria, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.40, p.2689–2707, 1983.

- Spiegel, M.R. Estatística. Makron Books, São Paulo, 3ª Edição, 1993.
- Spötl, C.; Mangini, A.; Frank, N.; Eichstädter, R.; Burns, S.J. Start of the last interglacial period at 135 ka: evidence from a high Alpine speleothem. *Geology*, v.30, p.815-818, 2002.
- Stríkis, N.M. Paleopluviosidade no Norte de Minas Gerais Durante o Glacial Tardio e Holoceno com Base em Registros de Espeleotemas. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.
- Strikis, N.M.; Cruz Jr., F.W.; Cheng, H.; Karmann, I.; Edwards, R.L.; Vuille, M.; Wang, X.; de Paula, M.S.; 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.
- Sutton, R.T.; Hodson, D.L.R. Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate. *Science*, v. 309, p. 115-117, doi: 10.1126/science.1109496, 2005.
- Tan, M.; Liu, T.; Hou, J.; Qin, X.; Zhang, H.; Li, T. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. *Geophysical Research Letters*, v.30, 1617, doi: 10.1029/2003GL017352, 2003.
- Taylor, K.C.; Lamorey, G.W.; Doyle, G.A.; Alley, R.B.; Grootes, P.M.; Mayewski, P.A.; White, W.C.; Barlow, L.K. The ‘flickering switch’ of late Pleistocene climate change. *Nature*, v.361, p.432-436, doi:10.1038/361432a0, 1993.
- Thompson, L.G.; Davis, M.E.; Mosley-Thompson, E.; Sowers, T.A.; Henderson, K.A.; Zagorodnov, V.S.; Lin, P.N. ; Mikhalenko, V.N. ; Campen, R.K. ; Bolzan, J.F. ; Cole-Dai, J. ; Francou, B. A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*, v.282, p.1858–1864, 1998.
- Thompson, L.G.; Mosley-Thompson, E.; Davis, M.E.; Lin, P.N.; Henderson, K.A.; Cole-Dai, J.; Bolzan, J.F.; Kiu, K.B. Late Glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, v.269, p.46–50, 1995.
- Torrence, C.; Compo, G. P. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.79, p. 61–78, 1998.
- Treble, P.; Shelley, J.M.G.; Chappell, J. Comparison of high resolution sub-annual records of trace elements in a modern (1911-1992) speleothem with instrumental climate data from southwest Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, v.216, p.141-153, 2003.
- Urrego, D.H.; Bush, M.B.; Silman, M.R. A long history of cloud and forest migration from Lake Consuelo, Peru. *Quaternary Research*, v.73, p. 364–373, 2010.

- Urrego, D.H.; Bush, M.B.; Silman, M.R.; Correa-Metrio, A.; Ledru, M-P.; Mayle, F.E.; Paduano, G.; Valencia, B.G. Millennial-Scale Ecological Changes in Tropical South America Since the Last Glacial Maximum. In: Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, From the Last Glacial Maximum to the Holocene. Vimeux, F.; Sylvestre, F.; Khodri, M. (Eds.), v.14, ch.12, p.281-300, doi: 10.1007/978-90-481-2672-9, 2009.
- 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*, v.275, p.54-60, 2008.
- Vellinga, M.; Wood, R. Global climate impacts of collapse of the Atlantic Thermohaline Circulation. *Climate Change*, v.54, p.251-267, 2002.
- Vera, C.; Higgins, W.; Amador, J.; Ambrizzi, T.; Garreaud, R.; Gochis, D.; Gutzler, D.; Lettenmaier, D.; Marengo, J.; Mechoso, C.R.; Nogués-Paegle, J.; Silva Dias, P.L.; Zhang, C. Toward a unified view of the American Monsoon Systems. *American Meteorological Society*, v.19, p.4977-5000, 2006.
- Vimeux, F.; Gallaire, R.; Bony, S.; Hoffmann, G.; Chiang, J.C.H. What are the climate controls on  $\delta D$  in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth and Planetary Science Letters*, v.240, p.205-220, 2005.
- Vimeux, F. Similarities and Discrepancies between Andean Ice Cores over the Last Deglaciation: Climate Implications. In: Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, From the Last Glacial Maximum to the Holocene. Vimeux, F.; Sylvestre, F.; Khodri, M. (Eds.), v.14, ch.10, p.239-258, doi: 10.1007/978-90-481-2672-9, 2009.
- 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*, v.108, p.4174-4175, doi: 10.1029/2001JD002039, 2003.
- Vuille, M.; Burns, S.J.; Taylor, B.L.; Cruz, F.W.; Bird, B.W.; Abbott, M.B.; Kanner, L.C.; Cheng, H.; Novello, V.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, doi:10.5194/cp-8-1309-2012, 2012.
- Vuille, M.; Werner, M. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability observations and model results. *Climate Dynamics*, v.25, p.401-413, 2005.

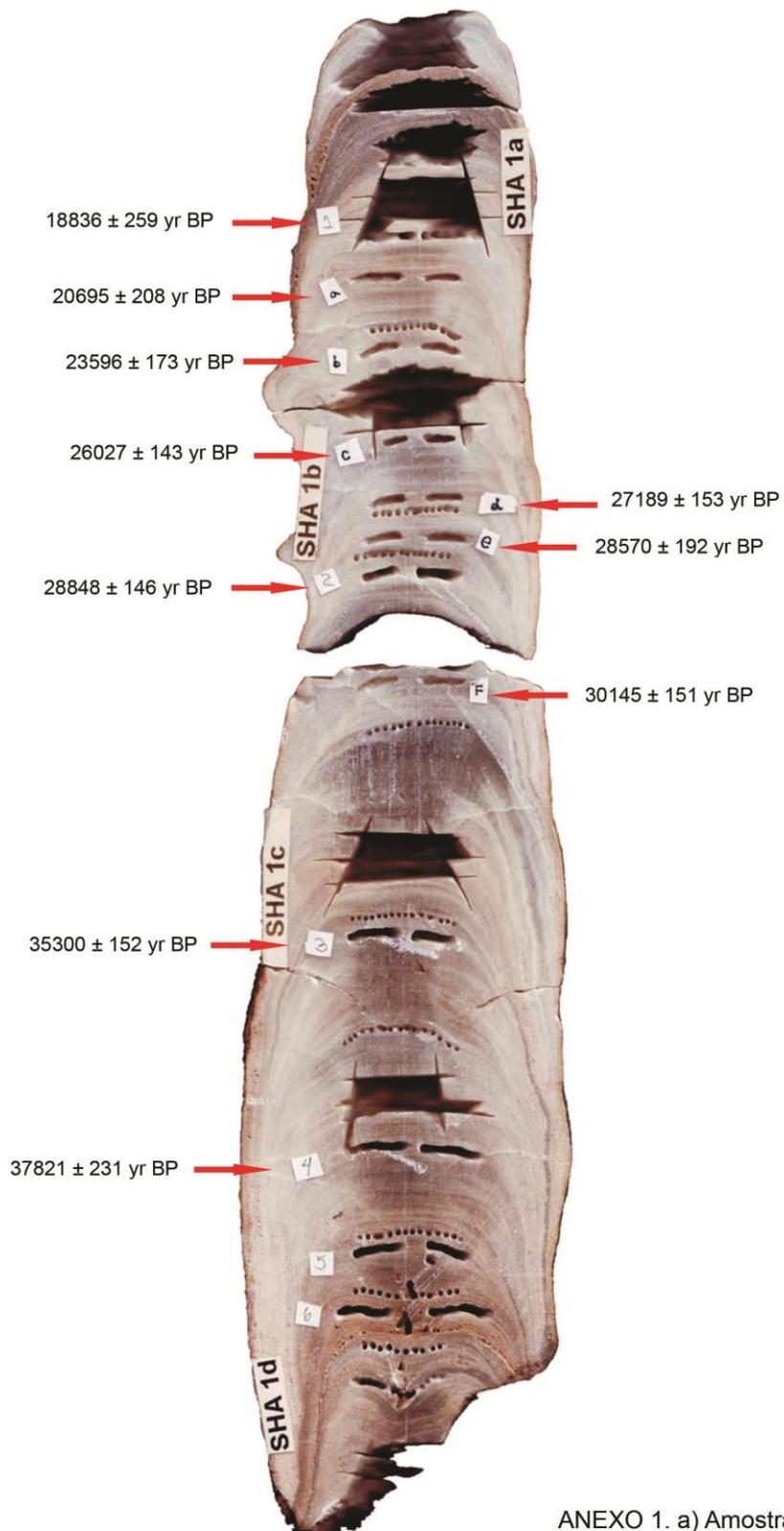
- Wang, X.F.; Auler, A.S.; Edwards, R.L.; Cheng, H.; Cristalli, P.S.; Smart, P.L.; Richards, D.A.; Shen, C.C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, v.432, p.740-743, 2004.
- Wang, X.; Auler, A.S.; Edwards, R.L.; Cheng, H.; Ito, E.; Solheid, M. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews*, v.25, p.3391–3403, 2006.
- Wang, X.; Auler, A.S.; Edwards, R.L.; Cheng, H.; Ito, E.; Solheid, M.; Wang, Y.J.; Kong, X.G. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophysical Research Letters*, v.34, L 23701, doi: 10.1029/2007GL031149, 2007a.
- Wang, X.; Edwards, R.L.; Auler, A.S.; Cheng, H.; Ito, E. Millennial-scale interhemispheric asymmetry of low-latitude precipitation: Speleothem evidence and possible high-latitude forcing. In: *Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts*. AGU Geophysical Monograph, v.173, p.279-294. doi:10.1029/173GM18, 2007b.
- Wang, Y.; Cheng, H.; Edwards, R.L.; He, Y.; Kong, X.; An, Z.; Wu, J.; Kelly, M.J.; Dykoski, C.A.; Li, X.. The Holocene Asian Monsoon: Links to Solar Changes and North Atlantic Climate. *Science*, v.308, p.854-857, doi: 10.1126/science.1106296, 2005.
- Wang, Y.J.; Cheng, H.; Edwards, R.L.; An, Z.S.; Wu, J.Y.; Shen, C.C.; Dorale, J.A. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, v.294, p.2345-2348, 2001.
- Wanner, H.; Beer, J.; Bütikofer, J.; Crowley, T.J.; Cubasch, U.; Flückiger, J.; Goosse, H.; Grosjean, M.; Joos, F.; Kaplan, J.O.; Küttel, M.; Müller, S.; Prentice, I.C.; Solomina, O.; Stocker, T.F.; Tarasov, P.; Wagner, M.; Widmann, M. Mid- to late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, v.27, p.1791-1828, 2008.
- Wanner, H.; Bütikofer, J. Holocene Bond Cycles e real or imaginary? *Geografie*, v.4, p.338-349, 2008.
- Wanner, H.; Mercolli, L.; Grosjean, M.; Ritz, S.P. Holocene climate variability and change; a data-based review. *Journal of the Geological Society*, doi:10.1144/jgs2013-101, 2014.
- Wanner, H.; Solomina, O.; Grosjean, M.; Ritz, S.P.; Jetel, M. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, v.30, p.3109-3123, 2011.
- Weaver, A.J.; Saenko, O.A.; Clark, P.U.; Mitrovica, J.X. Meltwater pulse 1A from Antarctica as a trigger of the Bolling Allerod warm interval. *Science*, v.299, p.1709-1713, 2003.

- Wunsch, C. Abrupt climate change: An alternative view. *Quaternary Research*, v.65, p.191–203, 2006.
- Young, K.R. Floristic diversity on the eastern slopes of the Peruvian Andes. *Candollea*, v.46, p. 125-143, 1991.
- Yuan, D.; Cheng, H.; Edwards, R.L.; Dykoski, C.A.; Kelly, M.J.; Zhang, M.; Qing, J.; Lin, Y.; Wang, Y.; Wu, J.; Dorale, J.A.; An, Z.; Cai, Y. Timing, Duration and Transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon. *Science*, v.302, p.575-578, 2004.
- Zhang, R.; Delworth, T.L. Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation. *Journal of Climate*, v.18, p.1853-1860, 2005.
- Zhang, Z.; Leduc, G.; Sachs, J. El Niño evolution during the Holocene revealed by a biomarker rain gauge in the Galápagos Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, v.404, p.420–434, 2014.
- Zhou, J.; Lau, K. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, v.11, p.1020–1040, 1998.

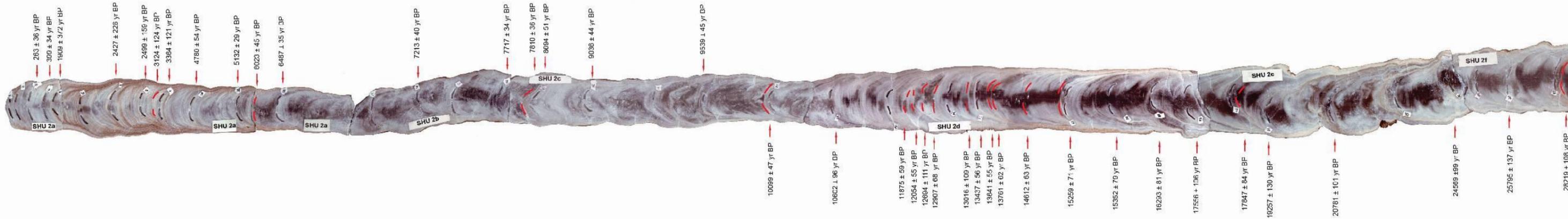
## ANEXOS

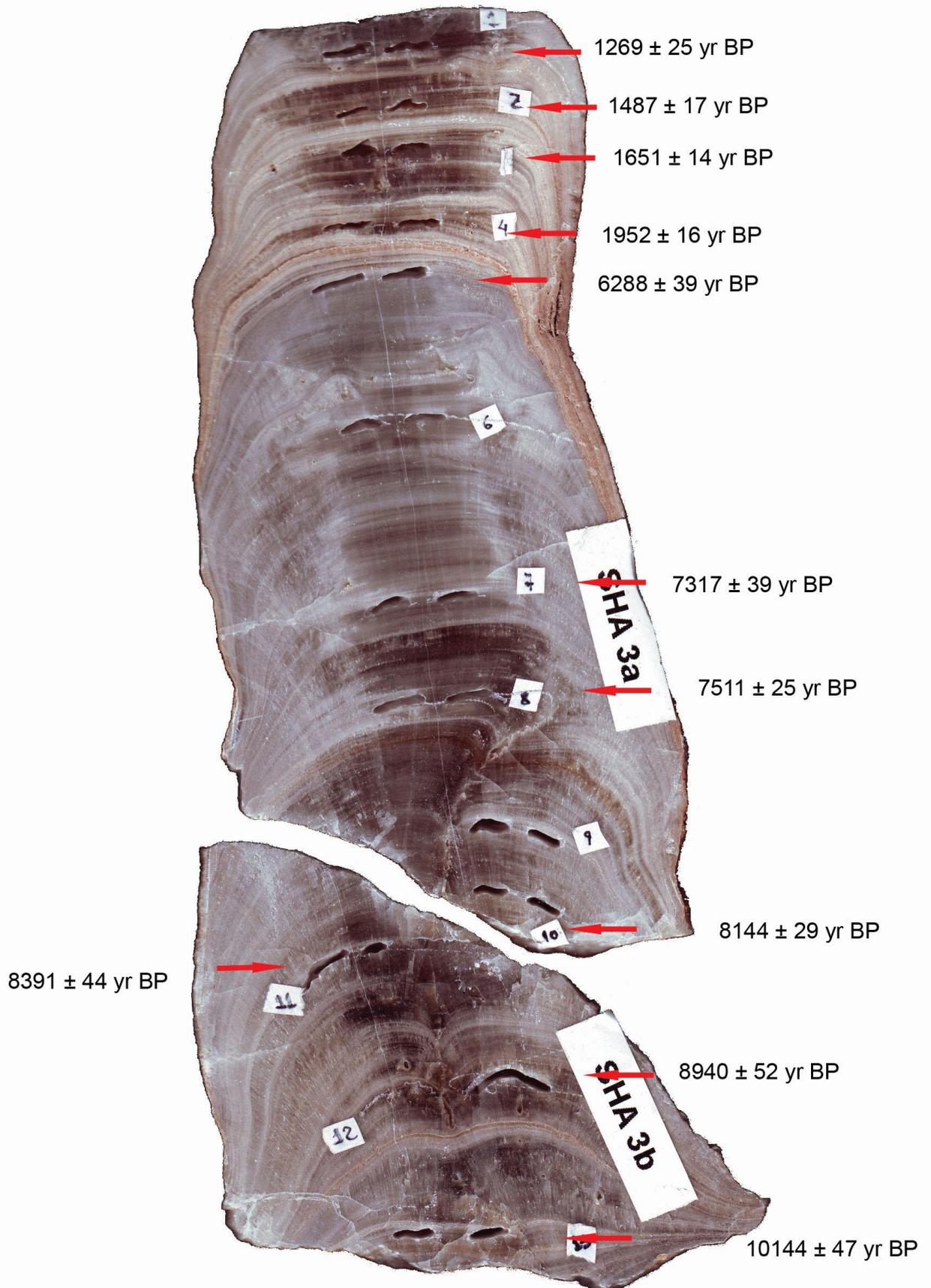
### ANEXO 1.

Cortes longitudinais das estalagmites analisadas com a locação das amostras datadas: a)  
Amostra Sha-1, b) Amostra Sha-2, c) Amostra Sha-3.



ANEXO 1. a) Amostra Sha-1





ANEXO 1. c) Amostra Sha-3

## ANEXO 2.

Tabela com as Idades U/Th para as amostras Sha-1, Sha-2 e Sha-3. As linhas em cor vermelho indicam aquelas datações que não foram usadas por causa de terem um erro maior.

<sup>230</sup>Th dating results. The error is 2σ error.

Sample Number	<sup>238</sup> U (ppb)	<sup>232</sup> Th (ppt)	<sup>230</sup> Th / <sup>232</sup> Th (atomic x10 <sup>3</sup> )	<sup>δ</sup> <sup>234</sup> U* (measured)	<sup>230</sup> Th / <sup>238</sup> U (activity)	<sup>230</sup> Th Age (yr) (uncorrected)	<sup>230</sup> Th Age (yr) (corrected)	<sup>δ</sup> <sup>234</sup> U <sub>initial</sub> ** (corrected)	<sup>230</sup> Th Age (yr BP) (corrected)
<b>Espeleotema SHA 1</b>									
SHA1-1	43.2 ±0.0	1069 ±21	217 ±4	985.8 ±1.8	0.3256 ±0.0010	19248 ±67	18894 ±259	1040 ±2	18836 ±259
SHA1a-A	48.1 ±0.1	793 ±16	332 ±7	872.3 ±2.5	0.3325 ±0.0016	21002 ±111	20753 ±208	925 ±3	20695 ±208
SHA1a-B	53.2 ±0.1	627 ±13	525 ±11	883.8 ±2.7	0.3756 ±0.0016	23831 ±121	23654 ±173	945 ±3	23596 ±173
SHA 1a-C	51.5 ±0.1	362 ±7	995 ±20	948.4 ±2.9	0.4233 ±0.0017	26186 ±124	26085 ±143	1021 ±3	26027 ±143
SHA1a-D	50.0 ±0.1	371 ±8	968 ±20	928.2 ±2.9	0.4356 ±0.0018	27354 ±133	27247 ±153	1002 ±3	27189 ±153
SHA1a-E	61.5 ±0.1	798 ±16	559 ±11	858.1 ±2.8	0.4396 ±0.0017	28824 ±133	28628 ±192	930 ±3	28570 ±192
SHA1-2	50.1 ±0.1	506 ±10	683 ±14	760.3 ±2.4	0.4191 ±0.0010	29067 ±92	28906 ±146	825 ±3	28848 ±146
SHA1a-F	56.5 ±0.1	139 ±3	2863 ±61	727.3 ±2.7	0.4257 ±0.0017	30243 ±148	30203 ±151	792 ±3	30145 ±151
SHA1-3	64.4 ±0.1	564 ±11	914 ±18	711.3 ±3.0	0.4852 ±0.0010	35501 ±114	35358 ±152	786 ±3	35300 ±152
SHA1-4	80.2 ±0.1	1491 ±30	466 ±9	738.6 ±2.1	0.5250 ±0.0009	38176 ±96	37879 ±231	822 ±2	37821 ±231
SHA1-5	91.7 ±0.1	64972 ±1302	14 ±0	689.3 ±2.1	0.6127 ±0.0013	47532 ±142	35242 ±8810	761 ±19	35184 ±8810
SHA1-6	101.1 ±0.2	70230 ±1409	15 ±0	673.7 ±2.9	0.6215 ±0.0016	48944 ±191	36808 ±8698	747 ±19	36750 ±8698
<b>Espeleotema SHA 2</b>									
SHA2-1	68.6 ±0.1	1749 ±35	16 ±1	1062.9 ±2.5	0.0247 ±0.0007	1311 ±35	951 ±257	1066 ±3	893 ±257
SHA2-2	66.6 ±0.1	605 ±12	19 ±1	1061.9 ±3.1	0.0106 ±0.0005	560 ±29	431 ±95	1063 ±3	373 ±95
SHA2-3	73.5 ±0.1	186 ±4	44 ±3	1066.1 ±3.1	0.0067 ±0.0005	356 ±25	321 ±36	1067 ±3	263 ±36
SHA2-4	68.6 ±0.1	121 ±3	85 ±5	1065.3 ±2.6	0.0091 ±0.0005	481 ±29	457 ±34	1067 ±3	399 ±34
SHA2-5	68.7 ±0.1	2544 ±51	21 ±1	1056.7 ±3.4	0.0465 ±0.0006	2491 ±35	1967 ±372	1063 ±4	1909 ±372
SHA2-6	59.1 ±0.1	4296 ±86	25 ±1	1039.7 ±2.9	0.1085 ±0.0007	5936 ±43	4902 ±733	1054 ±4	4844 ±733
SHA2-7	69.4 ±0.1	1557 ±31	38 ±1	1056.7 ±3.1	0.0523 ±0.0006	2802 ±32	2485 ±226	1064 ±3	2427 ±226
SHA2-8	96.3 ±0.1	1506 ±30	54 ±1	1048.3 ±2.8	0.0516 ±0.0004	2779 ±24	2557 ±159	1056 ±3	2499 ±159
sha-2a-9mm	117.8 ±0.2	2246 ±45	55 ±1	1042.4 ±3.2	0.0639 ±0.0005	3458 ±28	3187 ±194	1052 ±3	3124 ±194
SHA2-9	98.9 ±0.1	1161 ±23	93 ±2	1039.3 ±2.7	0.0662 ±0.0005	3589 ±26	3422 ±121	1049 ±3	3364 ±121
SHA2-10	110.1 ±0.1	508 ±10	317 ±7	1009.7 ±2.6	0.0887 ±0.0005	4905 ±26	4838 ±54	1024 ±3	4780 ±54
SHA2-11	133.7 ±0.2	183 ±4	1130 ±23	1004.1 ±3.3	0.0938 ±0.0004	5209 ±26	5190 ±29	1019 ±3	5132 ±29
sha-2a-4mm	91.7 ±0.1	242 ±5	685 ±15	996.1 ±2.2	0.1095 ±0.0006	6124 ±36	6086 ±45	1013 ±2	6023 ±45
SHA2-12	104.3 ±0.1	241 ±5	835 ±17	992.6 ±2.7	0.1172 ±0.0004	6578 ±26	6545 ±35	1011 ±3	6487 ±35
SHA2-14	110.1 ±0.2	154 ±3	1526 ±32	987.2 ±3.0	0.1292 ±0.0006	7291 ±37	7271 ±40	1008 ±3	7213 ±40
SHA2-16	117.5 ±0.1	146 ±3	1828 ±38	985.1 ±1.9	0.1377 ±0.0005	7793 ±32	7775 ±34	1007 ±2	7717 ±34
sha-2c-14mm	119.8 ±0.1	139 ±3	1976 ±43	984.0 ±2.4	0.1392 ±0.0006	7890 ±34	7873 ±36	1006 ±2	7810 ±36
SHA2-17	75.0 ±0.1	173 ±4	1109 ±23	987.1 ±2.4	0.1548 ±0.0007	8786 ±45	8752 ±51	1012 ±3	8694 ±51
SHA2-18	109.8 ±0.2	253 ±5	1147 ±23	984.7 ±2.8	0.1604 ±0.0006	9128 ±38	9094 ±44	1010 ±3	9036 ±44
SHA2-20	106.0 ±0.2	181 ±4	1631 ±34	985.6 ±2.7	0.1688 ±0.0007	9621 ±42	9597 ±45	1013 ±3	9539 ±45
sha-2c-48mm	113.6 ±0.1	183 ±4	1827 ±39	992.2 ±2.4	0.1789 ±0.0007	10186 ±44	10162 ±47	1021 ±2	10099 ±47
SHA2-22	41.8 ±0.0	317 ±6	411 ±9	993.0 ±2.1	0.1888 ±0.0009	10769 ±57	10660 ±96	1023 ±2	10602 ±96
SHA2-23	76.2 ±0.1	893 ±18	299 ±6	994.9 ±2.8	0.2124 ±0.0007	12167 ±47	11999 ±128	1029 ±3	11941 ±128
sha-2d-97mm	80.3 ±0.1	207 ±4	1331 ±28	987.4 ±2.6	0.2084 ±0.0008	11975 ±53	11938 ±59	1021 ±3	11875 ±59
sha-2d-105mm	76.2 ±0.1	134 ±3	1972 ±43	985.3 ±3.1	0.2110 ±0.0008	12143 ±53	12117 ±55	1020 ±3	12054 ±55
sha-2d-118mm	91.2 ±0.1	894 ±18	374 ±8	973.9 ±3.2	0.2222 ±0.0007	12899 ±48	12757 ±111	1010 ±3	12694 ±111
sha-2d-128mm*	84.3 ±0.1	415 ±9	759 ±16	995.6 ±2.6	0.2270 ±0.0007	13041 ±46	12970 ±68	1033 ±3	12907 ±68
sha-2d-160mm*	75.2 ±0.1	286 ±6	990 ±23	997.0 ±2.5	0.2287 ±0.0017	13134 ±102	13079 ±109	1035 ±3	13016 ±109
SHA2-25	65.3 ±0.1	182 ±4	1390 ±28	996.7 ±2.5	0.2353 ±0.0007	13535 ±48	13495 ±56	1035 ±3	13437 ±56
sha-2d-183mm	69.0 ±0.1	83 ±2	3258 ±73	992.8 ±2.8	0.2379 ±0.0008	13722 ±54	13704 ±55	1032 ±3	13641 ±55
sha-2d-187mm	74.9 ±0.1	248 ±5	1199 ±25	992.6 ±2.4	0.2403 ±0.0008	13871 ±53	13824 ±62	1032 ±3	13761 ±62
sha-2d-218mm	65.7 ±0.1	166 ±4	1660 ±37	997.8 ±2.9	0.2547 ±0.0009	14711 ±57	14675 ±63	1040 ±3	14612 ±63
sha-2d-252mm	71.6 ±0.1	262 ±6	1184 ±26	979.4 ±2.4	0.2631 ±0.0009	15374 ±60	15322 ±71	1023 ±3	15259 ±71
SHA2-26	53.1 ±0.0	272 ±5	849 ±17	973.3 ±2.5	0.2640 ±0.0009	15484 ±59	15410 ±79	1017 ±3	15352 ±79
SHA2-27	44.1 ±0.1	64 ±1	3092 ±68	943.8 ±2.6	0.2740 ±0.0012	16373 ±79	16351 ±81	988 ±3	16293 ±81
SHA2-28	58.6 ±0.1	448 ±9	635 ±13	936.3 ±2.3	0.2940 ±0.0010	17726 ±71	17614 ±106	984 ±2	17556 ±106
SHA2-29	60.6 ±0.1	282 ±6	1049 ±21	929.0 ±3.1	0.2967 ±0.0009	17973 ±69	17905 ±84	977 ±3	17847 ±84
sha-2e-27mm	62.3 ±0.1	586 ±12	553 ±11	906.9 ±2.5	0.3157 ±0.0012	19460 ±85	19320 ±130	958 ±3	19257 ±130
SHA2-31	38.8 ±0.1	89 ±2	2439 ±53	922.3 ±3.1	0.3396 ±0.0014	20873 ±98	20839 ±101	978 ±3	20781 ±101
SHA 2 34	69.3 ±0.1	206 ±4	2237 ±46	962.5 ±2.1	0.4040 ±0.0013	24669 ±94	24627 ±99	1032 ±2	24569 ±99
SHA 2 36	76.5 ±0.1	723 ±15	730 ±15	940.7 ±2.5	0.4187 ±0.0013	25989 ±97	25853 ±137	1012 ±3	25795 ±137
sha-2f-98mm	166.6 ±0.2	930 ±19	1258 ±26	827.6 ±2.0	0.4261 ±0.0011	28368 ±90	28282 ±108	896 ±2	28219 ±108
SHA2-38	36.8 ±0.0	80 ±2	3187 ±69	784.8 ±2.1	0.4179 ±0.0015	28522 ±118	28488 ±120	851 ±2	28430 ±120
<b>Espeleotema SHA 3</b>									
SHA3-1	188.9 ±1.2	324 ±7	248 ±5	1095.7 ±16.5	0.0258 ±0.0003	1350 ±18	1327 ±25	1100 ±17	1269 ±25
SHA3-2	181.0 ±0.3	148 ±3	596 ±14	1090.8 ±3.1	0.0297 ±0.0003	1556 ±15	1545 ±17	1096 ±3	1487 ±17
SHA3-3	199.6 ±0.3	89 ±2	1209 ±27	1084.8 ±2.6	0.0326 ±0.0002	1715 ±13	1709 ±14	1090 ±3	1651 ±14
SHA3-4	202.3 ±0.3	216 ±4	598 ±13	1101.8 ±2.8	0.0387 ±0.0002	2025 ±12	2010 ±16	1108 ±3	1952 ±16
SHA3-5	113.5 ±0.1	269 ±5	803 ±17	1026.9 ±2.9	0.1157 ±0.0005	6380 ±30	6346 ±39	1045 ±3	6288 ±39
SHA3-6	155 ±0	2110 ±42	159.4 ±3.3	1059.4 ±2.7	0.1315 ±0.0006	7156 ±35	6965 ±139	1080 ±3	6903 ±139
SHA3-7	135 ±0	163 ±3	1847.1 ±40.3	1056.2 ±2.1	0.1356 ±0.0006	7395 ±37	7379 ±39	1078 ±2	7317 ±39
SHA3-8	142.8 ±0.2	51 ±1	6371 ±142	1061.7 ±2.8	0.1391 ±0.0004	7574 ±25	7569 ±25	1085 ±3	7511 ±25
SHA3-9	80.9 ±0.1	40 ±1	1785 ±44	2940.9 ±5.0	0.0531 ±0.0004	1477 ±12	1474 ±13	2953 ±5	1416 ±13
SHA3-10	142.7 ±0.1	159 ±3	2239 ±46	1076.8 ±2.1	0.1517 ±0.0004	8218 ±26	8202 ±29	1102 ±2	8144 ±29
SHA3-11	138.0 ±0.1	419 ±8	851 ±17	1080.7 ±2.0	0.1568 ±0.0006	8491 ±33	8449 ±44	1107 ±2	8391 ±44
SHA3-12	126.3 ±0.1	545 ±11	636 ±13	1072.0 ±2.4	0.1662 ±0.0005	9058 ±30	8998 ±52	1100 ±2	8940 ±52
SHA3-13	211.5 ±0.3	704 ±14	921 ±19	1058.9 ±3.0	0.1861 ±0.0005	10248 ±34	10202 ±47	1090 ±3	10144 ±47

\* $\delta^{234}\text{U} = \left( \frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right)_{\text{activity}} - 1 \times 1000$ . \*\* $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$  was calculated based on  $^{230}\text{Th}$  age (T), i.e.,  $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{measured}} \times e^{-\lambda T}$ .

Corrected  $^{230}\text{Th}$  ages assume the initial  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  atomic ratio of  $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$ . Those are the values for a material at secular

equilibrium, with the bulk earth  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.

Lines in red, indicate those Ages that were not used due to higher error

\* THE RESULTS OF THESE TWO SAMPLES (128mm and 160mm) ARE QUESTIONABLE FOR THEY WERE MIXED DURING WEIGHING

## ANEXO 3.

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

## **Procedimentos analíticos para abertura de amostra e concentração de íons de U e Th.**

### ***Texto extraído da Tese de Mestrado de Nicolas Strikis sustentada em 2011***

*“A massa de  $\text{CaCO}_3$  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 ( $> 1\text{ppm}$ ), utiliza-se por volta de 0.1 g. A amostra é posta em um béquer de teflon e em seguida dissolvida com adição de  $\text{HNO}_3$  7N. Constatada a completa dissolução da amostra, é adicionado à solução o spike contendo  $^{236}\text{U}$ - $^{233}\text{U}$ - $^{229}\text{Th}$ , e depois 4 gotas de  $\text{HClO}_4$ . O número de gotas de  $\text{HClO}_4$ , 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  $\text{HClO}_4$ . A fim de 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 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  $\text{HCl}$  2N e então a solução é transferida para um tubo de ensaio, onde é previamente adicionado 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  $\text{NH}_4\text{OH}$ , 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 se lhe adiciona água deionizada; então a amostra é posta novamente para centrifugar. Esse procedimento é realizado 3 vezes. Ao término da última centrifugação o precipitado é redissolvido com  $\text{HNO}_3$  7N e então é retornado ao béquer de teflon.*

*Finalizada essa etapa, a amostra é posta para secar por completo em uma chapa quente, e ao final do processo um pequeno precipitado, com dimensões milimétricas a submilimétricas, é depositado no fundo do béquer. O precipitado é então dissolvido com aproximadamente 3 gotas de  $\text{HCl}_4$  e em seguida posto para secar por completo. A mesma amostra é dissolvida com aproximadamente 2 gotas de  $\text{HNO}_3$  14N, retorna à chapa quente até a solução evaporar por completo. Após repetir procedimento com a utilização de algumas gotas de  $\text{HNO}_3$  7N, a amostra estará pronta para ser introduzida às colunas de troca aniônica.*

*Para a separação de U e Th são utilizadas colunas pequenas, com aproximadamente 7cm 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 os seguintes 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  $\text{HNO}_3$  14N;*
- Em seguida adiciona-se  $\text{HNO}_3$  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 diluição 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  $\text{HNO}_3$  7N.*

*- Em seguida, adiciona-se 1/3 do volume do reservatório com  $\text{HNO}_3$  7N.*

*- Após a última adição de  $\text{HNO}_3$  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 do reservatório com HCL 6N, e em seguida repete-se o procedimento.*

*- Após todo o HCL 6N ter atravessado a coluna, inicia-se a coleta de U.*

*- Trocam-se os béqueres de teflon usados na coleta de Th por aqueles utilizados anteriormente na manipulação da amostra.*

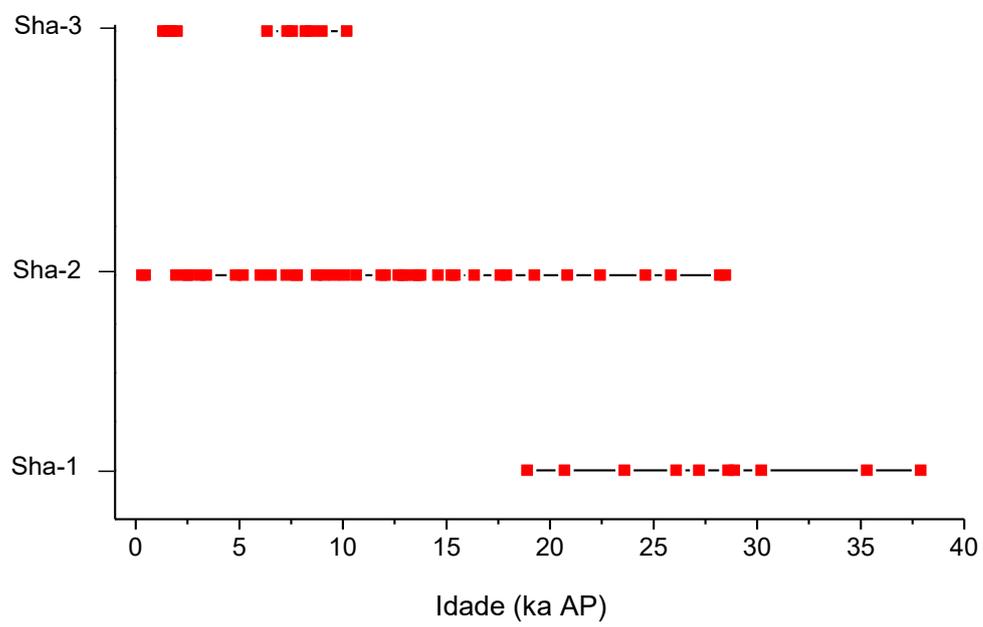
*- Para a coleta de U, adiciona-se água deionizada por quase todo o reservatório da coluna. Em seguida repete-se o procedimento mais uma vez, e a coleta de U é finalizada.*

*Finalizada a coleta de U e Th, são adicionadas 2 gotas de  $\text{HClO}_4$  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  $\text{HClO}_4$  14N para nova evaporação por completo. Em duas etapas semelhantes, adiciona-se mais 1 a 2 gotas de solução padrão para análise em ICP-MS (solução preparada em uma garrafa de 1L, formada para uma mistura de água deionizada com 1%  $\text{HNO}_3$  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 e Dorale, 2003). A precisão obtida, na maior parte das datações, foi de aproximadamente 1% ou inferior, segundo estimativa  $2\sigma$ ".*

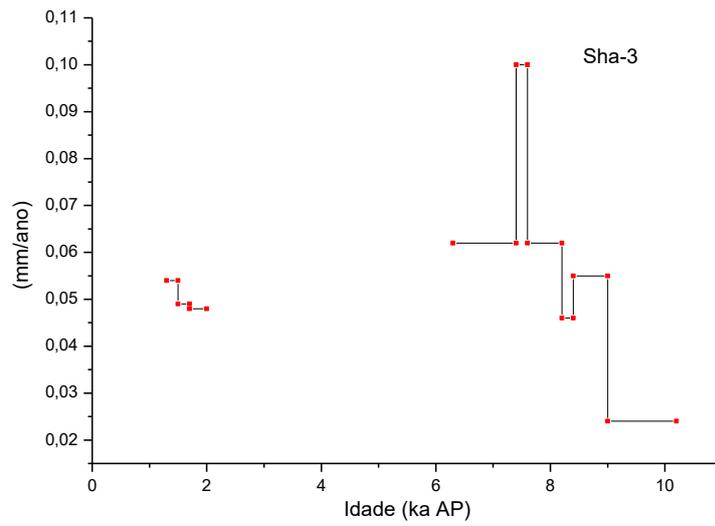
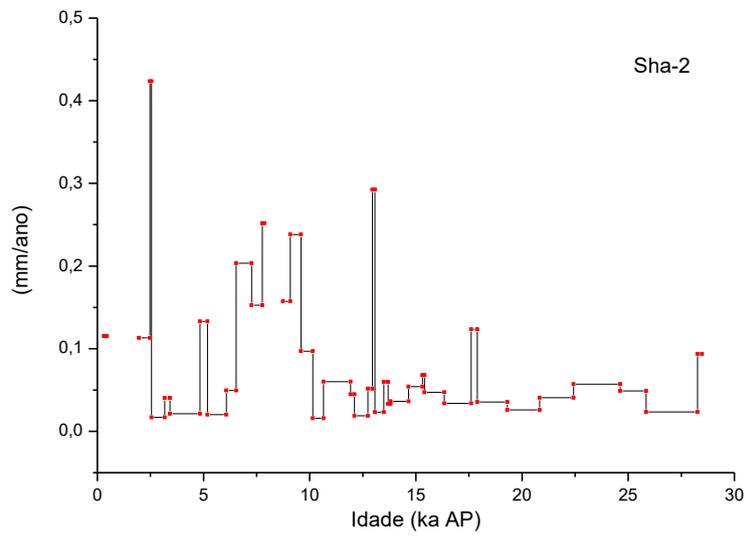
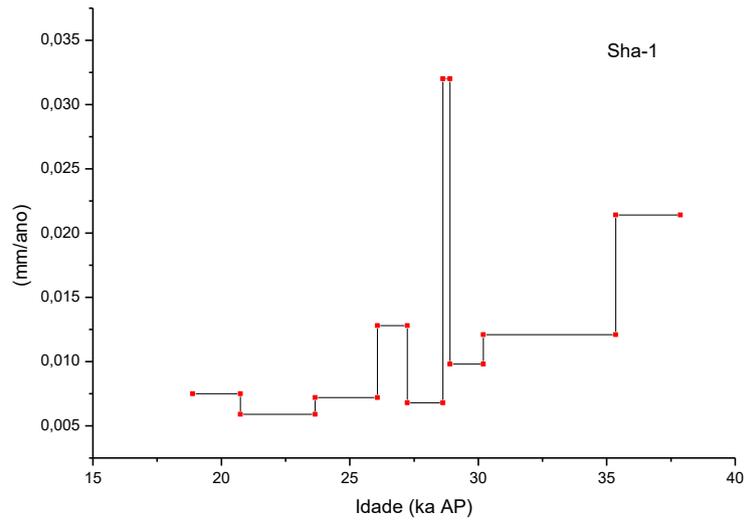
## ANEXO 4.

Intervalos de deposição das estalagmites Sha-1, Sha-2 e Sha-3, com o nome dos espeleotemas no eixo vertical. Os pontos destacados são referentes à posição das idades U/Th.



## ANEXO 5.

Taxas de Crescimento para cada amostra.



## ANEXO 6.

*“Holocene changes in monsoon precipitation in the NE Peruvian Andes based on  $\delta^{18}O$  speleothem records”*

## **Holocene changes in monsoon precipitation in the NE Peruvian Andes based on $\delta^{18}\text{O}$ speleothem records**

**M.G. Bustamante Rosell<sup>1,2</sup>, F.W. Cruz<sup>1,2</sup>, A. Sifeddine<sup>2,4</sup>, H. Cheng<sup>5,6</sup>, J. Apaèstegui<sup>2,3</sup>, M. Vuille<sup>7</sup>, N. Strikis<sup>1</sup>, J.S. Moquet<sup>1</sup>, J.L. Guyot<sup>4</sup>, R.L. Edwards<sup>6</sup>.**

**[bustamanterosell@gmail.com](mailto:bustamanterosell@gmail.com)**

**1- Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Rua do Lago 562, São Paulo-SP, Brasil 05508-080.**

**2- LMI PALEOTRACES (IRD, UPMC, UFF, Uantof, UPCH), Departamento de Geoquímica- Univ. Federal Fluminense, Niteroi-RJ, Brasil.**

**3- Instituto Geofísico del Perú, IGP, Lima-Peru.**

**4- GET, HYBAM (IRD-CNRS-UPS Toulouse), IRD, Lima-Peru.**

**5- Institute of Global Environmental Change, Xi'an Jiaotong University, Xi'an 710049, China.**

**6- Department of Earth Sciences, University of Minnesota, Minneapolis, MN 55455, USA.**

**7- Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany (SUNY), Albany, NY 12222, USA.**

### **Abstract**

Two well-dated  $\delta^{18}\text{O}$ -speleothem records from Shatuca cave, situated in the northeastern flank of the Peruvian Andes (1960m asl) were used to reconstruct high-resolution changes in precipitation during the Holocene. The records show that precipitation increased gradually through the Holocene in union with the insolation trend modulated by the precession cycle, in agreement with several paleoclimatic records from the Andes and South American lowlands. Additionally the Shatuca speleothem record shows profound hydroclimatic changes not described in previous isotopic studies from the Andean region on both longer- and shorter-term timescales. For instance, significant changes to negative values in the Shatuca  $\delta^{18}\text{O}$  record are possibly related to abrupt multi-decadal events in South American Summer Monsoon (SASM), likely associated with changes in sea surface temperatures (SST) during Bond events in the North Atlantic.

Other climate episodes, not reported so far in previous Andean records, were clearly marked by higher  $\delta^{18}\text{O}$  values in Shatuca record and reflect a decrease in monsoon intensity at 6.4, 5.1, 4.9 and 2.2 ky BP, that disrupted the relation between  $\delta^{18}\text{O}$ -speleothem and insolation. This feature

is particularly clear in mid-altitude areas such as Shatuca cave, probably because of its position at the edge of the area of influence of the SASM.

Notably low  $\delta^{18}\text{O}$  values in Shatuca record are contemporaneous to periods of increased sediment influx into high altitude Pallcacocha lake record suggesting that the intensification of the monsoon in Shatuca is connected to wet periods across the northern Andes from east to west, responding to a progressive increase in austral insolation.

Keywords: South American Summer Monsoon, Speleothem, Northeastern Peruvian Andes, Stable Isotopes, Paleoclimate, Holocene

## 1. Introduction

The South American Summer Monsoon (SASM) variability in Peru during the Holocene has been the focus of many studies (Hansen and Rodbell, 1995; Abbott et al., 1997a; Abbott et al., 1997b; Seltzer et al., 2000; Baker et al., 2001; Abbott et al., 2003; Bush et al., 2005; van Breukelen et al., 2008; Bird et al., 2011a,b; Kanner et al., 2013; Cheng et al., 2013a; Apaèstegui et al., 2014). However, paleohydrological variations in western Amazonia and the northeastern Peruvian Andes are still poorly documented.

Understanding how SASM precipitation changed in this region during the past and the mechanisms controlling this variability is of major interest because the main tributaries of the Amazon River are originating along the eastern flank of the Andean cordillera. Hence changes in the SASM behavior over higher terrain in the Andes may serve as a significant contributor to floods or droughts in the lowlands of the western Amazon Basin (Moquet et al., 2011). However, it remains poorly understood and documented how sensitively the SASM has responded along the Andean foothills to extreme climate events, known to have affected other areas of the continent during the Holocene as seen in central-eastern Brazil (Strikis et al., 2011).

The impact of summer insolation changes on SASM activity in the South American tropics and subtropics has been widely documented in several paleoclimatic records from the lowlands (Cruz et al., 2005, 2006; Wang et al., 2006; van Breukelen et al., 2008; Mosblech et al., 2012; Cheng et al., 2013a; Apaèstegui et al., 2014) and the high Andes (Thompson et al., 1995; Seltzer et al., 2000; Baker et al., 2001; Bird et al., 2011a,b; Kanner et al., 2013). These records from the northern to central Andes are characterized by a gradual intensification of the SASM throughout the Holocene and show an overall opposite trend to those of the northern Hemisphere monsoons (Cheng et al., 2012), in response to increasing (decreasing) southern (northern) Hemisphere summer insolation related to the precessional cycle of insolation. During the early Holocene proxy records suggest that the SASM was very weak, in particular over

Peru, where speleothems indicate that the SASM during the early to mid Holocene was the weakest ever recorded during the last 250 ky in the Amazon region (Cheng et al., 2013a).

Abrupt variability in monsoon precipitation during the last millennium has been documented in Andean paleoclimate records, in periods corresponding to the Medieval Climate Anomaly (MCA) and the Little Ice Age (LIA), which are respectively marked by weaker and stronger SASM activity (Reuter et al., 2009; Bird et al., 2011b; Vuille et al., 2012; Novello et al., 2012; Kanner et al., 2013; Apaèstegui et al., 2014). Other paleorecords from South America have revealed abrupt changes in monsoon precipitation linked to cooler North Atlantic SST during the Holocene Bond events (Baker et al., 2005; Strikis et al., 2011; Novello et al., 2012; Moreira-Turcq et al., 2014). For the Andean region, one of the reasons for the scarcity of paleorecords showing abrupt moisture changes across the whole Holocene period may be the lack of well-dated and high-resolution records of sufficient length from the Andes region, most of which are limited to the last two millennia (Vuille et al., 2012). Another possible reason is that the abrupt climatic events that originated over the North Atlantic Ocean had a weaker impact on monsoon precipitation over the Andes during the early and middle Holocene, which may have obscured the identification of most Bond events in isotopic records from this region (Thompson et al., 1995; Seltzer et al., 2000; Bird et al., 2011a; Kanner et al., 2013).

The Peruvian Andes Cordillera is a barrier between the humid Amazon rainforest to the east and a desert on the Pacific coast (Garreaud et al., 2009). These two sides are affected by distinctly different climatic systems. The humid Amazon Basin is sensitive to changes in the sea surface temperature (SST) of the Atlantic Ocean and in particular to the meridional SST gradients in the tropical Atlantic Basin. This Atlantic SST gradient affects the latitudinal displacement of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), which is associated with the SASM activity (Vuille et al., 2012).

The Pacific coast on the other hand is dry due to the cold Humboldt Current and the upwelling of cold waters, which lead to a highly stratified atmospheric column with a stable low-level inversion that prevents convection and moisture influx toward the Andes. This situation is broken up when coastal Pacific SST warms up, as occurs during the warm phase of the El Niño - Southern Oscillation (ENSO) (Garreaud et al., 2009). ENSO influence during the Holocene has been described by studies such as those based on high-altitude lake records from the Ecuadorian Andes, which suggests that El Niño events became progressively more frequent since the mid Holocene (Rodbell et al., 1999; Moy et al., 2002). In addition, it has been suggested that El Niño-like conditions may have contributed to abrupt climate events at millennial timescales over the high Andes of Peru (Kanner et al., 2013). However these summit areas are in the transitional zone between the eastern and western Andean flanks and hence, it

remains a challenge to separate the Atlantic from the Pacific SST impact on moisture transport and precipitation over the tropical Andes (Vuille et al., 2000).

To date, most of the isotopic studies performed in Andean regions of Peru are in the relatively dry (puna) central and southern regions (Thompson et al., 1995; Seltzer et al., 2000; Bird et al., 2011a,b; Kanner et al., 2013) at altitudes at or above 4000 m asl. In the last decade results of some studies from the wetter (rainforests) lowlands (<1000 m asl) near the northeastern Peruvian Andes have been published (van Breukelen et al., 2008; Reuter et al., 2009; Cheng et al., 2013a; Apaestegui et al., 2014). But so far there are no high-resolution paleoprecipitation studies at mid-altitude Andean locations in-between the high puna regions and the lowland rainforests. Importantly, this narrow transition zone is home to the humid montane forest belt, an extremely relevant biome for biodiversity and biogeography studies, as well as for conservation issues.

In the Andes, this forest zone often spans laterally 10-30 km over the eastern slopes and is located within a narrow temperature range, usually from 1500 m asl (at the elevation where the average minimum temperature drops below 18°C) to the tree line, often located at around 3500 m asl (Grubb, 1974, 1977; Young, 1991, 1992; Leon et al., 1992; Webster, 1995; Young and León, 1999). Within this altitude range, there is a level (typically between 2000 and 3000 m asl) where cloud condensation turns to be more persistent and the cloud forest starts (Grubb and Whitmore, 1966; Grubb, 1977; Bruijnzeel, 2001; Jarvis and Mulligan, 2011). This altitude ranges change depending on the latitude and altitude of the Andean region, and have varied over the last millennia due to climatic and anthropogenic causes, as shown by palynological records from Peruvian montane forests (Hansen and Rodbell, 1995; Bush et al., 2005; Hillyer et al., 2009; Urrego et al., 2010; Valencia et al., 2010). Eventhough, montane forests are diverse and may respond to a climate event in different ways (Gentry, 1988; Bush et al., 2004), little is known about their response to precipitation variability during periods when the SASM changed dramatically.

The complex orographic conditions of the eastern Andes, characterized by high summits, mountain ridges and deep valleys impose sharp boundaries on climate conditions (Guyot, 1993; Ronchail and Gallaire, 2006; Laraque et al., 2007; Espinoza, 2009). The steep environmental gradients and the short spatial distances over which communities change, make this Andean region particularly sensitive to climatic change (Weng et al., 2006). Hence, it is important to have paleoclimate records from the different areas and various ecosystems of the Andean region.

In this study, we investigate for the first time a paleohydrologic record from a mid-altitude site (1960m) in the northeastern Peruvian Andes, located in the transition zone between the humid

Amazon lowland and the drier highlands. This study is based on two well-dated  $\delta^{18}\text{O}$ -speleothem records from Shatuca cave that record the last 10.5ky.

## 2. Study Site and Modern Climatic Conditions

Speleothems were collected from Shatuca cave (5.70°S; 77.90°W), located at 1960m asl in the northeastern Peruvian Andes (Fig. 1), in a Triassic–Jurassic limestone–dolomitic formation (Cobbing et al., 1981). The cave was mapped by the GSBM–ECA team (Bigot, 2008), it is 670m long -on a south-north axis- and its active and fossil galleries have a total vertical extent of 30m (Fig. S1. in Supp. Mat.). Samples used in this study were collected a few meters above the underground river in the most distant point from the entrance.

Rainfall measurements of the last 5 decades (Peruvian Meteorological Service, SENAMHI, 1964-2014) from different rain gauge stations located near the Shatuca site show a bimodal precipitation regime that is related to the seasonal march of convective precipitation across the region. The vast majority of the rainfall (~ 85% of the annual total) occurs between October and April, mostly as part of the SASM, while the other 15% is related to residual equatorial rainfall during winter season.

Along the eastern slopes of the Andes the rainfall amount diminishes with increasing altitude, and areas between ~800-900m asl are wetter (~1600mm/yr) than regions located between ~1300-2500m asl (~855mm/yr) (Fig. 2a). However, the Andean topography generates a complex rainfall distribution, and depending on the exposure to the moisture being transported from the Amazon, drier and wetter slopes may occur in close proximity (Fig. 2b,c). TRMM 2B31 (Bookhagen and Strecker, 2008) satellite data shows that Shatuca cave is in a relatively drier location (Fig. 2b), when compared to its surroundings, most likely due to rain-shadow effects from mountain ridges further upstream (Fig. 2b,c).

The northeastern Peruvian Andes are directly affected by the northeast trade winds that transport moisture from the tropical North Atlantic to the Amazon. It is at this point that the trade winds veer southeast due to the blocking effect of the Andes and generate a Low Level Jet (LLJ) that transports moisture from the Amazon to the La Plata Basin (Nogués-Paegle, 1998). During the austral wet season this transport is enhanced and the preferential pathway of the LLJ is located more to the west (Poveda et al., 2014). At interannual timescales, the last extreme El Niño events (1982-83, 1991-92 and 1997-98) were related to an enhancement of the LLJ and extreme droughts in the northeastern Peruvian Andes (Lavado and Espinoza, 2014), while the strongest floods occurred during the last extreme La Niña events (1970-71, 1973-74, 1975-76, 1988-89) due to a weakening of the LLJ (Marengo and Nobre, 2001; Nogués-Paegle and Mo, 2002; Garreaud et al., 2003, 2009; Grimm, 2011; Lavado and Espinoza, 2014). However, the

extreme Amazon droughts of 2005 and 2010 were related to anomalously warm SSTs in the tropical North Atlantic (Marengo et al., 2008, 2012; Espinoza et al., 2011; Lavado et al., 2012). Furthermore at decadal timescales, Marengo et al. (2004) showed that the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and the North Atlantic Oscillation (NAO) may affect the activity of the LLJ.

### 3. Samples and Methods

The U/Th geochronology of the stalagmites was determined at the University of Minnesota using an inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) technique following the procedures described by Cheng et al. (2013b).

Two speleothems, Sha-2 and Sha-3, collected by the GSBM-ECA team from Shatuca cave were used in this study. The Sha-3 sample is a 23.8 cm long stalagmite that formed from 10.5 to 1.3 ky BP (Fig. S2) with a hiatus from 6.3 to 2 ky BP and a mean growth rate of 0.05 mm/yr. Its chronology is based on 11 U/Th dates, yielding an uncertainty (2s) <1% (Table S1). The isotopic profile of stalagmite Sha-3, consists of 632  $\delta^{18}\text{O}$  samples, with a mean resolution of 7.25 yrs. In order to cover the depositional gap in sample Sha-3, we use the Holocene portion of Sha-2 sample, a 1.60 cm long stalagmite (Fig. S2) that covers the last 29 ky BP, with a hiatus from 1.9 to 0.4 ky BP. This portion of the stalagmite (82 cm long), has a mean growth rate of 0.11 mm/yr and a robust chronology based on 19 U/Th dates, yielding an uncertainty (2s) < 1% (Table S1). Its isotopic profile of Sha-2 is based on 1564  $\delta^{18}\text{O}$  samples for the Holocene, which provides a mean resolution of 5 yrs.

Together both stalagmites (Sha-2 and Sha-3) cover the entire Holocene, with the exception of the period 1.3-0.4 ky BP (Fig. S3.). Oxygen isotope ratios are reported as  $\delta^{18}\text{O}$  relative to the Vienna-*Peedee Belemnite standard* (V-PDB). Thus,  $\delta^{18}\text{O} = [((^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{V-PDB}}) - 1] \times 1000$ . For each measurement, approximately 200  $\mu\text{g}$  of powder were drilled from the sample and analyzed with an on-line, automated, carbonate preparation system linked to a Thermo - Finnigan Delta Plus Advantage mass spectrometer at the Stable Isotope Laboratory of São Paulo University, Brazil (LIESP-CPGeo). The speleothem reproducibility of standard materials is 0.15‰ for  $\delta^{18}\text{O}$ .

Water samples for isotope analyses (15 mL bottles) were collected twice a month between May 2011 and September 2013 in order to evaluate the isotopic signature of precipitation in the isotope rainfall collector installed close to Palestina cave, located at 870m asl and 66km apart from Shatuca cave. Water analyses were performed in the Laboratório de Estudos Geodinâmicos e Ambientais at the University of Brasilia (UnB) using a Picarro L2120-i water isotope analyzer, which allows measurements at an analytical precision of 0.1‰ and reports  $^{18}\text{O}$ ‰ relative to Vienna Standard Mean Ocean Water (SMOW) standard.

The Shatuca composite record is composed by 1763  $\delta^{18}\text{O}$  values. It was constructed by averaging the  $\delta^{18}\text{O}$  records obtained from the independent  $\delta^{18}\text{O}$  time series of Sha-2 and Sha-3 speleothems. The average resolution for the composite record is  $\sim 5.23$  years.

To better compare records at millennial timescales, some of the figures show the detrended time series, which were obtained by calculating the quadratic polynomial function for the  $\delta^{18}\text{O}$ -curve. This effectively removes the orbital-component of the records, allowing a comparison of the residual time series with the Shatuca  $\delta^{18}\text{O}$  record.

#### **4. Basis for Interpretation of $\delta^{18}\text{O}$ Values**

The oxygen isotopic composition of precipitation over tropical South America is principally controlled by Rayleigh-type fractionation during rainout, and is not simply a measure of precipitation amount at the site (Vuille et al., 2003; Vuille and Werner, 2005; Vimeux et al., 2005; Schmidt et al., 2007). Other factors such as moisture source area, condensation temperature and degree of rainout upstream might also exert a significant influence on isotopic signature of rainwater and therefore in the  $\delta^{18}\text{O}$  variation of speleothems. In order to address this question we are presenting the results of a monitoring program for isotopic composition of rainwater in Palestina area (Apaèstegui et al., 2014) that is located approximately 66km apart from Shatuca and at altitudes of 870m asl. Precipitation seasonality is similar at these sites with most of the annual rainfall related to SASM activity (Fig. 2a). Our data show that the  $\delta^{18}\text{O}$  values of rainfall decrease rapidly by more than 10‰ from the middle (January 2012) to the end of monsoon season (April 2012). After the demise of the monsoon season, the  $\delta^{18}\text{O}$  values start increasing abruptly by 15‰, reaching the highest  $\delta^{18}\text{O}$  values during the driest months from July to September 2012 (Fig. 3). Unlike the first year of monitoring, the  $\delta^{18}\text{O}$  values oscillate between lower and higher values during the 2nd monsoon season, but again reach the lowest  $\delta^{18}\text{O}$  values at end of the monsoon season in April 2013. The values increase from May to September associated with non-monsoonal rainfall events. In summary, the monsoon rainfall is characterized by more negative  $\delta^{18}\text{O}$  values while higher values are clearly observed during residual equatorial rainfall events outside of the monsoon season. However, the relationship between  $\delta^{18}\text{O}$  and rainfall amount is not evident on monthly timescales and is statistically weak ( $r^2 = 0.3$ ,  $p < 0.01$ ).

Although the most depleted  $\delta^{18}\text{O}$  values are observed during the rainiest months of the monsoon season, it is apparent that the rainfall isotopic signature is significantly influenced by distal processes associated with the long transport of the moisture from the tropical Atlantic across the Amazon Basin towards the tropical Andes (Salati et al., 1979; Garcia et al., 1998; Vuille et al., 2003; Vimeux et al., 2005). Because of rainout upstream along the moisture trajectory, the residual water vapor becomes progressively lower in  $^{18}\text{O}$  of precipitation over the course of the

monsoon season. Our data is consistent with results from ECHAM4 model simulation of  $\delta^{18}\text{O}$  in monsoon rainfall in South America where a stronger SASM is associated with more depleted values in  $^{18}\text{O}$  of summer precipitation (Vuille and Werner, 2005).

The removal of moisture from an air mass is temperature-dependent. Vapor condensation requires cooling of the air mass and because of Rayleigh distillation implies a process of equilibrium fractionation (Dansgaard, 1964; Lachniet, 2009). In this case the  $\delta^{18}\text{O}$  of the moisture condensed from a saturated air mass becomes more negative with lower temperature (Dansgaard, 1964). A typical range for the altitude effect is -2 to -3‰  $\delta^{18}\text{O}$   $\text{km}^{-1}$  related to the decrease in mean annual temperature with elevation along the local environmental lapse rate that is typically of -5 to -6 °C  $\text{km}^{-1}$  (Gonfiantini et al., 2001). On the other hand, the cooling of an air parcel because of orographic lifting in the Andes is unlikely to be a major factor explaining  $\delta^{18}\text{O}$  variations in rainwater feeding cave speleothems. This is supported by the fact that the absolute  $\delta^{18}\text{O}$  values from the Shatuca isotope record are systematically 1 to 2‰ higher than the ones in speleothems from Tigre Perdido, a cave located at about 1000 m meter downslope (van Breukelen et al., 2008).

Similarly, the high amplitude  $\delta^{18}\text{O}$  changes observed in Shatuca isotopic time series cannot be accounted for the temperature dependence of isotope fractionation between calcite and drip water in the cave. For instance, a decrease of more than 3‰ observed during the Holocene in the speleothems would require an increase in cave temperature of about 12°C. These temperatures ranges are entirely inconsistent with mean annual temperature outside the cave, which was not subject to changes of more than few degrees at the same period (Bush et al., 2004; van Breukelen et al., 2008).

Although the Atlantic Ocean is the only source of moisture to regional precipitation in the Amazon Basin and the adjacent eastern Andes, rainfall in different seasons shows distinct  $\delta^{18}\text{O}$  values based on our monitoring program (Fig. 3). For example, the eastern Andes receive more enriched residual equatorial rainfall outside the monsoon season from May to September than during the monsoon demise in March/April (Aparicio et al., 2014). This is because the rainfall during monsoon months originates from moisture transported from the more distal tropical Atlantic Ocean, while rainfall in other months derives preferentially from recycled moisture over the Amazon Basin that is relatively  $^{18}\text{O}$ -enriched (Salati et al., 1979). Studies in the Amazon Basin estimate that 48–80% of rainfall originates from water vapor recycled through evapotranspiration (Salati et al., 1979; Gat and Matsui, 1991; Martinelli et al., 1996), and d-excess indicates that up to 40% of that source might be attributed to evaporation (Gat and Matsui, 1991).

While discussing the Shatuca isotopic signature, we will consider that more negative  $\delta^{18}\text{O}$  values in the studied speleothems most likely reflect an intensification of the South American Summer Monsoon, associated with enhanced rainout upstream across the Amazon Basin. Higher  $\delta^{18}\text{O}$  values in speleothems, on the other hand, are likely related to periods of a weaker SASM, when rainfall is more influenced by recycled moisture within the basin. It is of course possible that periods of SASM intensification also lead to increased precipitation in-situ over the Andes and that periods of weaker SASM might have seen decreased rainfall as is observed today. But since the region is also influenced by isotopically heavier residual equatorial rainfall changes in absolute local precipitation amounts cannot be precisely constrained from our speleothem oxygen isotope records.

In addition, two important factors need to be considered when trying to explain the higher absolute  $\delta^{18}\text{O}$  values at mid-altitude sites in comparison with lowland caves: the higher total annual precipitation in the lowland Tigre Perdido cave area, which doubles the amount of Shatuca cave (Fig. 2a,b) and the stronger influence of less fractionated (hence isotopically heavier) rainfall associated with low-level clouds during the dry season and the stronger influence of recycled moisture at Shatuca cave site given its mid-altitude location.

## **5. Results and Discussion**

### **5.1. Long-term changes driven by summer insolation**

Through the Holocene, a decreasing trend is observed in the Shatuca  $\delta^{18}\text{O}$  record (Fig. 4). In sample Sha-3, the  $\delta^{18}\text{O}$ -signal decreases from  $-3.7\text{‰}$  to  $-7.3\text{‰}$  in the transition from the early Holocene (10.5-7.0 ky BP) to the late Holocene (4-0 ky BP) (Fig. S3). Similarly, sample Sha-2 records heavier isotopic values ( $-3.3\text{‰}$ ) for the early Holocene while the lightest isotopic values ( $-7.2\text{‰}$ ) appear in the late Holocene (Fig. S3). From 10.5 to 6.3 ky BP, both samples show the same trend and the same amplitude of changes. Moreover the mean isotopic  $\delta^{18}\text{O}$  value is similar in both speleothems,  $-4.7\text{‰}$  for Sha-2 ( $\sigma = 0.4\text{‰}$ ) and  $-5.1\text{‰}$  for Sha-3 ( $\sigma = 0.4\text{‰}$ ), these results confirm that the  $\delta^{18}\text{O}$  values were strongly influenced by the same climatic forcing. We therefore combine them to yield a composite paleohydrologic record for the Holocene.

Previous isotopic paleorecords from the tropical Peruvian Andes (Seltzer et al., 2000; van Breukelen et al., 2008; Bird et al., 2011a; Kanner et al., 2013) show similar trends for the Holocene and have been interpreted as showing an enhancement of the SASM precipitation in response to increasing austral summer insolation during the Holocene. This trend seen in the tropical Andes is also reported at cave sites influenced by SASM in subtropical Brazil (Cruz et al., 2005, 2006; Wang et al., 2006). In Figure 4 we show how this long-term decreasing trend in the Shatuca isotopic record resembles the trend of the austral summer insolation for  $10^{\circ}\text{S}$ , where

lower (higher) values of insolation ( $\text{W/m}^2$ ) are contemporaneous with less (more) depleted  $\delta^{18}\text{O}$  values in the Shatuca record during the early (late) Holocene. This similarity suggests that the gradual summer insolation increase in the southern Hemisphere and its previously documented influence on the SASM, also affected the Shatuca site.

In Figure 4, we compare Shatuca to other Andean records and it is possible to observe that, from 10.5 to 3.5 ky BP, a gradual decrease of the isotopic signal occurs related to the increasing austral summer insolation, but that at 3.5 ky BP the decreasing trend stops and turns into a flatter trend. In the northeastern Andes (Shatuca and Tigre Perdido records) this change in trend seems to occur at 4 ky BP whereas in the central Andes this occurs one millennium later at around 3 ky BP. This climate system reorganization, matches with the inflection in the insolation curve at around 3.5 ky BP that is modulated by the precession cycle.

However, it is interesting to note that during the early and middle Holocene, in both the northeastern and central Peruvian Andes, all the isotope records are more  $^{18}\text{O}$ -enriched, likely because of lower amounts of rainfall, higher contribution of recycled moisture to the rainfall and diminished influence of depleted moisture transported to the Andes across the Amazon Basin.

During the late Holocene, it is possible to observe that the records in the northeastern Andes (Shatuca and Tigre Perdido caves) show a sinusoidal behavior with strong amplitude; the same characteristics can be observed in the central Andes with the high elevation records (Lake Pumacocha and Huagapo cave) (Fig. 4). Unlike the other isotope records from the Andes, the long-term negative trend in  $\delta^{18}\text{O}$  at Shatuca is not as gradual, but marked by abrupt  $\delta^{18}\text{O}$  increases followed by periods of gradual  $\delta^{18}\text{O}$  decrease, with approximately similar negative slopes (Fig. 4). These negative slopes occurred successively from 10 to ~5.0 ky BP, 4.9 to 3.0 ky BP and during a third period in which a negative trend might exist from 2.2 to 1.0 ky BP but it is not as clearly defined because both speleothems, Sha-2 and Sha-3, show no deposition between 1.3-0.3 ky BP. Each period with negative trend represents a progressive depletion of  $\delta^{18}\text{O}$  values associated with an intensification of the SASM, followed by a strong decrease of the monsoon regime or the monsoonal influence in the region, suggesting a reorganization of the climate system in the region.

## **5.2. Abrupt climate events in SASM rainfall over Andes**

Except for the last millennium (Reuter et al., 2009; Bird et al., 2011b; Apaèstegui et al., 2014), no abrupt events or rapid state changes in monsoon intensity have been discussed in detail in Holocene Andean records (Bird et al., 2011b; Kanner et al., 2013). Hence, the abrupt  $\delta^{18}\text{O}$  changes characterize Shatuca isotopic record as the Andean record with highest variability during the early and mid Holocene (Fig. 5). The next sections will describe in detail the

centennial to decadal timescale variability recorded in Shatuca cave during the Holocene, and how it compares, within the constraints of age control, to the variability observed in the other isotope records from this region.

#### 5.2.1 – Early Holocene

Some of the abrupt isotopic changes seen in Shatuca time series have no counterpart in other Andean records but only in lowland records that also show very high variability during the early Holocene (Strikis et al., 2011). For instance, two abrupt events toward lighter  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic values, logged at 9.5 and 8.1 ky BP, in Shatuca record, were also present in the Lapa Grande speleothem record (Strikis et al., 2011) (Fig. 6). Previous lake, pollen, ice cores and cave studies usually point to the dryness of the early Holocene in the Andes, but the presence of a wetter 8.2 ky BP event is not always evident. On the other side, in high-altitude records, such as Pumacocha record, the larger chronologic uncertainty combined with its lower isotopic resolution between 10.5-5 ky BP, hampers the identification of climatic changes at multidecadal to centennial timescales. However, it is possible that some events influenced the climate at low to mid-altitudes, but were not significant at highland sites such as Lake Pumacocha.

The longest wet period in Shatuca time series occurred between 9.7-9.5 ky BP and was marked by a decrease of  $\sim 1.5\%$ , but it is not clearly recorded in the Tigre Perdido or Pumacocha records, although it is very evident in Lapa Grande cave record and seems to be related to Bond event 6 (Fig. 6). However, the negative shift in Lapa Grande isotopic time series is offset by 300 years. On the other side, the wet period logged at 8.1 ky BP in Shatuca record was characterized by a decrease of about 1.5%, which coincides with the timing of the 8.2 ky event, which is also seen in other speleothem records from Brazil (Cheng et al., 2009). The structure of this event is marked by a double-plunge and a peak in the isotopic values at about 8.1 and 8.2 ky BP (Cheng et al., 2009). The same event may also have occurred in Tigre Perdido but its chronology is not very robust at this time period (Fig. 6).

Furthermore, the spectral analysis for Shatuca record during the early Holocene (Fig. 7) shows periodicities of 150, 100, 50 and 37 yr. Eventhough the periodicities of 150 and 100 yr are multiple of the 50 yr periodicity, being a possible reflection of this; the 150 yr cycle appears to be stronger in the wavelet analysis (Fig. 8) during almost all the early Holocene. This is probably due to a solar modulation of the higher frequencies by the solar cycle of 120 yr. In periods when the cycle of 150 yr is weakened, the periodicity of 100 yr becomes stronger, this occurs principally in points centered in 9.5, 8.9, 8.4 and 8.1 ky BP, which were periods of increased monsoon intensity (Fig. 6).

### 5.2.2 - Mid Holocene

Different from the early Holocene, multi-decadal events that impact monsoon rainfall on a regional scale are more evident during the mid to late Holocene, with changes that are synchronous between Shatuca, Huagapo and Pumacocha isotopic records. The Huagapo cave record (Kanner et al., 2013) is relatively well-dated during the mid Holocene and with similar resolution as Shatuca  $\delta^{18}\text{O}$  time series. Lake Pumacocha record (Bird et al., 2011a) may also be used to discuss some short-term events during this period, as its chronology is better constrained with additional ages relative to the early Holocene.

In Figure 9 the Shatuca  $\delta^{18}\text{O}$  time series shows periods of relative weak monsoon and intense monsoon. The changes toward drier monsoon periods, logged at 6.4, 5.1 and 4.9 ky BP, were not necessarily abrupt (Fig. 9), but they are anomalous periods characterized by decreased humidity, interrupting the long-term trend toward more humid conditions driven by changes in summer insolation (Fig. 4).

It seems that the eastern Andean slopes experienced wetter conditions during the mid Holocene than in the early Holocene, but dry periods still occurred in between (Hansen and Rodbell, 1995; Bush et al., 2005). Some paleorecords match better with Shatuca  $\delta^{18}\text{O}$  time series than others, such as Lake Pacucha (13°S), which was deeper but marked by frequent dry events between 8.3-5 ky BP. Similarly, in Surucucho (3°S at 3180m asl) and Chochos lakes (7°S at 3285m asl) the higher occurrence of charcoal peaks (6000–4000 yrs BP) (Colinvaux et al., 1997; Bush et al., 2005; Mayle and Power, 2008) was probably linked to the occurrence of these drier periods in Shatuca record. However, dry events are not clearly defined in such records due to insufficient temporal resolution and lack of robust geochronological control.

It is important to note that some dry monsoon events are clearly recorded in Shatuca  $\delta^{18}\text{O}$  time series, for instance the event that marks the mid Holocene at 6.4 ky BP. Although this event was never reported in other oxygen isotope records from the Andes it is also evident in the Pumacocha and Huagapo records indicating that it affected both high and mid-altitude locations at about the same time within age errors (Fig. 9). In addition, it can be also recognized in the Lapa Grande monsoon record in eastern Brazil (Strikis et al., 2011). After the 6.4 ky BP event, an isotopic decrease of  $\sim 1\text{--}1.5\text{‰}$  occurred in high and mid-altitude Andean records, at approximately 6.1 ky BP (Fig. 9), suggesting that the monsoon intensified significantly at that time. However, it is possible that this monsoon increase was not recorded by lowland isotopic time series given the lower resolution of Tigre Perdido record and the hiatus present in Lapa Grande record at this time period.

From 5.2 to 5.1 ky BP, an increase of  $\delta^{18}\text{O}$  values in Shatuca record (also recorded in Huagapo cave record as an extreme dry event) was followed by an abrupt shift to lower  $\delta^{18}\text{O}$  values marking the start of a series of wet events with periodicity centered in 35 yr, statistically significant at 90% confidence (Fig. 10) that prevailed between 5.1 and 5.0 ky BP, as shown by the wavelet analysis (Fig. 11). These series of events were synchronous with Bond event 4, henceforth we will refer to this event as the 5 ky BP event (Fig. 11). To verify the structure of this event, we sampled the portion between the U/Th dates  $5132 \pm 29$  and  $4780 \pm 54$  yr BP at a higher resolution, of approximately 2 years, and we found four abrupt changes of similar amplitude. Even more important than the correspondence with the Bond event 4 in the Atlantic Ocean is the confirmation that this event was also registered at other monsoon sites in South America. Indeed, it is evident from the comparison between Shatuca, Pumacocha, Huagapo and Lapa Grande isotope records (Fig. 9) that such series of events of monsoon intensification occurred not only at lowland sites in Brazil (Strikis et al., 2011) but also in Andean sites, even though this has not previously been reported in the related studies (Bird et al, 2011a; Kanner et al., 2013). However, the duration of this event is not the same in all records, likely because of uncertainties in the chronology of the various archives. For example, the event lasted  $\sim 100$  years in Shatuca and Huagapo cave records but only 52 years in Pumacocha lake record, while it is significantly longer in Lapa Grande. Moreover, an approximately 100 yr long dry period followed this 5 ky BP event at Shatuca, which was also present in the Huagapo and Pumacocha records, although not as an extreme dry event (Fig. 9). Nonetheless this suggests that the 5 ky BP event took place in-between two relatively long dry periods that were felt in the northern and central Peruvian Andes, at both mid- and high altitudes. However, the low resolution of Tigre Perdido record at this time period may explain why these series of abrupt changes were not recorded in lowland records from the Andes.

The 5 ky BP event has been documented in several records around the world (Duplessy et al., 1992; Gasse and Van Campo, 1994; Gasse, 2000; Cullen et al., 2000; Morrill et al., 2003) and is described as a not well-understood hydrologic event, from wet to dry conditions in the northern tropics, occurring around 5 ky ago. In fact, it is considered as the moment when the Sahara desert stopped being green and started turning into a hyper arid desert at around 5.5 ky BP (deMenocal et al., 2000). On the other side, Petit-Maire and Guo (1996) reported large climatic fluctuations in the Sahara, with a wet period occurring around 5 ky BP, while Cremaschi et al. (2006) described major drought spells at 5.9-5.7 ky BP and at 5.1 ky BP. Moreover, this period was a period with global widespread glacier advances as observed by Mayewski et al. (2004).

The abruptness of the 5 ky BP event remains a topic of active discussion (Claussen, 2008). Some studies have suggested that the event at  $\sim 5.2$  ky BP was part of an abrupt widespread

global cooling (Magny and Haas, 2004) while others suggest a more gradual change (Fleitmann et al., 2003). Although the 5 ky BP event structure has not been discussed in previous studies from the Andean region, some paleorecords already indicated the occurrence of an abrupt change toward cooler (Thompson et al., 2006) and /or wetter conditions in north-western (Stansell et al., 2013) and southeastern Peruvian Cordillera where an abrupt ice advance occurred at Quelccaya at ~5 ky BP (Buffen et al., 2009).

### 5.2.3 – Late Holocene

Recognizing relatively abrupt climate events during the last 4 ky BP is more difficult in the Shatuca isotope record because the U/Th chronology of the Sha-2 speleothem is not that precise due to high content of detrital Th. Even though the comparison of isotope records from different regions in South America suggests the occurrence of contemporaneous changes in SASM intensity, such events have not been discussed by previous studies performed in the Andes (Fig. 10).

For instance, the significant decrease in  $\delta^{18}\text{O}$  values at about 4 ky BP in Shatuca record seems to be linked to a wet monsoon period in Tigre Perdido and in Lapa Grande  $\delta^{18}\text{O}$  time series, while this climate anomaly is not evident at highland sites such as Huagapo cave and Lake Pumacocha (Fig. 10). Indeed the resemblance between the Shatuca and Tigre Perdido oxygen isotope curves is enhanced during the late Holocene, in particular from 4 to 1 ky BP, a time period when the latter record is more accurately dated and more highly resolved. Multidecadal  $\delta^{18}\text{O}$  wet excursions, varying from 1.0 to ~2.0‰ in amplitude, at Shatuca speleothem record have similar counterparts in the Tigre Perdido  $\delta^{18}\text{O}$  time series (Fig. 10). Moreover, the wet monsoon event at 2.7 ky BP that was reported as one of the most extreme events during the Holocene in the Amazon floodplains (Moreira-Turcq et al., 2014) and also in other areas under dominant influence of the SASM regime (Novello et al., 2012; Strikis et al., 2011), could be related to the wet incursions between 3.5 – 2.5 ky BP in Shatuca record.

On the other side, a long dry period that lasted more than 200 years and reached the most enriched  $\delta^{18}\text{O}$  values of the late Holocene in Shatuca record is logged at about 2.2 ky BP. This event was the driest period of the late Holocene, and apparently marked the end of a long-term insolation trend influence but it is difficult to correlate with other records because age uncertainties of more than 200 years at this period.

### 5.3 – Summer Insolation versus oceanic forcing of changes in monsoon rainfall

The increasingly negative  $\delta^{18}\text{O}$  values during last five millennia in our new speleothem record, from Shatuca cave in Peru, confirms that the monsoon regime intensified during this period in a mid-altitude Andean area, close to the border of the region affected by the SASM. Since

nowadays El Niño events lead to drought in the northwestern Amazon (Espinoza et al., 2011; Lavado and Espinoza, 2014), the strong trend toward an enhanced monsoon observed in Shatuca record cannot be attributed to changes in the mean state of ENSO, which was characterized by a reinforcement of El Niño events in South America during the same period. Moreover, during the Holocene, there is no close resemblance between Shatuca time series and proxy records of ENSO precipitation from the eastern equatorial Pacific (Fig.13) (Rein et al., 2005; Conroy et al., 2008; Zhang et al., 2014). On the other hand, if we compare Shatuca and Pallacocha records, during the entire Holocene period, there is a remarkable synchronicity between periods of higher ENSO frequency (5.0- 4.7 ky BP, 3.5-2.5 ky BP and 1.7-0.3 ky BP) in the Pallacocha record (Rodbell et al., 1999; Moy et al., 2002) and increased monsoon intensity in the Shatuca record.

One question still far from fully answered is whether higher ENSO variability during the late Holocene is responsible or not, for long wet periods observed in some areas over the Andes. Continental records such as Pallacocha lake in the high Andes are not only influenced by ENSO and the increase in frequency of El Niño events does not necessarily imply long-term changes in rainfall. For instance, one of the periods of maximum El Niño frequency reported in the Lake Pallacocha record from ~3.5 to 2.5 ky BP (Rodbell et al.,1999; Moy et al., 2002) corresponds to the minimum values of  $\delta^{18}\text{O}$  in the Shatuca record, marking the maximum monsoon intensity of the entire Holocene in northern Peru (Fig. 13).

Although precipitation in Pallacocha and Shatuca sites is largely influenced by the SASM, the response to El Niño events is very different between these two regions. While a strong positive correlation with rainfall is observed in Pallacocha lake (Ambrizzi et al., 2004; Garreaud et al., 2009), a negative correlation is detected in the Shatuca cave region (Espinoza et al., 2011; Lavado and Espinoza, 2014). Furthermore, when comparing Shatuca and Pallacocha records with the lower frequency proxy record of El Niño events from El Junco lake in the Galápagos Islands (Conroy et al., 2008; Zhang et al., 2014), we find no correspondence between the SASM rainfall indicated by the Andean records and the changes in precipitation at El Junco lake (Fig. 13). In addition, Shatuca and Pallacocha time series show a decrease in the precipitation intensity that starts abruptly at about 2.4 ky BP and persists until 2.1 ky BP in Shatuca site and until 1.8 ky BP in Pallacocha lake, while the El Junco lake record suggests that precipitation related to ENSO remains at its maximum frequency from 2.3 to 1.5 ky BP. Hence, it is unlikely to consider that the increase in ENSO frequency, as pointed out in previous studies (Rodbell et al., 1999; Moy et al., 2002), is in any way responsible for the period of strong SASM from ~3.5 to 2.5 ky BP.

The reason for similar precipitation trends between mid- and highland Andean records of northern Peru and southern Ecuador is probably related to the proximity of these two sites which enables monsoon precipitation to reach highland areas such as Pallcacocha lake (4300m asl) during strong enhancements of the SASM. Given that Lake Pallcacocha is exposed to easterly winds that transport moisture from Amazon Basin, an alternative scenario explaining long-term changes in precipitation in Pallcacocha site is that the SASM became progressively intensified with the gradual increment in summer insolation as observed in Shatuca and other Andean records since 5 ky BP. However, this process would only start to affect distal monsoon areas such as Pallcacocha lake once the monsoon reaches its highest intensity at about ~3.5 ky BP coincident with the occurrence of Bond event 2. In this scenario, the higher erosion rates from ~3.5 to 2.5 ky BP, in Pallcacocha lake record, might represent the maximum extent of the monsoon belt.

Our new record from Shatuca cave confirms that the mid-altitude areas in the Andes are quite sensitive to abrupt climate changes, which take only few years to significantly alter the SASM conditions but last several decades. Some of these climate anomalies are also apparent in other Andean areas in Peru and Ecuador, such as the 5.0 ky BP event, which was recorded by Pallcacocha lake, Pumacocha lake, and Huagapo cave records (Moy et al., 2002; Bird et al., 2011a; Kanner et al., 2013). These multi-decadal events of monsoon intensification can be seen in areas with very different ENSO sensitivities, suggesting that they were triggered by changing SST gradients in the tropical Atlantic, rather than by ENSO. This notion is supported by the correspondence with some cold episodes in the northern North Atlantic, during Bond Events, which seem to be responsible for anticorrelation between strong (weak) monsoon events recorded in speleothems from South America (China) (Cheng et al., 2009; Strikis et al., 2011).

The abrupt step-like changes toward more positive  $\delta^{18}\text{O}$  values (Fig. 13) that disrupt the long-term insolation trend at Shatuca record approximately correspond with weaker monsoon periods in Huagapo record at 5.1 ky BP and probably 2.4 ky BP. The amplitude of the  $\delta^{18}\text{O}$  departure from the long-term trend at Shatuca, however, is much higher than observed in any other isotope record in South America. Interestingly, the drop in monsoon intensity seen in Shatuca record also appears to affect the Pallcacocha lake site (Fig. 13). Although, the reasons for such a behavior are not clear, it indicates that a major reorganization of the climatic system occurred in the western border of the SASM at mid- to high altitudes of the Andes.

## 6. Conclusions

The Shatuca  $\delta^{18}\text{O}$  record from the northeastern slopes of the Peruvian Andes shows a gradual enhancement of the SASM during the Holocene, that reached its maximum during the late Holocene which is in agreement with other isotope records in South America. Superimposed to

this long-term trend, several abrupt changes occurred toward wetter and drier conditions in the Andes that appear to be widespread in South America, occurring from lowland to high elevation sites. While some of these events were observed in other Andean paleorecords, they were not as abrupt as in Shatuca record, and sometimes occurred with a temporal mismatch, probably due to geochronological problems or differences in temporal resolution. These results highlight the need for additional high-resolution and well-dated precipitation proxy records to allow identification of such events in different areas under the influence of the SASM.

The temporal correspondence between many cold episodes in the North Atlantic during Bond events, drying at many sites in the northern Hemisphere and periods of enhanced SASM, reinforce the notion that most of these abrupt events in the Andes are related to SST changes in the Atlantic Ocean. The Pacific may have played a role as well; modulating the SASM activity, but its exact influence remains unclear during the Holocene. The comparison between Shatuca and Pallcacocha records suggests that long-term increases in SASM precipitation, previously attributed to increased frequency of ENSO, such as the one described between 3.5 and 2.5 ky BP, may rather reflect the coupling between the Bond event 2 and the higher austral summer insolation forcing, even at distal sites, once the monsoon belt reached its maximum extent over the high Andes.

## **7. References**

- Abbott, M.B.; Binford, M.W.; Brenner, M.; Kelts, K.R. A 3500 C-14 yr high-resolution record of water-level changes in Lake Titicaca, Bolivia/Peru. *Quaternary Research*, v. 47, p.169-180, 1997a.
- Abbott, M.B.; Seltzer, G.O.; Kelts, K.R.; Southon, J. Holocene paleohydrology of the tropical Andes from lake records. *Quaternary Research*, v.47, p.70-80. 1997b.
- Abbott M.B; Wolfe, B.B.; Wolfe, A.; Seltzer, G.; Aravena, R.; Mark, B.G.; Polissar, P.J.; Rodbell, D.T.; Rowe, H.D.; Vuille, M. Holocene paleohydrology and glacial history of the central Andes using multiproxy lake sediment studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.194, p.123-138, 2003.
- Ambrizzi, T.; de Souza, E.B.; Pulwarty, R.S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on the South American Seasonal Rainfall. In: *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*. Diaz, H.F.; Bradley, R.S. (Eds.), Springer Netherlands, Kluwer Academic Publishers, v.21, p.203-235, 2004.
- Apachestegui, 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, doi:10.5194/cp-10-1967-2014, 2014.
- 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, 2001.
- 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*, v.20, p.655–662, doi:10.1002/jqs.987, 2005.
- Berger, A.; Loutre, M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, v.10, p.297–317, 1991.
- Bigot J.Y. La riviere souterraine de Shatuca = El rio subterraneo de Shatuca. *Bulletin du Groupe Speleologique Bagnols Marcoule, Hors serie special Chaquil 2006 & Santiago 2007*, p. 52-56, 2008.
- Bird, B.W.; Abbott, M.B.; Rodbell, D.T.; Vuille, M. Holocene tropical South American hydroclimate revealed from a decadal resolved lake sediment  $\delta^{18}O$  record. *Earth and Planetary Science Letters*, v.310, p.192-202, 2011a.
- 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 of Sciences of the United States of America*, v.108, p.8583-8588, 2011b.
- 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.
- Bruijnzeel, L.A. Hydrology of tropical montane cloud forests: A reassessment. *Land Use and Water Resources Research*, v.1, 1.1-1.18, 2001.
- Buffen, A.M.; Thompson, L.G.; Mosley-Thompson, E.; Huh, K.I. Recently exposed vegetation reveals Holocene changes in the extent of the Quelccaya Ice Cap, Peru. *Quaternary Research*, v.72, p.157, 2009.
- Bookhagen, B.; Strecker, M.R. Orographic barriers, high resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters* v.35, L06403, 2008.
- Bush, M.B.; Hansen, B.C.S.; Rodbell, D.T.; Seltzer, G.O.; Young, K.R.; Leon, B.; Abbott, M.B.; Silman, M.R.; Gosling, W.D. A 17 000-year history of Andean climate and

- vegetation change from Laguna de Chochos, Peru. *Journal of Quaternary Science.*, v.20, p.703–714, 2005.
- Bush, M.B.; Silman, M.R.; Urrego, D.H. 48,000 Years of climate and forest change in a biodiversity hot spot. *Science*, v.303, p.827-829, 2004.
- 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 Jr, E.C. Improvements in  $^{230}\text{Th}$  dating,  $^{230}\text{Th}$  and  $^{234}\text{U}$  half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, v.371-372, p.82-91, 2013b.
- Cheng, H.; Fleitmann, D.; Edwards, L.R.; Wang, X.; Cruz, F.W.; Auler, A.S.; Mangini, A.; Wang, Y.; Kong, X.; Burns, S. J.; Matter, A. Timing and structure of the 8.2 kyr BP event inferred from  $\delta^{18}\text{O}$  records of stalagmites from China, Oman, and Brazil. *Geology*, v. 37, p.1007-1010, 2009.
- Cheng, H.; Sinha, A.; Cruz, F.W.; Wang, X.; Edwards, R.L.; d’Horta, F.M.; Ribas, C.C.; Vuille, M.; Stott, L.D.; Auler, A.S. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature Communications*, v.4, p.1-6, doi: 10.1038/ncomms2415, 2013a.
- Cheng, H.; Sinha, A.; Wang, X.; Cruz, F.; Edwards, L. The Global Paleomonsoon as seen through speleothem records from Asia and the Americas. *Climate Dynamics*, v.39, p.1045-1062, doi: 10.1007/s00382-012-1363-7, 2012.
- Claussen, M. Holocene rapid land cover change – evidence and theory. In: *Natural Climate Variability and Global Warming*. Battarbee, R.; Binney, H. (Eds.), Wiley-Blackwell, ch.9. p.232-253, 2008.
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S.; Wilson, J.J.; Baldock, J.W.; Taylor, W.P.; McCourt, W.; Snelling, N.J. The geology of the Western Cordillera of northern Peru (*Overseas Geology and Mineral Resources*). *British Geological Survey*, v.5, p.143, 1981.
- Colinvaux, P.A.; Bush, M.B.; Steinitz-Kannan, M.; Miller, M. Glacial and Postglacial Pollen Records from the Ecuadorian Andes and Amazon. *Quaternary Research*, v.48, p.69-78, 1997.
- 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 Science Reviews*, v.27, p.1166–1180, 2008.

- Cremaschi, M.; Pelfini, M.; Santilli, M. *Cupressus dupreziana*: a dendroclimatic record for the middle–late Holocene in the central Sahara. *The Holocene*, v.16, p.293–303, doi:10.1191/0959683606h1926rr, 2006.
- Cruz, F.W.; Burns, S.J.; Karmann, I.; Sharp, W.D.; Vuille, M.; Cardoso, A.O.; Ferrari, J.A.; Dias, P.L.S.; Viana, O. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, v.434, p.63–66, <http://dx.doi.org/10.1038/Nature03365>, 2005.
- Cruz, F.W.; Burns, S.J.; Karmann, I.; Sharp, W.D.; Vuille, M. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 248, p.494–506, 2006.
- Cullen, H.M.; de Menocal, P.B.; Hemming, S.; Hemming, G.; Brown, F.H.; Guilderson, T.; Sirocko, F. Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea. *Geology*, v.28, p.379–383, 2000.
- Dansgaard, W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, v.16, p.436–468, doi:10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x, 1964.
- deMenocal P.B.; Ortiz J.; Guilderson T.; Adkins, J.; Sarnthein, M.; Baker, L.; Yarusinsky, M. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate response to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Review*, v.19, p.347–361, 2000.
- Duplessy, J.C.; Labeyrie, L.D.; Juillet-Leclerc, A.; Maitre, F.; Duprat, J.; Sarnthein, M. Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature*, v.358, p.485–488, 1992.
- Espinoza, J.C.; Ronchail, J.; Guyot, J.L.; Junquas, C.; Vauchel, P.; Lavado, W.S.; Drapeau, G.; Pombosa, R. Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (Western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters*, v.38, L13406, doi:10.1029/2011GL047862, 2011.
- Espinoza Villar, J.C. Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien. Thèse de Doctorat, Université Paris 6 - Pierre et Marie Curie, Paris - France, p.207, 2009.
- Fleitmann, D.; Burns, S.J.; Mudelsee, M.; Neff, U.; Kramers, J.; Mangini, A.; Matter, A. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science* 300, 1737–1739. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1083130>, 2003.
- Garcia, M.; Villalba, F.; Araguas-Araguas, L.; Rozanski, K. The role of atmospheric circulation patterns in controlling the regional distribution of stable isotope contents in precipitation:

- preliminary results from two transects in the Ecuadorian Andes. In: Proceedings series of International Atomic Energy Agency: isotope techniques in the study of environmental change, Vienna, IAEA-SM 349/7, p.127–140, 1998.
- Garreaud, R.; Vuille, M.; Clement, A.C. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.194, p.5–22, 2003.
- Garreaud, R.; Vuille, M.; Compagnucci, R.; Marengo, J. Present-day South American climate. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.281, p.180–195, 2009.
- Gasse, F.; Van Campo, E. Abrupt post-glacial events in West Asia and North Africa monsoon domains. *Earth and Planetary Science Letters*, v.126, p.435-456, 1994.
- Gasse, F. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, v.19, p.189–211, 2000.
- Gat, J.R.; Matsui, E. Atmospheric water balance in the Amazon basin: an isotopic evapotranspiration model. *Journal of Geophysical Research*, v.96, p.13179–13188, 1991.
- Gentry, A.H. Changes in plant community diversity and floristic composition on environmental and geographical gradients. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, v.75, p.1-34, 1988.
- Gonfiantini, R.; Roche, M.A.; Olivry, J.C.; Fontes, J.C.; Zuppi, G.M. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology*, v.181, p.147–167, 2001.
- 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*, v.25, p.537-564, doi: 10.1007/s00477-010-0420-1, 2011.
- Grubb, P.J. Factors controlling the distribution of forests on tropical mountains: new facts and a new perspective. In: Flenley, J.R. (Ed.), *Altitudinal Zonation in Malesia*. Geography Department Miscellaneous, Series 16, University of Hull, p. 1–25, 1974
- Grubb, P.J. Control of forest growth and distribution on wet tropical mountains, with special reference to mineral nutrition. *Annual Review of Ecology and Systematics*, v.8, p.83–107, 1977.
- Grubb, P.J.; Whitmore, T.C. A comparison of montane and lowland rain forest in Ecuador. II. The climate and its effects on the distribution and physiognomy of the forests. *Journal of Ecology*, v.54, p.303-333, 1966.

- Guyot, J.L. Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Editions de l'ORSTOM, Paris, p.261, 1993.
- Hammer, Ø.; Harper, D.A.T.; Ryan, P.D. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Paleontologia Electronica*, v.4, p.1-9, 2001.
- Hansen, B.C.S.; Rodbell, D.T. A late-glacial/Holocene pollen record from the eastern Andes of northern Peru. *Quaternary Research*, v.44, p.216–227, 1995.
- Hillyer, R.; Valencia, B.G.; Bush, M.B.; Silman, M.R.; Steinitz- Kannan, M. A 24,700-year paleolimnological history from the Peruvian Andes. *Quaternary Research*, v.71, p.71-82, 2009.
- Jarvis, A.; Mulligan, M. The climate of cloud forests. *Hydrological Processes*, v.25, p.327-343. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7847>, 2011.
- 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*, v.75, p.1–10, doi: 10.1016/j.quascirev.2013.05.008, 2013.
- Lachniet, M. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Sciences Reviews*, v. 28, p.412–432, 2009.
- Laraque, A.; Ronchail, J.; Cochonneau, G.; Pombosa, R.; Guyot, J.L. Heterogeneous distribution of rainfall and discharge regimes in the Ecuadorian Amazon basin. *Journal of Hydrometeorology*, v.8, p.1364–1381, 2007.
- Lavado, W.L.; Espinoza, J.C. Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.29, p.171-182, 2014.
- Lavado, W.; Labat, D.; Ronchail, J.; Espinoza, J.C.; Guyot, J.L. Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon – Andes basin over the last 40 years (1965–2007). *Hydrological Processes*, v.41, p.2944–2957, doi:10.1002/hyp.9418, 2012.
- León, B.; Young, K.R.; Brako, L. Análisis de la composición florística del bosque montano oriental del Perú. In: *Biogeografía, Ecología y Conservación del Bosque Montano en el Perú*. Young K.R.; Valencia N. (Eds.), *Memorias del Museo de Historia Natural UNMSM*, v. 21, p.141-154, 1992.
- Magny, M.; Haas, J.N. A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. *Journal of Quaternary Science*, v.19, p. 423–430, 2004.

- 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.; Nogués-Paegle, J.; Zipser, E.; Sethk, A.; Alvese, L.M. Review: Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*, v.32, p.1–21, 10.1002/joc.2254, 2012.
- Marengo, J.A.; Nobre, C. General characteristics and variability of climate in the Amazon basin and its links to the global climate system. In: *The Biogeochemistry of the Amazon Basin*. Clain, M.E.; Victoria, R.L.; Richey, J.E. (Eds.), Oxford University Press, p.17–41, 2001.
- Marengo, J.A.; Nobre, C.; Tomasella, J.; Oyama, M.; Sampaio, G.; Camargo, H.; Alves, L.; Oliveira, R. The drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, v.21, p.495–516, 2008.
- Marengo, J.A.; Soares, W.; Saulo, W.; Nicolini, M. Climatology of the LLJ east of the Andes as derived from the NCEP reanalyses. *Journal of Climate*, v.17, p.2261–2280, 2004.
- Martinelli, L.M.; Victoria, R.L.; Sternberg, L.S.L.; Ribeiro, A.; Moreira, M.Z. Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amazon basin. *Journal of Hydrology*, v.183, p.191-204, 1996.
- Mayewski, P.A.; Rohling, E.E.; Stager, J.C.; Karlén W.; Maasch, K.A.; Meeker, L.D.; Meyerson, E.A.; Gasse, F.; van Kreveland, S.; Holmgren, K.; Lee-Thorp, J.; Rosqvist, G.; Rack, F.; Staubwasser, M.; Schneider, R.R.; Steig, E.J. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, v.62, p.243–255, doi:10.1016/j.yqres.2004.07.001, 2004.
- Mayle, F.E.; Power, M.J. Impact of a drier early-mid Holocene climate upon Amazonian forests. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, v.363, p.1829–1838, doi: 10.1098/rstb.2007.0019, 2008.
- Moquet, J.S., Crave, A., Viers, J., Seyler, P., Armijos, E., Bourrel, L., Chavarri, E., Lagane, C., Laraque, A., Lavado Casimiro, W.S., Pombosa, R., Noriega, L., Vera, A., Guyot, J.L., Chemical weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Andean and Foreland Amazon basins. *Chemical Geology*, v.287, p.1–26, 2011.
- Moreira-Turcq, P.; Turcq, B.; Moreira, L.S.; Amorim, M.; Cordeiro, R.C.; Guyot, J.L. A 2700 cal yr BP extreme flood event revealed by sediment accumulation in Amazon floodplains. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.415, p.175-182. doi: 10.1016/j.palaeo.2014.07.037, 2014.
- Morrill, C.; Overpeck, J.T.; Cole, J.E. A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. *The Holocene*, v.13, p.465–476, 2003.

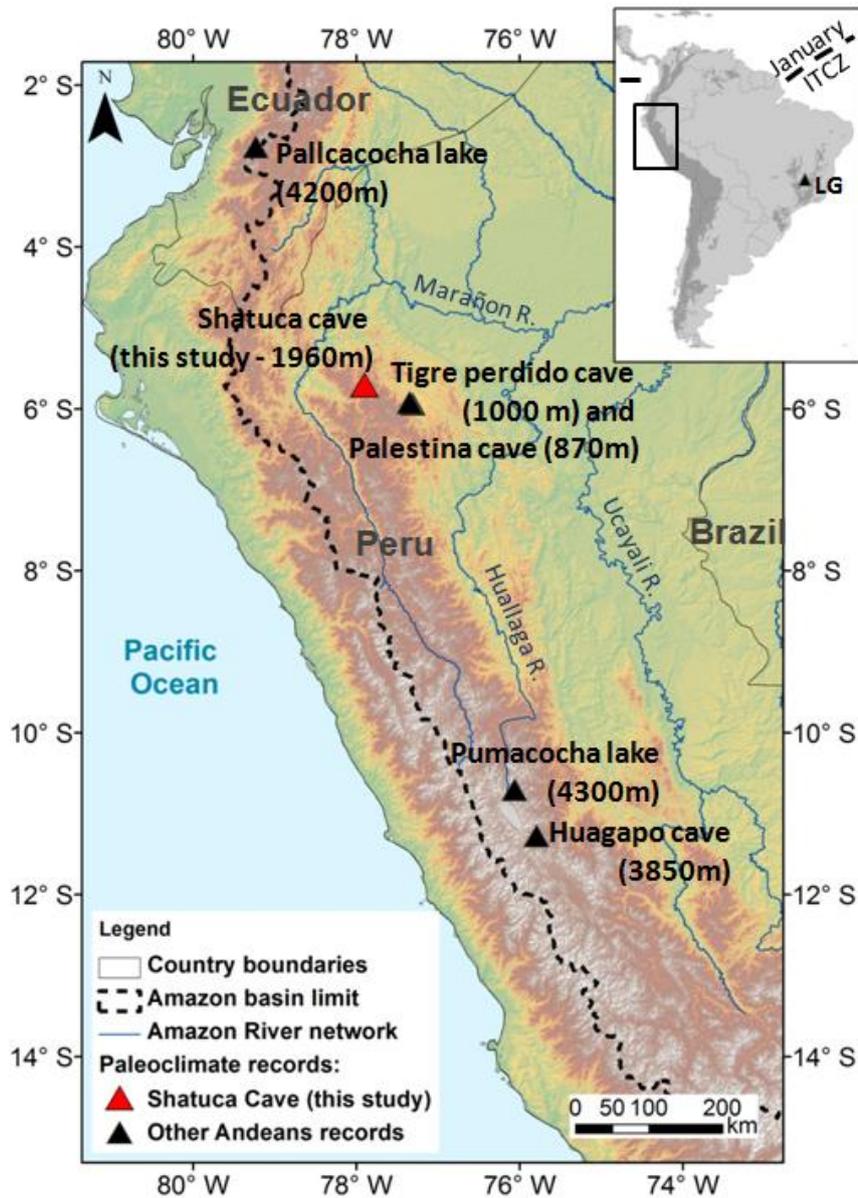
- Mosblech, N.A.S.; Bush, M.B.; Gosling, W.D.; Hodell, D.; Thomas, L.; van Calsteren, P.; Correa-Metrio, A.; Valencia, B.G.; Curtis, J.; vanWoesik, R. North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age. *Nature Geoscience*, v.5, p. 817-820, doi: 10.1038/NGEO1588, 2012.
- Moy, C.M.; 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.
- Nogués-Paegle, J.; Mo, K.C. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, v.15, p.1389–1407, 2002.
- Nogués-Paegle J. A comparative review of South American low-level jets. *Meteorologica*, v.3, p.73-82, 1998.
- Novello, V.F.; Cruz, F.W.; Karmann, I.; Burns, S.J.; Strikis, N.M.; Vuille, M.; Cheng, H.; Edwards, R.L.; Barreto, E.A.S.; Frigo, E. Multidecadal climate variability in Brazil Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophysical Research Letters*, v.39, L23706, doi: 10.1029/2012GL053936, 2012.
- Petit-Maire N.; Guo Z. Mise en évidence de variations climatiques holocènes rapides, en phase dans les déserts actuels de Chine et du Nord de l’Afrique. *Sciences de la Terre et des Planètes*, v.322, p.847–851, 1996.
- Poveda, G.; Jaramillo, L.; Vallejo, L.F. Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers. *Water Resources Research*, v.50, p.1–21, doi:10.1002/2013WR014087, 2014.
- Rein, B.; Lückge, A.; Reinhardt, L.; Sirocko, F.; Wolf, A.; Dullo, W.C. El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography*, v.20, PA4003, 2005.
- 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*, v.36, L21706, doi:10.1029/2009GL041051, 2009.
- Rodbell, D.T.; Seltzer, G.O.; Anderson, D.M.; Abbott, M.B.; Enfield, D.B., Newman, J.H. An 15,000-year record of El-Niño alluviation in southwestern Ecuador. *Science*, v.283, p.516–520, 1999.
- Ronchail, J.; Gallaire, R. ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, v. 26, p.1223–1236, 2006.

- Salati, E.; Dallolio, A.; Matsui, E.; Gat, J.R. Recycling of water in the Amazon basin - Isotopic study. *Water Resources Research*, v.15, p.1250-1258, 1979.
- Schmidt, G.; Le Grande, A.; Hoffmann, G. Water isotope expressions of intrinsic and forced variability in a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Geophysical Research*, v.112, D10103, 2007.
- Schulz, M.; Mudelsee, M. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geoscience*. V.28, p.421–426, 2002.
- Seltzer, G.; Rodbell, D.; Burns, S. Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America. *Geology*, v.28, p.35-38, 2000.
- Stansell, N.D.; Rodbell, D.T.; Abbott, M.B.; Mark, B.G. Proglacial lake sediment records of Holocene climate change in the western Cordillera of Peru. *Quaternary Science Reviews*, v.70, p.1-14, 2013.
- Strikis, N.M.; Cruz Jr., F.W.; Cheng, H.; Karmann, I.; Edwards, R.L.; Vuille, M.; Wang, X.; de Paula, M.S.; 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.
- Thompson, L.G.; Mosley-Thompson, E.; Davis, M.E.; Lin, P.N.; Henderson, K.A.; Cole-Dai, J.; Bolzan, J.F.; Kiu, K.B. Late Glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, v.269, p.46–50, 1995.
- Torrence, C.; Compo, G.P. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.79, p.61–78, 1998.
- Urrego, D.H.; Bush, M.B.; Silman, M.R. A long history of cloud and forest migration from Lake Consuelo, Peru. *Quaternary Research*, v. 73, p. 364–373, 2010.
- Valencia, B.G.; Urrego, D.H.; Silman, M.R.; Bush, M.B. From ice age to modern: a record of landscape change in an Andean cloud forest. *Journal of Biogeography*, v.37, p.1637–1647, 2010.
- 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*, v.275, p.54-60, 2008.
- Vimeux, F.; Gallaire, R.; Bony, S.; Hoffmann, G.; Chiang, J.C.H. What are the climate controls on  $\delta D$  in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth and Planetary Science Letters*, v.240, p.205-220, 2005.

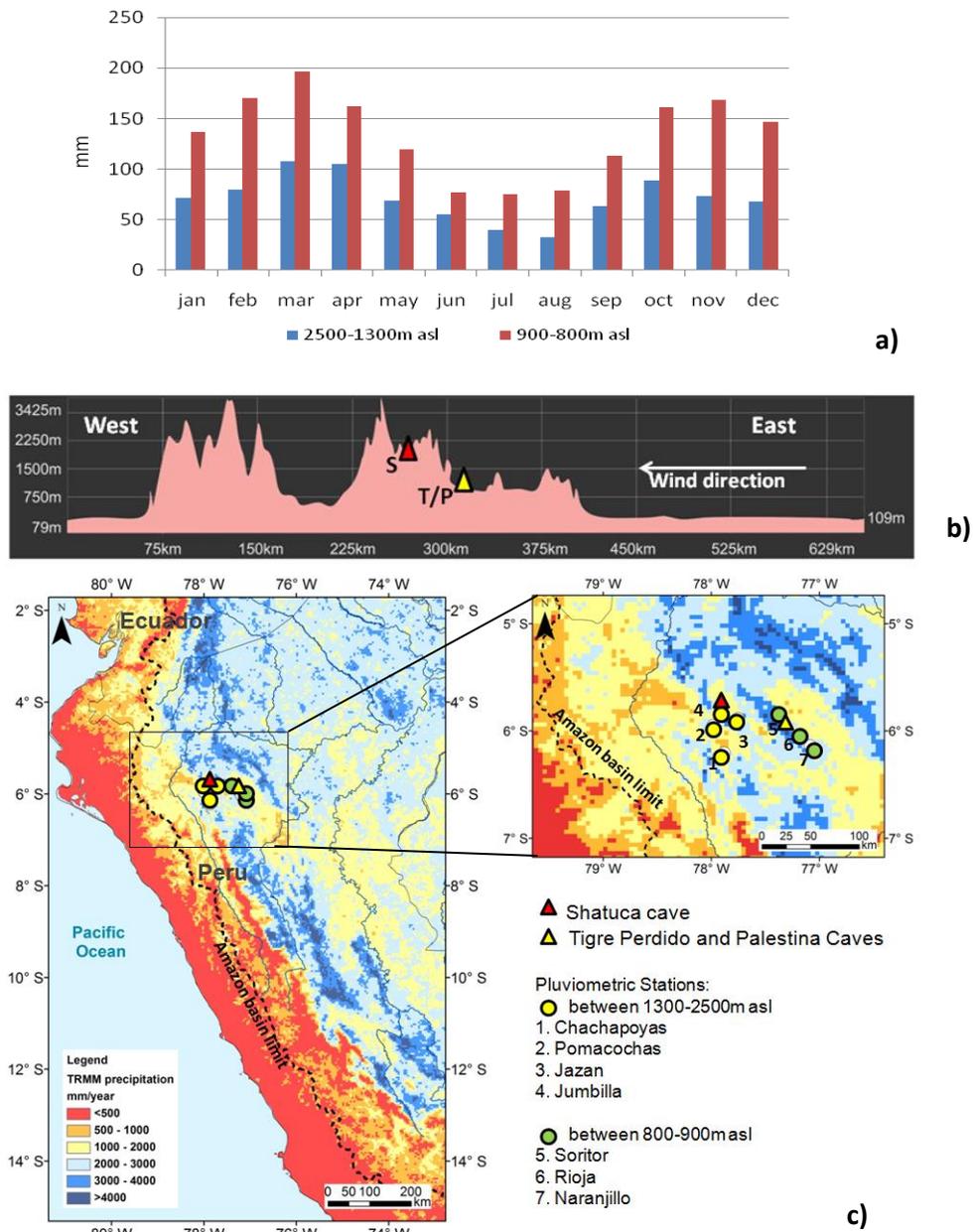
- Vuille, M.; Bradley, R.S.; Keimig, F. Climatic variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, v.13, p.2520-2535, 2000.
- Vuille, M.; Burns, S.J.; Taylor, B.L.; Cruz, F.W.; Bird, B.W.; Abbott, M.B.; Kanner, L.C.; Cheng, H.; Novello, V.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, doi:10.5194/cp-8-1309-2012, 2012.
- Vuille, M.; Bradley, R.S.; Werner, M.; Healy, R.; Keimig, F. Modeling  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, v.108, p.4174-4175, doi:10.1029/2001JD002039, 2003.
- Vuille, M.; Werner, M. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability - observations and model results. *Climate Dynamics*, v.25, p.401-413, 2005.
- Wang, X.; Auler, A.S.; Edwards, R.L.; Cheng, H.; Ito, E.; Solheid, M. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews*, v.25, p.3391–3403, 2006.
- Webster, G. L. The panorama of Neotropical cloud forests. In: *Biodiversity and Conservation of Neotropical Montane Forests*. Churchill, S.P.; Balslev, H.; Forero, E.; Luteyn, J.L. (Eds.), New York Botanical Garden, Bronx, p. 53-77, 1995.
- Weng, C.; Bush, M.B.; Curtis, J.H.; Kolata, A.L.; Dillehay, T.D.; Binford, M.W. Deglaciation and Holocene climate change in the western Peruvian Andes. *Quaternary Research*, v.66, p.87–96, 2006.
- Young, K.R. Biogeography of the montane forest zone of the eastern slopes of Peru. In *Biogeografía, Ecología y Conservación del Bosque Montano en el Perú*. Young, K.R.; Valencia, N. (Eds.), *Memorias del Museo de Historia Natural, U.N.M.S.M. (Lima)*, v.21, p.119-140, 1992.
- Young, K.R. Floristic diversity on the eastern slopes of the Peruvian Andes. *Candollea*, v.46, p.125-143, 1991.
- Young K.R.; León B. Peru's humid eastern montane forests: an overview of their physical settings, biological diversity, human use and settlement, and conservation needs. *DIVA*, Technical Report n°5, p. 97, 1999.

Zhang, Z.; Leduc, G.; Sachs, J. El Niño evolution during the Holocene revealed by a biomarker rain gauge in the Galápagos Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, v.404, p.420–434, 2014.

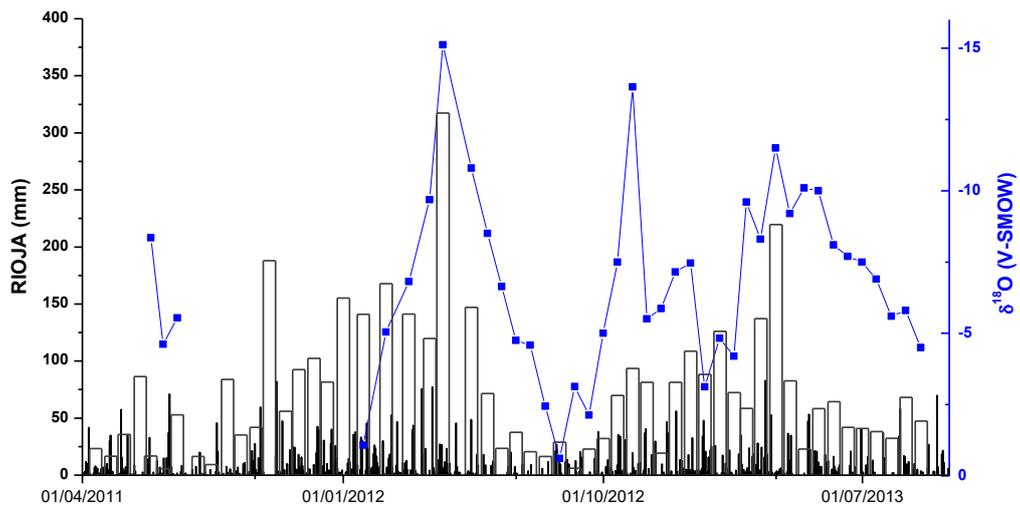
**FIGURES**



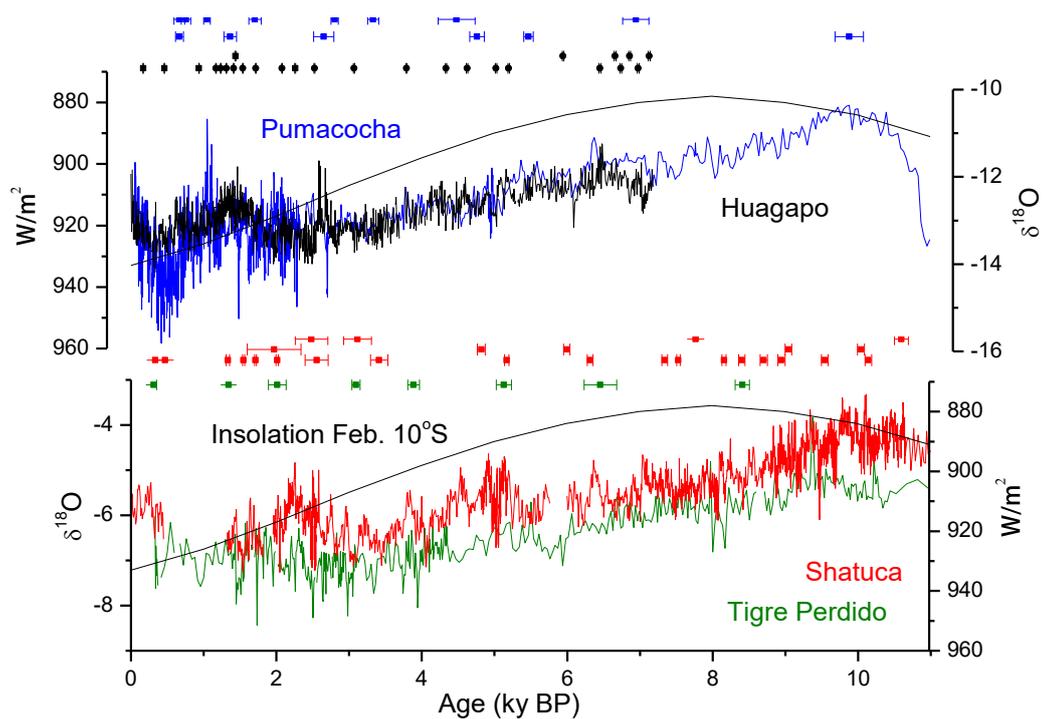
**A6. Figure 1.** Location of Shatuca cave record (5.70°S, 77.90°W, red triangle) and other Andean paleoclimate records (black triangles) used for comparison. These paleoclimate records are Lake Pallcacocha (Rodbell et al., 1999; Moy et al., 2002) in southwestern Ecuador; Tigre Perdido cave (van Breukelen et al., 2008) and Palestina cave (Apaèstegui et al., 2014), in the northeastern Peruvian Andes; Lake Pumacocha (Bird et al., 2011a,b) and Huagapo cave (Kanner et al., 2013), in central Peruvian Andes. On the top: location of Lapa Grande cave record (“LG”, black triangle, Strikis et al., 2011) and of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ).



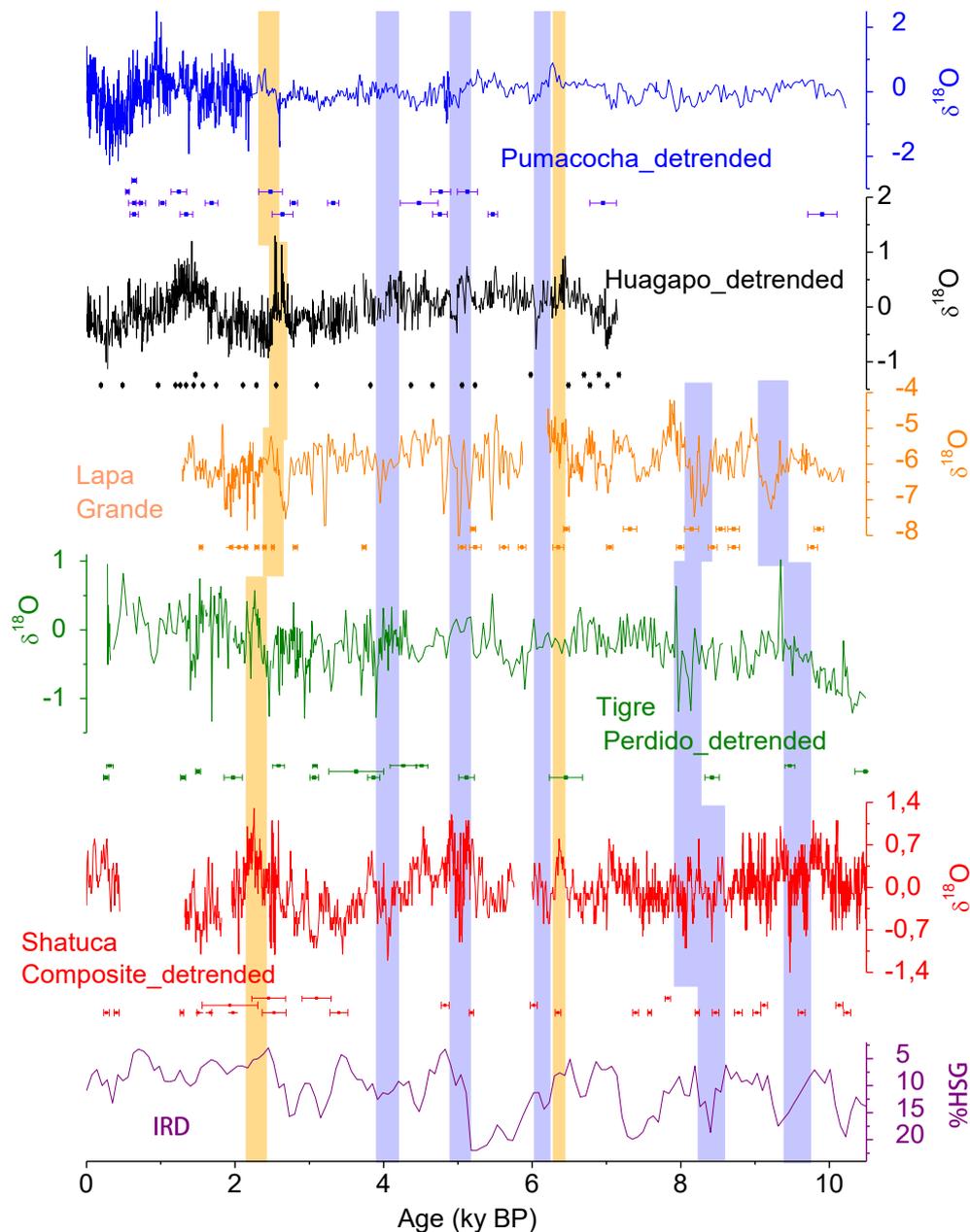
**A6. Figure 2.** a) Histogram indicating mean monthly precipitation (1964-2014) in meteorological stations located at mid-altitudes (1300-2500m asl) and lowlands (900-800m asl). b) Altitude profile and location of Shatuca “S”, Tigre Perdido “T” and Palestina “P” caves, in relation to the moisture transport direction. c) Mean annual precipitation from TRMM 2B31 satellite data (average from 1998-2009, in mm/yr). Shatuca (Tigre Perdido and Palestina) cave location is indicated with a red (yellow) triangle and meteorological stations are indicated with circles. Meteorological stations located at the drier mid-altitudes, as Shatuca cave, are represented by yellow circles (1 to 4) and at the wetter lowlands, as Tigre Perdido and Palestina caves, by green circles (5 to 7).



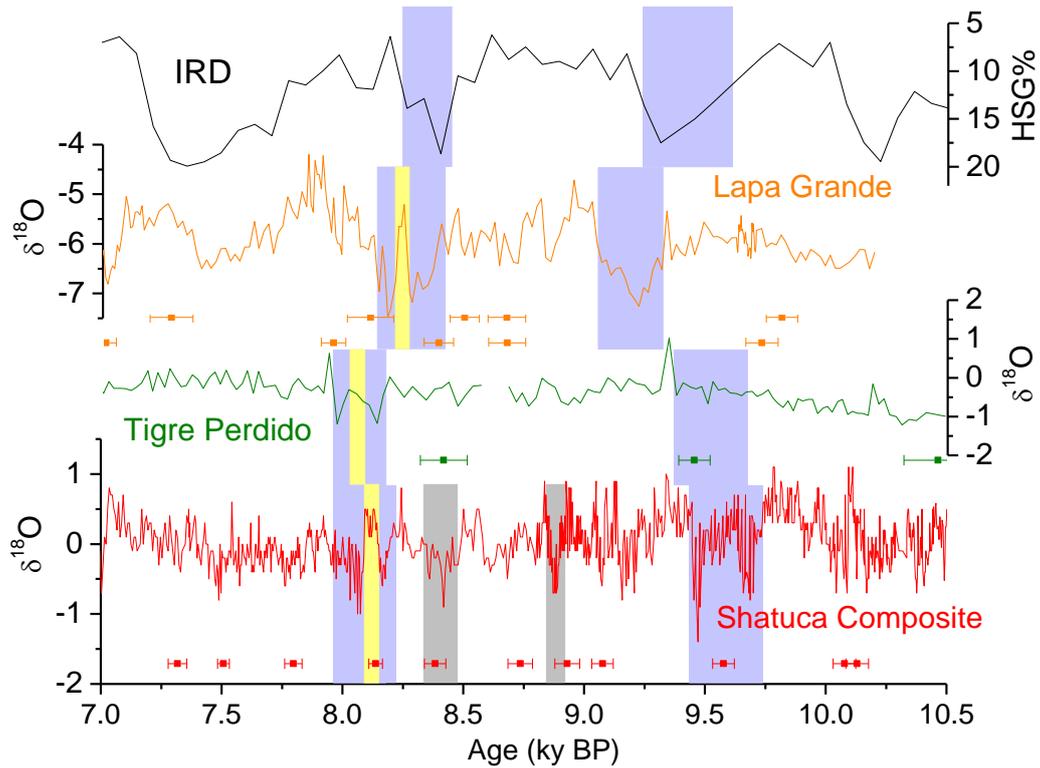
**A6. Figure 3.** Rainwater isotopic results obtained during the Palestina cave monitoring program. Daily rain (black filled bars), 15 days accumulated rain (black open bars) and rainwater isotopes (blue squares) in Palestina cave region (located in Rioja province). Note that scale for  $\delta^{18}\text{O}$  is reversed.



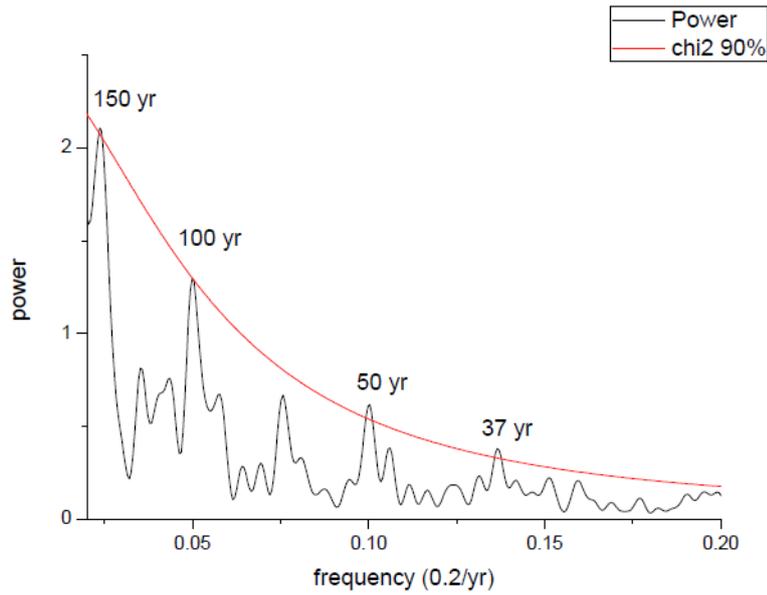
**A6. Figure 4.** Comparison between isotope records from the central and northeastern Peruvian Andes and the insolation trend (black line) for the month of February at 10°S (Berger and Loutre, 1991). Pumacocha lake (4300m asl) record in blue (Bird et al., 2011a) and Huagapo cave (3850m asl) record in black (Kanner et al., 2013) are situated in high altitude areas of central Peruvian Andes, while Shatuca cave (1960m asl) record in red (this study) and Tigre Perdido cave (1000m asl) record in green (van Breukelen et al., 2008) are located at lower altitude sites in northeastern Peruvian Andes. Ages and error bar for each record are also shown.



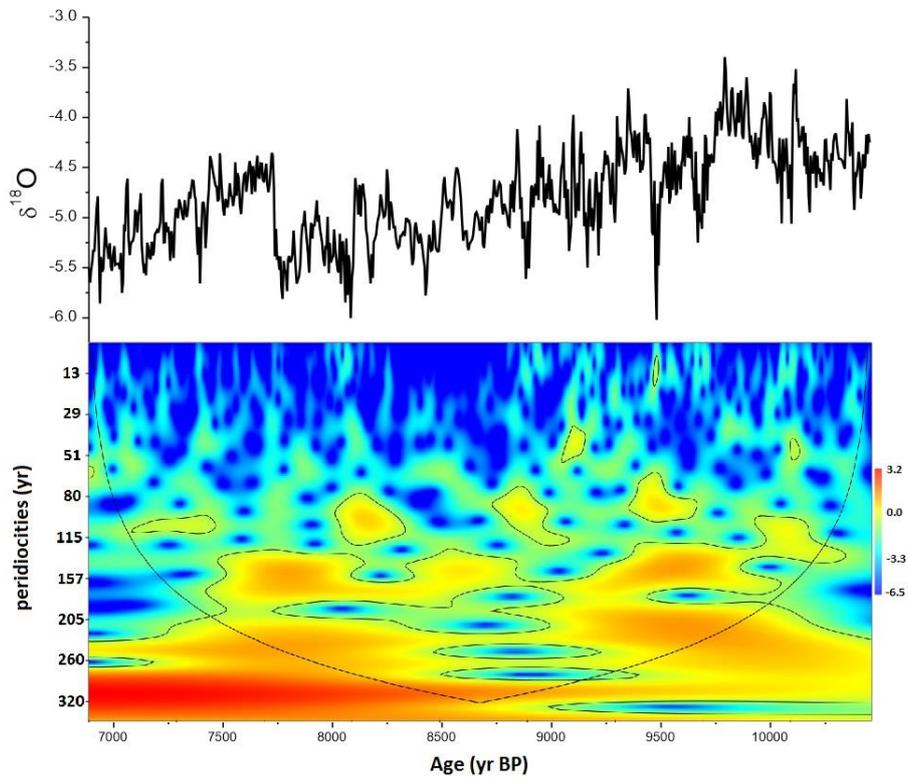
**A6. Figure 5.** Comparison between Holocene South American paleoprecipitation records and the Hematite stained grains record (HSG%) from the North Atlantic Ocean. Pumacocha lake detrended record in blue (Bird et al., 2011a), Huagapo cave detrended record in black (Kanner et al., 2013), Lapa Grande cave in orange (Strikis et al., 2011), Tigre Perdido cave detrended record in green (van Breukelen et al., 2008), Shatuca cave detrended record in red (this study) and the HSG% record in purple (Bond et al., 2001). Blue bars indicate wet events in Shatuca record, which are contemporaneous with wet conditions in other Andean records and with some Bond events in the North Atlantic. Orange bars indicate abrupt changes toward dry conditions in Shatuca record contemporaneous with dry events in other Andean records. Ages and error bars are shown for each record.



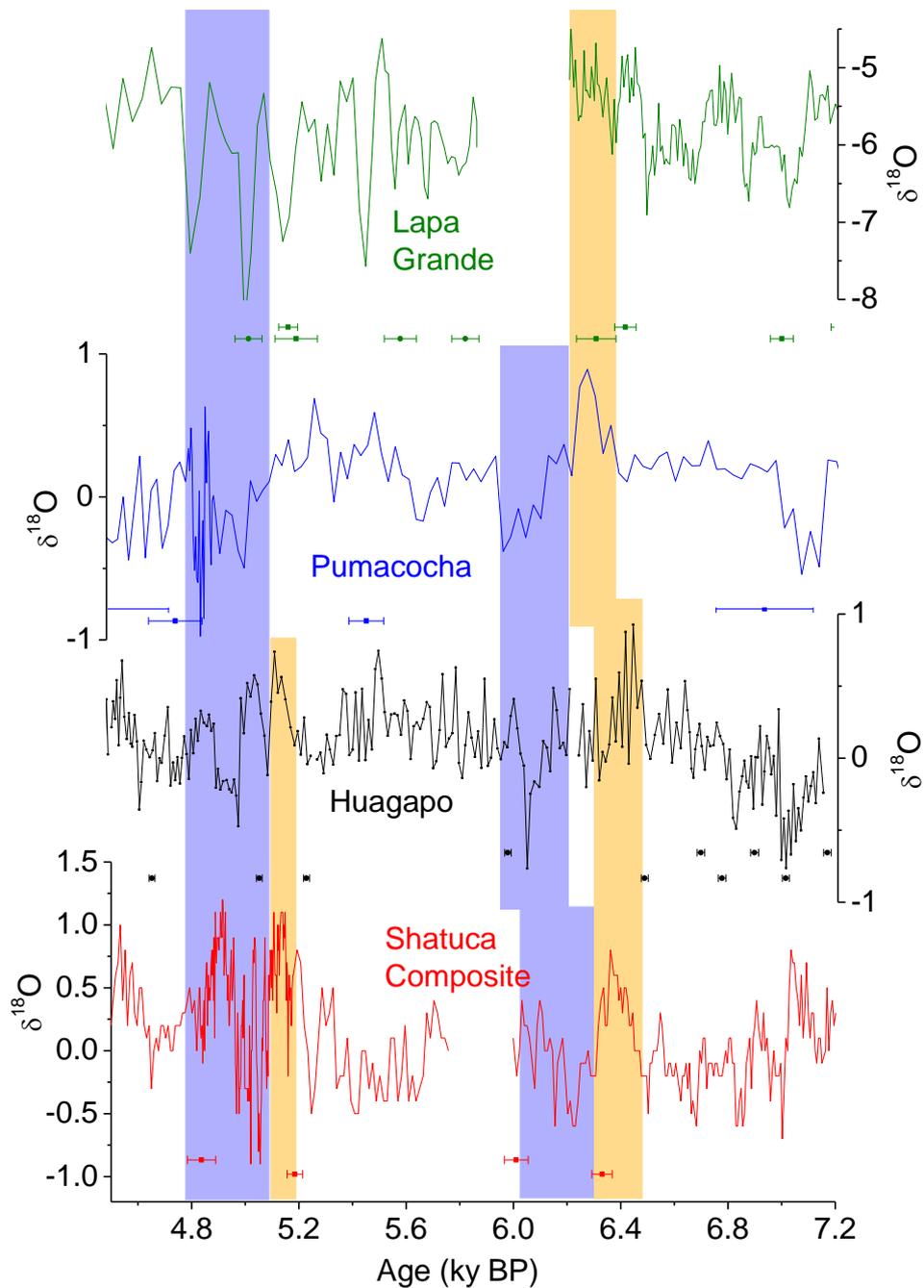
**A6. Figure 6.** Early Holocene comparison of high-resolution records from South America and the Hematite stained grains record (HSG%) from the North Atlantic Ocean. HSG% record of the Bond et al. (2001) shown in black, Shatuca composite\_detrended record shown in red (this study), Tigre Perdido\_detrended record in green (van Breukelen et al., 2008) and Lapa Grande\_detrended record shown in orange (Strikis et al., 2011). Blue bars indicate wet events which are synchronous with Bond events, and yellow bars indicate reversals to drier conditions within the wet events. Gray bars indicate periods of increased moisture with 100-yr cyclicity. Ages and error bars for each record are also shown.



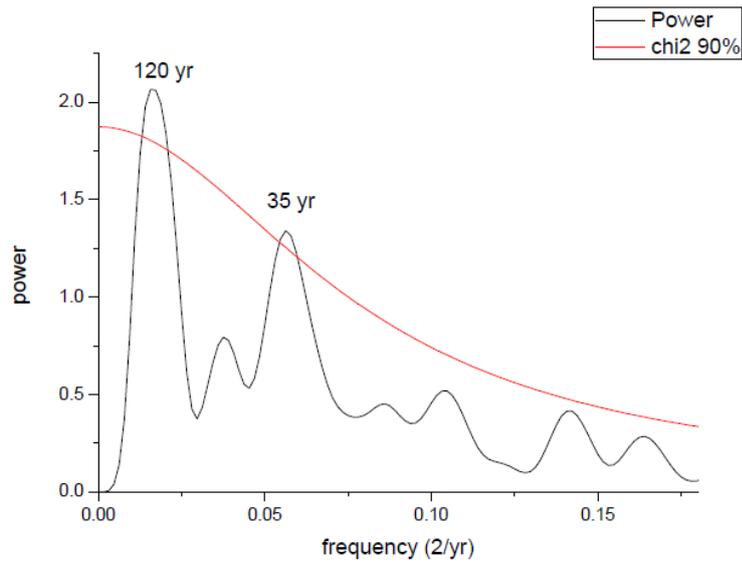
**A6. Figure 7.** Early Holocene spectral analysis (REDFIT) (Schulz and Mudelsee, 2002) performed by software PAST (Hammer et al., 2001) using Sha-2 sample (with Sha-3 covering the hiatus of Sha-2).



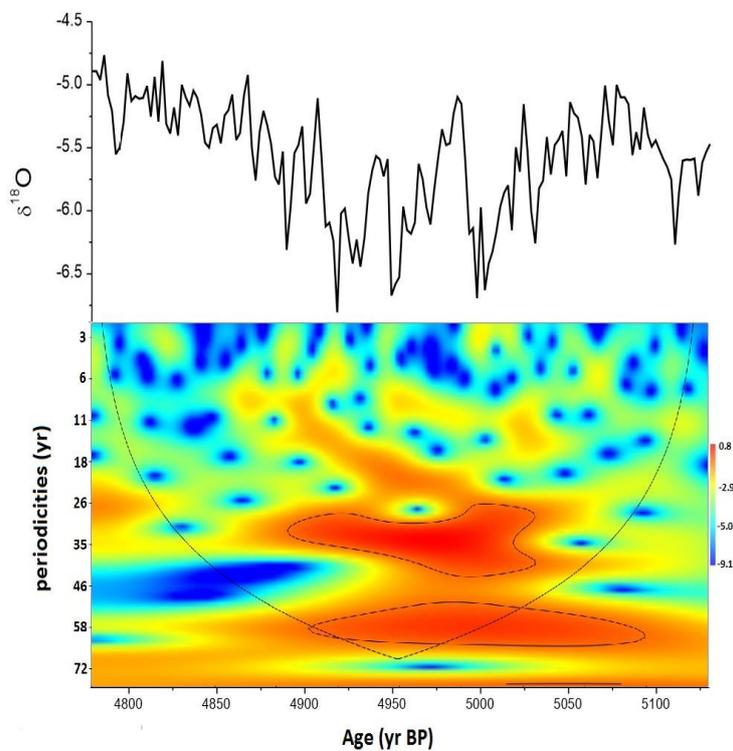
**A6. Figure 8.** Early Holocene wavelet analyses (Torrence and Compo, 1998) performed by software PAST (Hammer et al., 2001) using Sha-2 sample (with Sha-3 covering the hiatus of Sha-2).



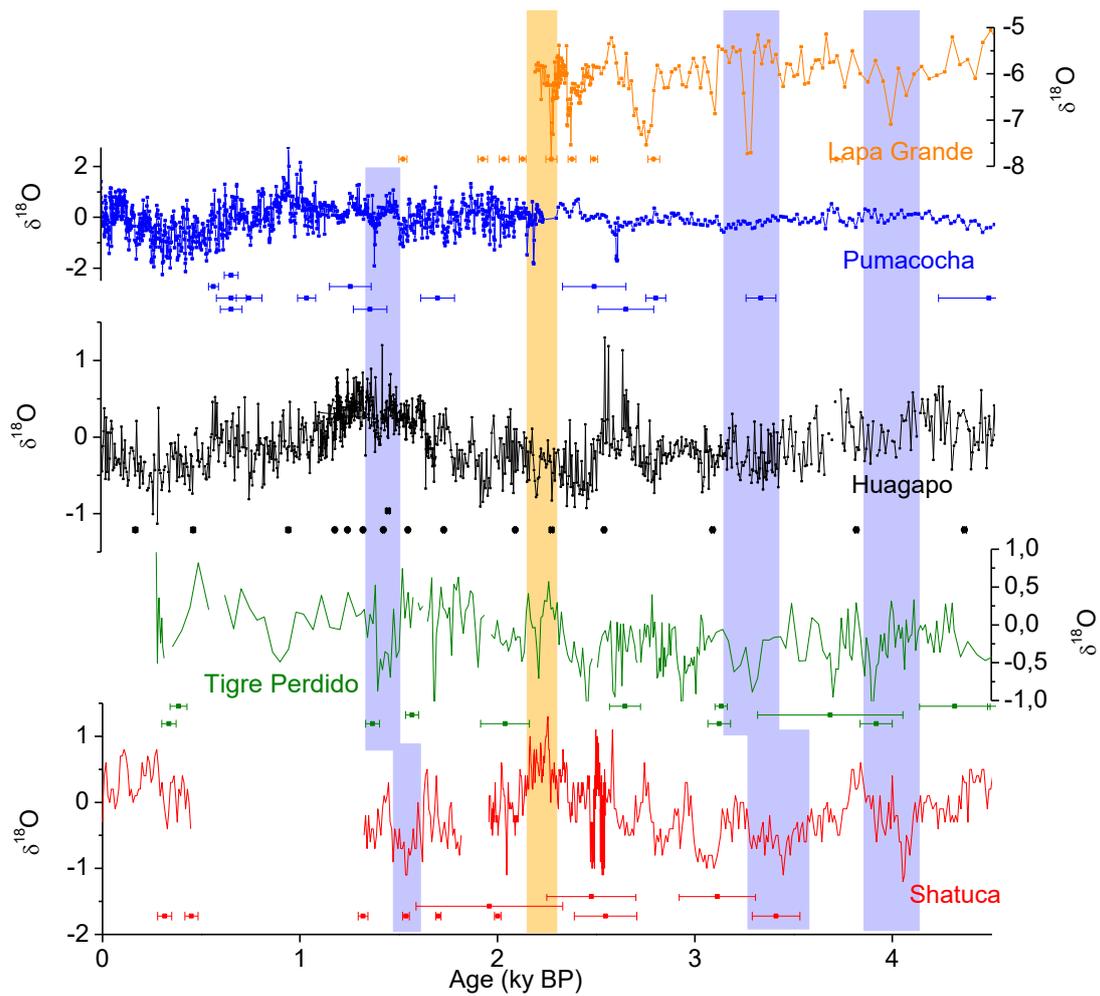
**A6. Figure 9.** Detailed comparison between South American high-resolution paleorecords from 7.2 to 4.5 ky BP: Lapa Grande cave in green (Strikis et al., 2011), Lake Pumacocha\_detrended in blue (Bird et al., 2011a), Huagapo cave\_detrended in black (Kanner et al., 2013), Shatuca cave\_detrended in red (this study). Blue bars indicate wet events, and orange bars indicate reversals to drier conditions within the wet events. Ages and its error bars for each record.



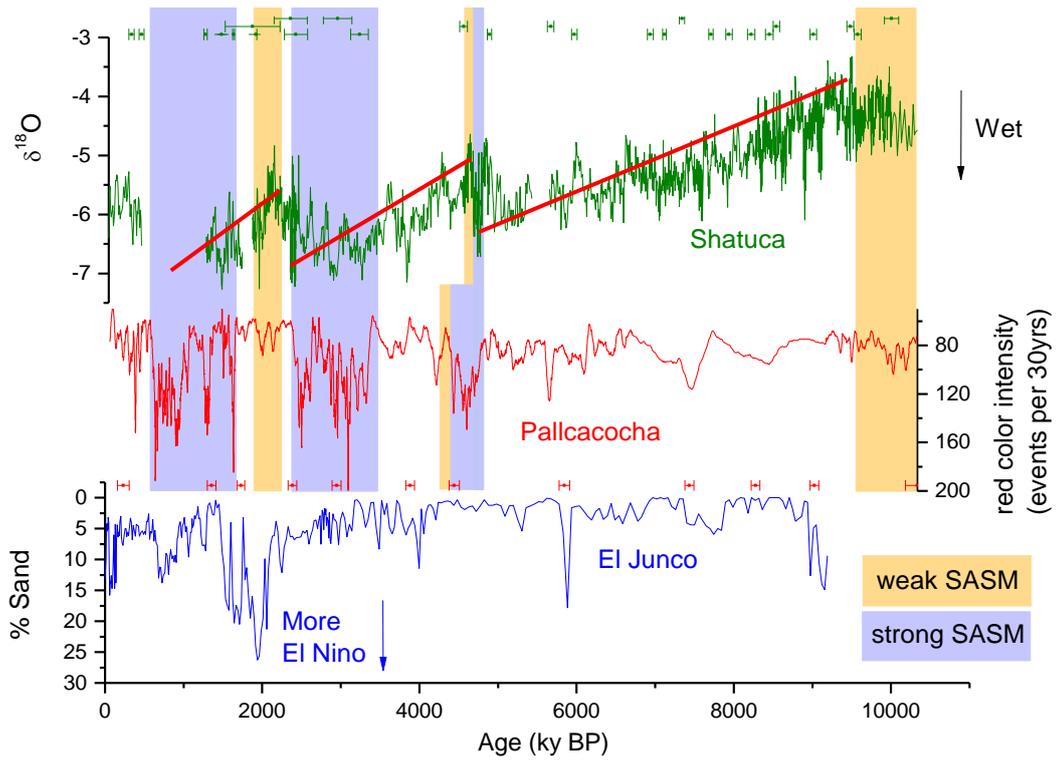
**A6. Figure 10.** Spectral analysis (REDFIT) (Schulz and Mudelsee, 2002) for the period between 5132-4780 years BP (with evidence in Bond 4), performed by software PAST (Hammer et al., 2001).



**A6. Figure 11.** Wavelet analyses (Torrence and Compo, 1998) for the period between 5132-4780 years BP (with evidence in Bond 4), performed by software PAST (Hammer et al., 2001).

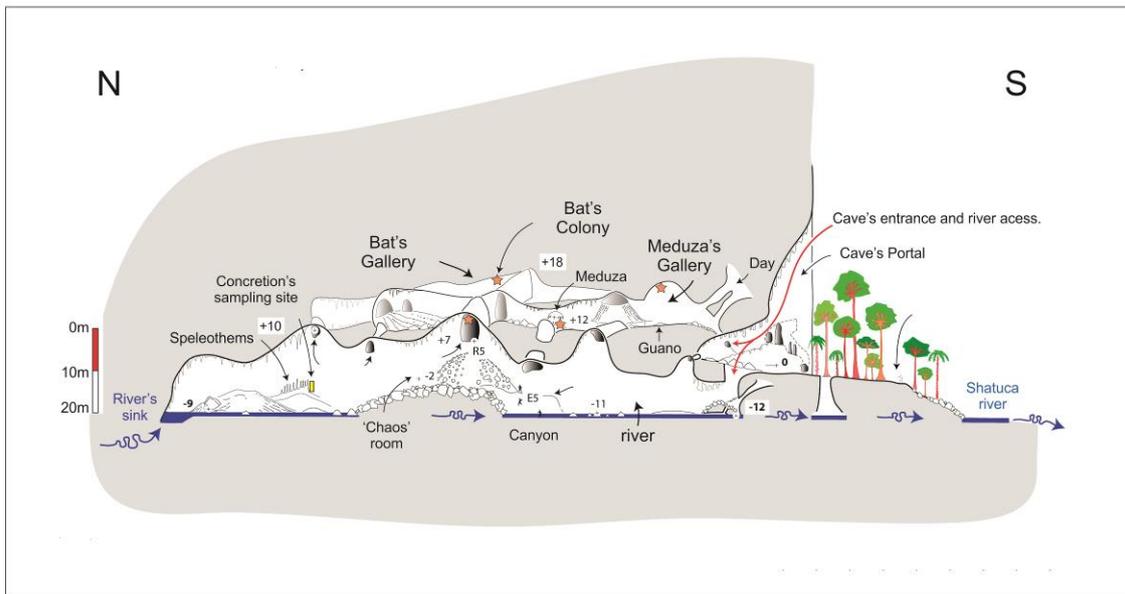


**A6. Figure 12.** Comparison between South American paleorecords during the late Holocene: Lapa Grande cave in orange (Strikis et al., 2011), Lake Pumacocha in blue (Bird et al., 201a), Huagapo cave in black (Kanner et al., 2013), Tigre Perdido cave record in green (van Breukelen et al., 2008) and Shatuca cave composite record in red (this study). Ages and its error bars for each record. Blue bars indicate wet events, and orange bars indicate reversals to drier conditions.



**A6. Figure 13.** Increasing monsoon precipitation in Shatuca record (green) through the Holocene, shown as a step process. In red, Pallcacocha lake record (Moy et al., 2002) and in blue El Junco lake record (Conroy et al., 2008).

**SUPPLEMENTARY MATERIAL**

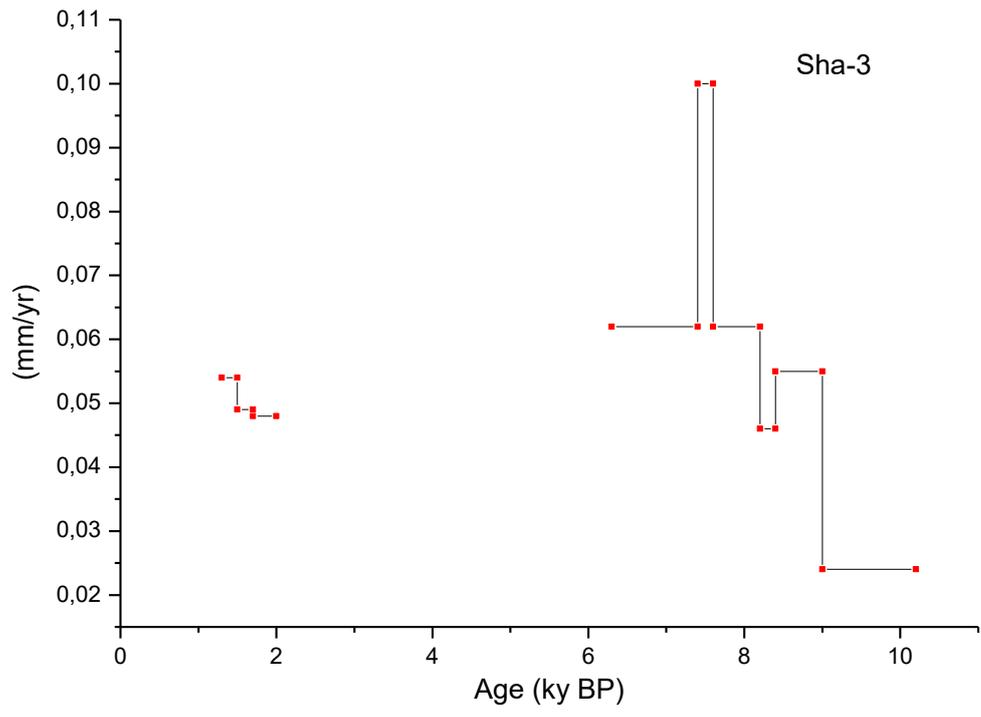
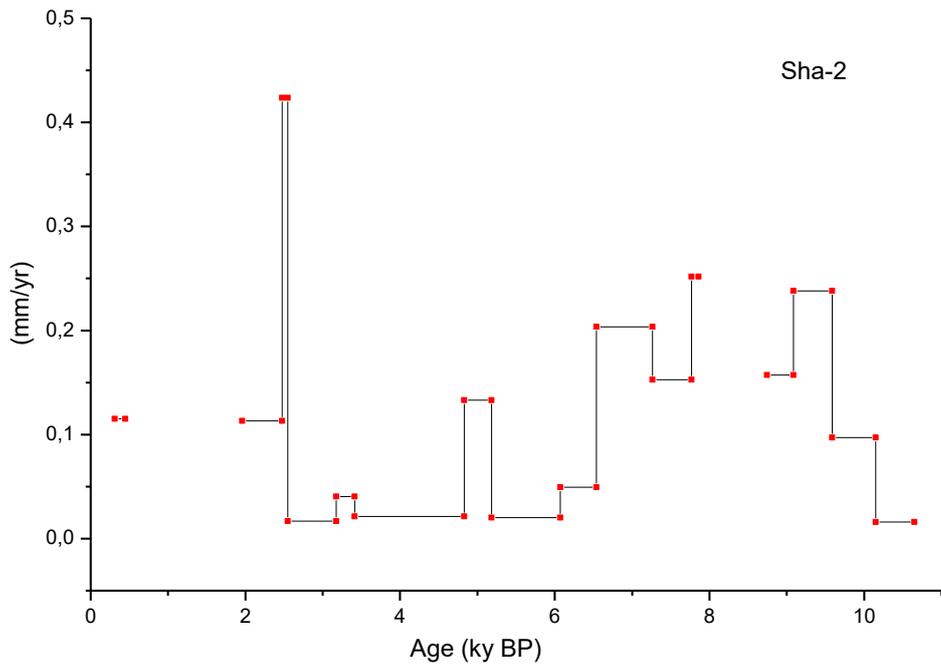


**A6. Figure S1.** Topographic map: Shatuca cave profile. Located in Yambrasbamba, Bongará province, Amazonas –Peru. Source: Bigot (2008)

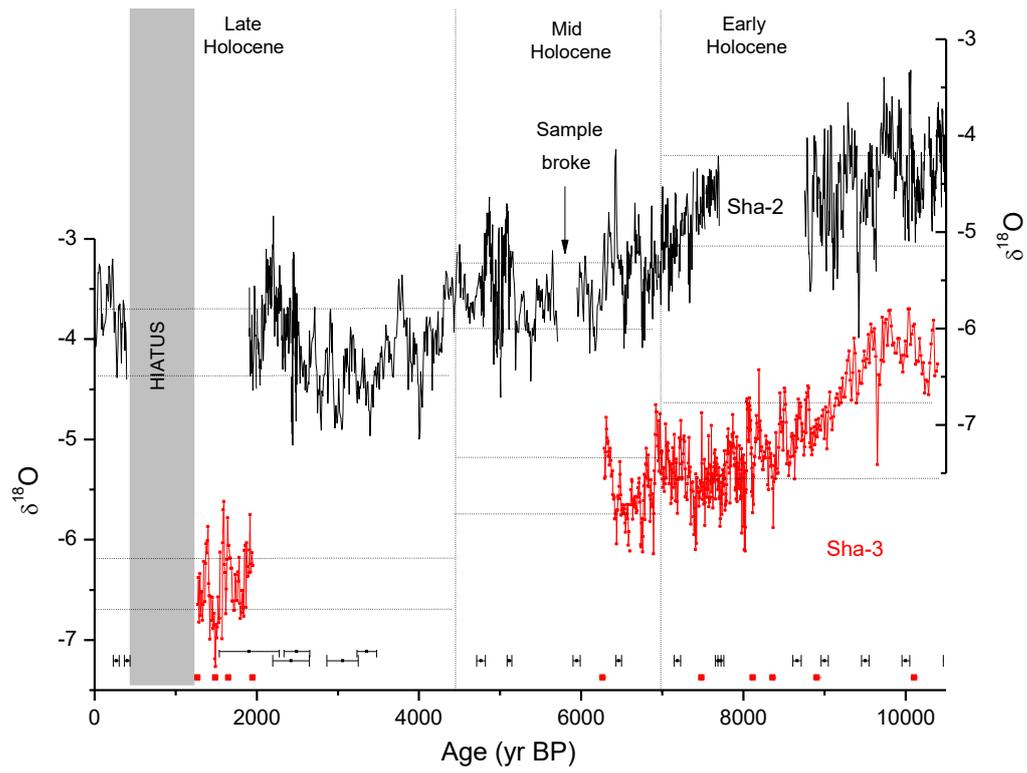
<sup>230</sup>Th dating results. The error is 2σ error.

Sample Number	<sup>238</sup> U (ppb)	<sup>232</sup> Th (ppt)	<sup>230</sup> Th / <sup>232</sup> Th (atomic x10 <sup>-6</sup> )	δ <sup>234</sup> U* (measured)	<sup>230</sup> Th / <sup>238</sup> U (activity)	<sup>230</sup> Th Age (yr) (uncorrected)	<sup>230</sup> Th Age (yr) (corrected)	δ <sup>234</sup> U <sub>initial</sub> (correct)	<sup>230</sup> Th Age (yr) (corrected)
<b>Espeleotema SHA 2</b>									
SHA2-1	68.6 ±0.1	1749 ±35	16 ±1	1062.9 ±2.5	0.0247 ±0.0007	1311 ±35	951 ±257	1066 ±3	893 ±257
SHA2-2	66.6 ±0.1	605 ±12	19 ±1	1061.9 ±3.1	0.0106 ±0.0005	560 ±29	431 ±95	1063 ±3	373 ±95
SHA2-3	73.5 ±0.1	186 ±4	44 ±3	1066.1 ±3.1	0.0067 ±0.0005	356 ±25	321 ±36	1067 ±3	263 ±36
SHA2-4	68.6 ±0.1	121 ±3	85 ±5	1065.3 ±2.6	0.0091 ±0.0005	481 ±29	457 ±34	1067 ±3	399 ±34
SHA2-5	68.7 ±0.1	2544 ±51	21 ±1	1056.7 ±3.4	0.0465 ±0.0006	2491 ±35	1967 ±372	1063 ±4	1909 ±372
SHA2-6	59.1 ±0.1	4296 ±86	25 ±1	1039.1 ±2.9	0.1085 ±0.0007	5936 ±43	4902 ±733	1054 ±4	4844 ±733
SHA2-7	69.4 ±0.1	1557 ±31	38 ±1	1056.7 ±3.1	0.0523 ±0.0006	2802 ±32	2485 ±226	1064 ±3	2427 ±226
SHA2-8	96.3 ±0.1	1506 ±30	54 ±1	1048.3 ±2.8	0.0516 ±0.0004	2779 ±24	2557 ±159	1056 ±3	2499 ±159
sha-2a-9mm	117.8 ±0.2	2246 ±45	55 ±1	1042.4 ±3.2	0.0639 ±0.0005	3458 ±28	3187 ±194	1052 ±3	3124 ±194
SHA2-9	98.9 ±0.1	1161 ±23	93 ±2	1039.3 ±2.7	0.0662 ±0.0005	3589 ±26	3422 ±121	1049 ±3	3364 ±121
SHA2-10	110.1 ±0.1	508 ±10	317 ±7	1009.7 ±2.6	0.0887 ±0.0005	4905 ±26	4838 ±54	1024 ±3	4780 ±54
SHA2-11	133.7 ±0.2	183 ±4	1130 ±23	1004.1 ±3.3	0.0938 ±0.0004	5209 ±26	5190 ±29	1019 ±3	5132 ±29
sha-2a-4mm	91.7 ±0.1	242 ±5	685 ±15	996.1 ±2.2	0.1095 ±0.0006	6124 ±36	6086 ±45	1013 ±2	6023 ±45
SHA2-12	104.3 ±0.1	241 ±5	835 ±17	992.6 ±2.7	0.1172 ±0.0004	6578 ±26	6545 ±35	1011 ±3	6487 ±35
SHA2-14	110.1 ±0.2	154 ±3	1526 ±32	987.2 ±3.0	0.1292 ±0.0006	7291 ±37	7271 ±40	1008 ±3	7213 ±40
SHA2-16	117.5 ±0.1	146 ±3	1828 ±38	985.1 ±1.9	0.1377 ±0.0005	7793 ±32	7775 ±34	1007 ±2	7717 ±34
sha-2c-14mm	119.8 ±0.1	139 ±3	1976 ±43	984.0 ±2.4	0.1392 ±0.0006	7890 ±34	7873 ±36	1006 ±2	7810 ±36
SHA2-17	75.0 ±0.1	173 ±4	1109 ±23	987.1 ±2.4	0.1548 ±0.0007	8786 ±45	8752 ±51	1012 ±3	8694 ±51
SHA2-18	109.8 ±0.2	253 ±5	1147 ±23	984.7 ±2.8	0.1604 ±0.0006	9128 ±38	9094 ±44	1010 ±3	9036 ±44
SHA2-20	106.0 ±0.2	181 ±4	1631 ±34	985.6 ±2.7	0.1688 ±0.0007	9621 ±42	9597 ±45	1013 ±3	9539 ±45
sha-2c-48mm	113.6 ±0.1	183 ±4	1827 ±39	992.2 ±2.4	0.1789 ±0.0007	10186 ±44	10162 ±47	1021 ±2	10099 ±47
SHA2-22	41.8 ±0.0	317 ±6	411 ±9	993.0 ±2.1	0.1888 ±0.0009	10769 ±57	10660 ±96	1023 ±2	10602 ±96
<b>Espeleotema SHA 3</b>									
SHA3-1	188.9 ±1.2	324 ±7	248 ±5	1095.7 ±16.5	0.0258 ±0.0003	1350 ±18	1327 ±25	1100 ±17	1269 ±25
SHA3-2	181.0 ±0.3	148 ±3	596 ±14	1090.8 ±3.1	0.0297 ±0.0003	1556 ±15	1545 ±17	1096 ±3	1487 ±17
SHA3-3	199.6 ±0.3	89 ±2	1209 ±27	1084.8 ±2.6	0.0326 ±0.0002	1715 ±13	1709 ±14	1090 ±3	1651 ±14
SHA3-4	202.3 ±0.3	216 ±4	598 ±13	1101.8 ±2.8	0.0387 ±0.0002	2025 ±12	2010 ±16	1108 ±3	1952 ±16
SHA3-5	113.5 ±0.1	269 ±5	803 ±17	1026.9 ±2.9	0.1157 ±0.0005	6380 ±30	6346 ±39	1045 ±3	6288 ±39
SHA3-6	155 ±0	2110 ±42	159.4 ±3.3	1059.4 ±2.7	0.1315 ±0.0006	7156 ±35	6965 ±139	1080 ±3	6903 ±139
SHA3-7	135 ±0	163 ±3	1847.1 ±40.3	1056.2 ±2.1	0.1356 ±0.0006	7395 ±37	7379 ±39	1078 ±2	7317 ±39
SHA3-8	142.8 ±0.2	51 ±1	6371 ±142	1061.7 ±2.8	0.1391 ±0.0004	7574 ±25	7569 ±25	1085 ±3	7511 ±25
SHA3-9	80.9 ±0.1	40 ±1	1785 ±44	2940.9 ±5.0	0.0531 ±0.0004	1477 ±12	1474 ±13	2953 ±5	1416 ±13
SHA3-10	142.7 ±0.1	159 ±3	2239 ±46	1076.8 ±2.1	0.1517 ±0.0004	8218 ±26	8202 ±29	1102 ±2	8144 ±29
SHA3-11	138.0 ±0.1	419 ±8	851 ±17	1080.7 ±2.0	0.1568 ±0.0006	8491 ±33	8449 ±44	1107 ±2	8391 ±44
SHA3-12	126.3 ±0.1	545 ±11	636 ±13	1072.0 ±2.4	0.1662 ±0.0005	9058 ±30	8998 ±52	1100 ±2	8940 ±52
SHA3-13	211.5 ±0.3	704 ±14	921 ±19	1058.9 ±3.0	0.1861 ±0.0005	10248 ±34	10202 ±47	1090 ±3	10144 ±47
* δ <sup>234</sup> U = (( <sup>234</sup> U/ <sup>238</sup> U) <sub>activity</sub> - 1) x 1000. ** δ <sup>234</sup> U <sub>initial</sub> was calculated based on <sup>230</sup> Th age (T), i.e., δ <sup>234</sup> U <sub>initial</sub> = δ <sup>234</sup> U <sub>measured</sub> x e <sup>234λT</sup> .									
Corrected <sup>230</sup> Th ages assume the initial <sup>230</sup> Th/ <sup>232</sup> Th atomic ratio of 4.4 ±2.2 x10 <sup>-6</sup> . Those are the values for a material at secular equilibrium, with the bulk earth <sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.									
Lines in red, indicate those Ages that were not used due to higher error									
* THE RESULTS OF THESE TWO SAMPLES (128mm and 160mm) ARE QUESTIONABLE FOR THEY WERE MIXED DURING WEIGHING									

**A6. Table S1. U/Th ages for samples Sha-2 and Sha-3.**



A6. Figure S2. Growth rate of samples Sha-2 and Sha-3.



**A6. Figure S3.** Isotopic record for Shatuca cave samples: Sha-2 in black and sample Sha-3 in red. The U/Th ages, are located in the bottom part of the graphic, black for Sha-2 and red for Sha-3.

## ANEXO 7.

*“Orbital to millennial changes in monsoon precipitation in western Amazon from the last  
Glacial to the Holocene from speleothem isotope records”*

**Orbital to millennial changes in monsoon precipitation in western Amazon from the last Glacial to the Holocene from speleothem isotope records**

**M.G. Bustamante Rosell<sup>1,2</sup>, F.W. Cruz<sup>1,2</sup>, A. Sifeddine<sup>2,4</sup>, H. Cheng<sup>5,6</sup>, J. Apaèstegui<sup>2,3</sup>, M. Vuille<sup>7</sup>, N. Strikis<sup>1</sup>, J.S. Moquet<sup>1</sup>, L. XiangLei<sup>4</sup>, J.L. Guyot<sup>4</sup>, R.L. Edwards<sup>6</sup>.**

**bustamanterosell@gmail.com**

**1- Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências-Rua do Lago 562, CEP: 05508-080, São Paulo- Brazil.**

**2- LMI PALEOTRACES (IRD, UPMC, UFF, Uantof, UPCH), Departamento de Geoquímica- Univ. Federal Fluminense, Niteroi-RJ, Brasil.**

**3- Instituto Geofísico del Perú, IGP, Lima- Perú.**

**4- GET, HYBAM (IRD-CNRS-UPS Toulouse), IRD, Lima-Peru.**

**5- Institute of Global Environmental Change, Xi'an Jiaotong University, Xi'an 710049, China.**

**6- Department of Earth Sciences, University of Minnesota, Minneapolis, MN 55455, USA.**

**7- Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany (SUNY), Albany, NY 12222, USA.**

**Abstract**

Three well-dated  $\delta^{18}\text{O}$ -speleothem records were collected from Shatuca cave, situated on the northeastern flank of the Peruvian Andes (1960m asl) to reconstruct high-resolution changes in precipitation, during the last 38 ky BP. The record suggests that moisture conditions remained under similar ranges during the last Glacial and Holocene periods, and that a similar amplitude change ( $\sim 3.5\%$ ) occurred through the Deglacial and Holocene periods, toward drier and wetter conditions, respectively.

Moreover, precipitation seems to be modulated by the precession cycle only since 11 ky BP but not before, and moisture conditions during the Last Glacial Maximum (LGM) were similar to the ones of the late Holocene. Some of the lowest isotopic values, at Shatuca site, occurred during the late Holocene, when the Austral Summer Insolation (ASI) was at its maximum; whereas the most enriched values occurred during the early Holocene, when the ASI was at its minimum. The Shatuca speleothem record shows a higher number of dry episodes than at highlands, some of them never reported before in Andean regions, such as the one logged at 16.2 ky BP. For instance, some of these episodes were also present in previous lowland records

from northeastern Peruvian Andes, although these were fewer and not as intense as in midlands. Moreover, these dry episodes were not necessarily related to Greenland interstadials (GI), instead we found that some of them were related to dry events in the Cariaco basin, particularly clear for the 16.2 ky BP event.

Keywords: South American Summer Monsoon, Northeastern Peruvian Andes, Stable Isotopes, Last Glacial Period, Dansgaard Oeschger cycle, Heinrich event

## **1. Introduction**

Estimating how the Amazon forest and its biodiversity could be threatened on the next decades due to the current climate change, have generated a great deal of debate among scientists that is far from solved. To this aim it is important to improve our knowledge of previous climate changes on the tropics and understand how vegetation was affected through these changes.

A general consensus exists about a much colder tropical South America during the Last Glacial Maximum (LGM, globally defined between 24-18 ky BP), however, the moisture conditions which are extremely important for the maintenance of the Amazon forest remain a matter of debate in part due to the paucity of the paleoclimatic reconstructions (Sylvestre, 2009).

Several paleorecords show that the LGM occurred earlier in the tropical Andes, between 30-26 ky BP (Zech et al., 2009), and that conditions were wetter than today's (Wirmann et al., 1992; Ybert, 1992; Thompson et al., 1998; Sylvestre et al., 1998; Baker et al., 2001a, b; Sylvestre, 2002; Ramirez et al., 2003; Placzek et al., 2006; Sylvestre, 2009; Kanner et al., 2012; Mosblech et al., 2012; Cheng et al., 2013a; Fornace et al., 2014). In contrast, models (Cook and Vizy, 2006; Vizy and Cook, 2005, 2007) suggest a substantial reduction of the rainforest coverage, while palynological records from the Amazon basin, reveal a more complex pattern (Sylvestre, 2009), in part due to conflicting discussions concerning the interpretation of the pollen spectra (Mayle et al., 2009).

Nowadays, precipitation over the Amazon and eastern Andean flanks depends on the moisture transported by the trade winds from the Atlantic Ocean (Vuille and Werner, 2005; Garreaud et al., 2009). During austral summer, an intensification of the northeasterly trade winds occurs and higher amounts of moisture are transported from the Atlantic Ocean through the Amazon forest until the Andes where it veers to southeast, flowing along the eastern Andean slopes until the region of El Chaco and southeast Brazil. This intensification of moisture transport into the Amazon basin is known as the South American Summer Monsoon (SASM).

Given that the SASM is the source of moisture for both the Amazon and the tropical Andes, understanding how wet conditions prevailed in the Andes while drier conditions coexisted in the Amazon forest, as suggested by previous paleorecords, is considered to be a paradox (Sylvestre, 2009). Some studies have attempted to solve this paradox, for example, Cheng et al. (2013a) suggested that western Amazon was wet due to the transport of evaporated water vapor from a drier eastern Amazon (Absy et al., 1991; Sifeddine et al., 1994; 2004; Behling, 2002). However, the eastern dryness is still under debate (Auler and Smart, 2001; Wang et al., 2004; Sylvestre, 2009).

Montane forests are located at the foothills of the Andes, in the supposedly transition zone between the dry (wet) LGM conditions of the Amazon Basin (Andes), and hence precipitation proxies at this region could provide insights on the mechanisms that generated a drier Amazon and wetter Andes, or at least could tell us where was the division line, in terms of altitude, for these wet and dry conditions. Previous palynological studies from montane forests have studied the downslope or upslope advance/retraction of this western edge of the Amazon forest (Hansen and Rodbell, 1995; Bush et al., 2004; Bush et al., 2005; Urrego et al., 2005; Hillyer et al., 2009; Urrego et al., 2009), and usually consider temperature as the principal cause for vegetation change (Mayle et al., 2009). On the other side, the studies that have discussed past moisture changes tend to suggest that during the LGM conditions were sufficiently wet to maintain montane forests, although with different taxa due to the cooler conditions.

The SASM variability depends strongly on the position of the Atlantic Intertropical Convergence Zone (ITCZ) which is impacted by different climate forcing mechanisms, such as insolation precession cycle (Clement et al., 2004; Cruz et al., 2005; Wang et al., 2006) and land/sea-ice coverage in the northern Hemisphere (Chiang et al., 2003; Chiang and Bitz, 2005).

On orbital timescales, the global paleomonsoon notion was proposed, given that several paleorecords from tropical areas affected by monsoons show an antiphased precipitation pattern between northern and southern Hemispheres, similar to what occurs nowadays on seasonal timescales (Wang et al., 2008). For this, robust evidence has been presented by speleothems from the SASM and Asian Summer Monsoon (ASM) areas (Cheng et al., 2012). However, recent studies suggest that this antiphased correlation between northern and southern tropics had a more complex pattern in South America; and that there is not such an antiphased correlation between the ASM and the SASM, from 45 to 17 ky BP, at the southern Equadorian Andes (Mosblech et al., 2012), during MIS 2-4 in northern Peruvian Andes (Cheng et al., 2013a), and from 60 to 17 ky BP, in the southern Peruvian Andes (Fornace et al., 2014).

For the last Glacial period, it has been discussed that the buildup of large ice sheets in the northern Hemisphere generates glacial boundary conditions that seem to have exerted a stronger

control over the SASM dynamics, than the insolation forcing during MIS 2-4 (Cruz et al., 2007; Fornace et al., 2014). Melting icebergs at periods of more pronounced ice buildup during the last glaciations, would have caused a strengthening of the Azores high in the subtropical North Atlantic (Naughton et al., 2009), generating increased northeast trade winds and hence, a southward displacement of the ITCZ (Chiang et al., 2003; Clement et al., 2004; Chiang and Bitz, 2005). This has been corroborated by paleoproxy records from tropical monsoon regions that show that tropical precipitation had an inter-hemispheric anti-phased relationship on a wide range of timescales (Peterson et al. 2000; Wang et al. 2004; Cruz et al., 2007; Cheng et al., 2012). Associated to a more southern position of the Atlantic ITCZ there is an increase in SASM moisture transport to the Amazon and Andean regions (Vuille et al., 2012; Fornace et al., 2014).

On the other side, Cheng et al. (2013a) demonstrated that while precipitation over eastern Amazon was always antiphased with the Northern Hemisphere monsoons, this was not the case for the western Amazon. Moreover, they noted that during (MIS 2-4 and 6) the western Amazon precipitation did not seem to be controlled by the austral summer insolation (ASI), but instead by orbital ENSO mean state variability (Zebiak and Cane model, Clement et al. (1999)). Given that nowadays El Niño strengthens the wet/dry conditions in eastern Amazonia and buffers the wet/dry conditions in western Amazonia, the authors suggested that strong El Niño-like conditions during these low sea-level conditions (MIS 2-4 and 6) could have buffered (strengthened) the moisture conditions on the western (eastern) Amazon. Thus, generating to some extent an antiphased (in-phase) precipitation pattern between eastern and western Amazon during the MIS 2-4 and 6 (MIS 1, 5 and 7) periods. However, they left open the possibility of more complex glacial boundary conditions on South America (Clement et al., 2004).

At millennial timescales, Greenland ice cores (Dansgaard et al., 1984; Johnsen et al., 1992; Alley et al., 1993; Stuiver and Grootes, 2000) and North Atlantic sediments (Bard et al., 2000; Shackleton et al., 2000) suggest that during the last Glacial and Deglacial periods, abrupt temperature fluctuations occurred at these northern high latitudes, known as Dansgaard-Oeschger cycles (D-O). During these cycles the transition to warmer (colder) temperatures was more abrupt (gradual), over a few years or decades. The cold periods of these cycles are known as Greenland stadials (GS) and warmer intervals are known as Greenland interstadials (GI) (Rasmussen et al., 2014). These cycles also seem to have caused latitudinal shifts of the ITCZ (Clement et al., 2004), affecting SASM intensity (Cheng et al., 2012).

In contrast, the Antarctic counterparts (Jouzel et al., 2007) of these temperature abrupt shifts occurred over hundreds to thousands of years and hence were more gradual than those in Greenland (Blunier and Brook, 2001), probably due to the heat capacity of the Southern Ocean

(Barker et al., 2009). Moreover, ice core records from the Antarctic Atlantic sector reveal an antiphased behavior during stadials and interstadials between Greenland and Antarctica, which has led to the notion of a bipolar seesaw (EPICA, 2006). It has been suggested that a desintensification of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) could lead to this seesaw (Crowley, 1992; Broecker, 1998) by decreasing the heat transport from the tropics to the northern high latitudes, this would generate cooler (warmer) North Atlantic (South Atlantic) SSTs and hence cooler (warmer) surface air temperatures at the North Atlantic (South Atlantic). This teleconnection between the North and South Atlantic sectors could take only a few decades (Vellinga and Wood, 2002).

Models suggest that these cold stadial conditions in the northern high latitudes, would lead to a southward displacement of the ITCZ, generating a change in the meridional moisture transport with intense ascending air masses in southern low latitudes and increased subsidence in the northern subtropics (Clement et al., 2004; Chiang and Bitz, 2005). This hypothesis would explain why drying is observed in the northern tropics (such as in Cariaco Basin record), while southeastern Brazil (Cruz et al., 2005) and previous Andean records reveal enhanced SASM during the Greenland stadials (GS) and Heinrich events (H) at a range of altitudes (Fritz et al., 2010; Kanner et al., 2012; Mosblech et al., 2012; Cheng et al., 2013a).

A remarkable correlation between the Andes moisture conditions and the D-O cycles of the North Greenland Ice Core Project (NGRIP) record was found in the high-resolution record of Papahuacain cave located at 3800m asl in central Peruvian Andes (Kanner et al., 2012) and in the records of Condor and Diamante caves (Cheng et al., 2013a) located at lowlands in northeastern Peruvian Andes. However, recent studies suggest that some features of the D-O cycles were to some extent influenced by Antarctic climate changes during the last Glacial (Kanner et al., 2012) and Deglacial periods (Baker et al., 2001b; Ramirez et al., 2003; Vimeux et al., 2005). Recently, Deplazes et al. (2013) found that the tropics (directly influenced by the ITCZ position) show a more variable response to the North Atlantic cooling than to the Greenland temperature records. The authors suggest that the NGRIP record is not a good template to identify D-O cycles in the tropical climate, given that hydroclimatic variability in the tropics seem to be more correlated with northern Hemisphere mid-latitude temperature variations, while the Greenland temperature variations seem to be primarily driven by the North Atlantic system- in particular sea ice extent.

In South America, there is a debate on whether the Deglacial pattern in the Andes resembles the Antarctic Deglacial progression, as shown by the Illimani and Huascarán ice core records (Ramirez et al., 2003; Thompson et al., 1995), or to a Greenland Deglacial progression, as suggested by the Sajama ice core, that has an structure that is more similar to the cold YD of

Greenland. Moreover, a higher influence of the Pacific Ocean on Illimani has also been suggested (Vimeux, 2009). More high-resolution records could help to understand which pole was the driver of deglaciation in the Andes and in which degree the Pacific Ocean influenced the Deglacial pattern over the Andes region (Vimeux et al., 2005; Vimeux, 2009).

Fundamental questions remain about the paleoprecipitation changes over tropical Andes, on a spatio-temporal scale, considering the different altitudes, latitudes and topographic conditions that determine different climates over the Andes today and the paleoclimate from interannual to orbital timescales. We present a 38 ky- $\delta^{18}\text{O}$  record from three speleothems collected at the eastern flanks of the Andes from a mid-altitude cave (“Shatuca cave”) that covers the last Glacial, Deglacial and Holocene periods with a 7-yr -resolution, the highest resolution existent to date for the Deglacial period over the Andean region.

Shatuca cave is located in a montane forest region, a region that is considered as a biodiversity hot spot (Myers et al., 2000). This special location of Shatuca cave, make it an ideal isotopic record for the study of the paleoprecipitation variability driven by the SASM intensification and ITCZ displacements at the western edges of the Amazon forest.

## **2. Study site and Local Climate conditions**

Speleothems were collected from Shatuca cave (5.70°S; 77.90°W), located at 1960m asl in the northeastern Peruvian Andes (Fig. 1), in a Triassic–Jurassic limestone–dolomitic formation (Cobbing et al., 1981). The cave was mapped by the GSBM–ECA team (Bigot, 2008), it is 670m long -on a south-north axis- and its active and fossil galleries have a total vertical extent of 30m (Fig. S1. in Supp. Mat.).

Rainfall measurements of the last 5 decades (Peruvian Meteorological Service, SENAMHI, 1964-2014) from different rain gauge stations, located near Shatuca site, show a bimodal precipitation regime that is related to the passage of the ITCZ across the equator that occurs in this region. About 85% of the annual rainfall occurs between September and May mostly as part of the SASM and the other 15% is related to residual equatorial rainfall.

As altitude increases in the Andes, the rainfall amount diminishes, and lands between ~800-900m asl are wetter (~1600mm/yr) than those lands between ~1300-2500m asl (~855mm/yr) (Fig. 2a.). However, the Andes topography generates a complex rainfall distribution, and depending on the exposure to the moisture coming from the Amazon, drier and wetter slopes may occur face to face in the same valley (Fig 2b,c). Images from the TRMM2B31 satellite (Bookhagen and Strecker, 2008), show that Shatuca cave is in a drier location than its surroundings (Fig. 2b), probably due to mountain protection from the transported moisture (Fig. 2c).

The northeastern Andes are directly affected by the northeast trade winds that transport moisture from the tropical North Atlantic to the Amazon basin. It is at this point that the trade winds veer southeast due to the blocking effect of the Andes and generate a Low Level Jet (LLJ) that transports moisture from the Amazon to the La Plata Basin (Nogués-Paegle, 1998). During the austral wet season this transport is enhanced, and the preferential pathway of the LLJ is located more to the west (Poveda et al., 2014). At interannual timescales the last extreme-El Niño events (1982-83, 1991-92 and 1997-98) were related to an enhancement of the LLJ and to extreme droughts in the northwestern Amazon (including northeastern Andes), while the strongest floods occurred during the last extreme-La Niña events (1970-71, 1973-74, 1975-76, 1988-89) due to a weakening of the LLJ (Marengo and Nobre, 2001; Nogués-Paegle and Mo, 2002; Vuille et al., 2003; Bradley et al., 2003; Garreaud et al., 2003, 2009; Marengo, 2009; Grimm, 2011; Lavado and Espinoza, 2014). However, the extreme Amazon droughts of 2005 and 2010 were related to anomalously warm SSTs in the tropical North Atlantic (Marengo et al., 2008, 2012; Espinoza et al., 2011; Lavado et al., 2012; Lavado and Espinoza, 2014). Furthermore, at decadal timescales, Marengo et al. (2004) showed that the PDO and the North Atlantic Oscillation (NAO) may affect the activity of the LLJ.

### **3. Controls on the $\delta^{18}\text{O}$ p**

The primary climatic control on rainfall  $\delta^{18}\text{O}$  for tropical South America is precipitation amount (Vuille et al., 2003), consistent with the ‘amount effect’ (Dansgaard, 1964) and Rayleigh-type fractionation during rainout, a stronger SASM leads to lower  $\delta^{18}\text{O}$  values in tropical South American rainfall (Vuille and Werner, 2005). Several studies (Vuille et al., 2000; Seltzer et al., 2000; Cruz et al., 2005) demonstrate that rainfall  $\delta^{18}\text{O}$  in the central Andean records is influenced by the intensity of large-scale continental atmospheric convection, showing more negative rainfall  $\delta^{18}\text{O}$  values when there is enhanced SASM activity and increased rainout. However, the Huascarán  $\delta^{18}\text{O}$  ice core record was interpreted as proxy for paleotemperatures (Thompson et al., 1995), but other explanations of the tropical Andean ice core records suggest that precipitation amount and degree of  $\delta^{18}\text{O}$  rainout upstream is the primary influence (Hoffmann et al., 2003; Hastenrath et al., 2004). In other words, as it rains the air masses lose the heavier oxygen isotopes ( $^{18}\text{O}$ ), becoming more depleted in  $^{18}\text{O}$ , and therefore the next rains will be more depleted in  $^{18}\text{O}$ . Hence factors, such as altitude effect and continental effect, contribute to the depletion of the  $\delta^{18}\text{O}$  signal. The opposite occurs during evaporation, because during this process the lighter isotopes ( $^{16}\text{O}$ ) are the first to be evaporated, enriching the air masses above and buffering the effect of amount, altitude and continental effect.

In order to support the climate interpretation based on the  $\delta^{18}\text{O}$  of our speleothem record, we are presenting the results of a monitoring program for isotopic composition of rainwater in Palestina

area (Apaèstegui et al., 2014) that is located approximately 66 km apart from Shatuca cave, at 870 m asl. Precipitation seasonality is similar at these sites with most of the annual rainfall related to SASM activity (Fig. 3). Our data show that the  $\delta^{18}\text{O}$  values of rainfall decrease rapidly by more than 10‰ from the middle (January 2012) to the end of monsoon season (April 2012). After the demise of the monsoon season, the  $\delta^{18}\text{O}$  values start increasing abruptly by 15‰, reaching the highest  $\delta^{18}\text{O}$  values during the driest months from July to September 2012 (Fig. 3). Unlike the first year of monitoring, the  $\delta^{18}\text{O}$  values oscillate between lower and higher values during the 2<sup>nd</sup> monsoon season, but again reach the lowest  $\delta^{18}\text{O}$  values at end of the monsoon season in April 2013. The values increase from May to September associated with non-monsoonal rainfall events. In summary, the monsoon rainfall is characterized by more negative  $\delta^{18}\text{O}$  values while higher values are clearly observed during residual equatorial rainfall events outside of the monsoon season. However, the relationship between  $\delta^{18}\text{O}$  and rainfall amount is not evident on monthly timescales and is statistically weak ( $r^2 = 0.3$ ,  $p < 0.01$ ).

Although the Atlantic Ocean is the only source of moisture to regional precipitation in the Amazon Basin and the adjacent eastern Andes, rainfall in different seasons shows distinct  $\delta^{18}\text{O}$  values based on our monitoring program (Fig. 3). For example, the eastern Andes receive more enriched residual equatorial rainfall outside the monsoon season from May to September than during the monsoon demise in March/April (Apaèstegui et al., 2014). This is because the rainfall during monsoon months originates from moisture transported from the more distal tropical Atlantic Ocean, while rainfall in other months derives preferentially from recycled moisture over the Amazon Basin that is relatively  $^{18}\text{O}$ -enriched (Salati et al., 1979). Studies in the Amazon Basin estimate that 48–80% of rainfall originates from water vapor recycled through evapotranspiration (Salati et al., 1979; Gat and Matsui, 1991; Martinelli et al., 1996), and d-excess indicates that up to 40% of that source might be attributed to evaporation (Gat and Matsui, 1991).

While discussing the Shatuca isotopic signature, we will consider that more negative  $\delta^{18}\text{O}$  values in the studied speleothems most likely reflect an intensification of the SASM, associated with enhanced rainout upstream across the Amazon Basin. Higher  $\delta^{18}\text{O}$  values in speleothems, on the other hand, are likely related to periods of a weaker SASM, when rainfall is more influenced by recycled moisture within the basin. It is of course possible that periods of SASM intensification also lead to increased precipitation in-situ over the Andes and that periods of weaker SASM might have seen decreased rainfall as is observed today. But since the region is also influenced by isotopically heavier residual equatorial rainfall changes in absolute local precipitation amounts cannot be precisely constrained from our speleothem oxygen isotope records.

#### 4. Methods

Three speleothems collected from Shatuca cave by the GSBM-ECA team (Bigot, 2008) were used at this study to reconstruct the paleoprecipitation last 38000 yrs. Sample Sha-1 is 50 cm-long (growth rate of 0.01 mm/yr, Fig. S2) and covers the oldest part of the record (from 38 to 18.4 ky BP) (Fig. S3). Its isotopic profile consists of 1992  $\delta^{18}\text{O}$  data, linearly interpolated between 10 U/Th dates (Table S1).

Stalagmite Sha-2 (1.60 m-long) covers the last 28 ky BP, with a hiatus from 1.9 to 0.4 ky BP. Sha-2 record consists in 3221  $\delta^{18}\text{O}$  data (Fig. S3), its chronology is based on 39 U/Th dates (Table S1) and has a growth rate of 0.09 mm/yr (Fig. S2).

The Sha-3 sample is a 23.8 cm-long stalagmite which grew from 10.5 to 1.3 ky BP (Fig. S3), with a hiatus from 6.3 to 2 ky BP. Its chronology is based on 11 U/Th dates, yielding errors (2s) <1% (Table S1). Its growth rate is of 0.05 mm/yr (Fig. S2) and its isotopic profile consists of 632  $\delta^{18}\text{O}$  samples (Fig. S3).

The stalagmites were dated based on U/Th geochronology at the University of Minnesota, using an inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) technique, following the procedures described by Cheng et al. (2013b). Oxygen isotope ratios are reported as  $\delta^{18}\text{O}$ , relative to the Vienna-Peedee Belemnite standard (V-PDB). Thus,  $\delta^{18}\text{O} = [((^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{V-PDB}}) - 1] \times 1000$ . For each measurement, approximately 200  $\mu\text{g}$  of powder were drilled from the sample and analyzed with an on-line, automated, carbonate preparation system linked to a Thermo - Finnigan Delta Plus Advantage mass spectrometer at the Stable Isotope Laboratory of Geosciences Institute of Sao Paulo University, Brazil (LIESP-CPGeo). The speleothem reproducibility of standard materials is 0.15‰ for  $\delta^{18}\text{O}$ .

Water samples for isotope analyses (15 mL bottles) were collected twice a month between May 2011 and September 2013 in order to evaluate the isotopic signature of precipitation in the isotope rainfall collector installed close to the Palestina cave, located at 870m asl and 66km apart from Shatuca cave. Water analyses were performed in the Laboratório de Estudos Geodinâmicos e Ambientais at the University of Brasilia (UnB) using a Picarro L2120-i water isotope analyzer, which allows measurements at an analytical precision of 0.1‰ and reports  $^{18}\text{O}$ ‰ relative to Vienna Standard Mean Ocean Water (SMOW) standard.

The Shatuca composite record is composed by 5552  $\delta^{18}\text{O}$  values. The Shatuca record was constructed by averaging the  $\delta^{18}\text{O}$  records obtained from the independent  $\delta^{18}\text{O}$  time series of Sha-1, Sha-2 and Sha-3 speleothems. The average resolution for the record is ~6.65 years.

## 5. Results and Discussion

### 5.1. Climatic changes at orbital scale

The Shatuca  $\delta^{18}\text{O}$  record presents similar isotopic values during the last Glacial (between -8.2 and -3.9‰) and Holocene periods (-7.3 and -3.3‰). Moreover, a similar amplitude change (~3.5‰) occurred through the Deglacial and Holocene periods, toward more enriched and more depleted isotopic values, respectively (Fig. 4).

Previous studies from eastern South America suggest that the SASM intensity was controlled by the austral summer insolation (ASI) (Cruz et al., 2005) and that an antiphased correlation existed on orbital timescales between the SASM and the Monsoon regions from the northern tropics (Cheng et al., 2012). However, recent studies from the Andes suggest that this ASI control occurred only at certain periods (Mosblech et al., 2012; Cheng et al., 2013a; Fornace et al., 2014). In agreement, with these studies, the Shatuca record shows no correlation with the ASI between 40-11 ky BP (Fig.4).

The Shatuca  $\delta^{18}\text{O}$  record shows a long-term trend similar to previous speleothem records from northeastern (3-6°S) Andean slopes, located at lowlands ~900m asl (Mosblech et al., 2012; Cheng et al., 2013a) (Fig. 4). These records are in phase with each other and show also a slight decreasing isotopic trend from 40 to 30 ky BP toward the most depleted isotopic values of the records (indicating SASM intensification). Note that this trend was antiphased to the expected by an ASI control. After 17 ky BP, all the records start an increasing isotopic trend toward the dry early Holocene, toward an interval that lasted approximately 2000yr and that appears as the driest period of the last 40 ky BP at these northern montane forests, at least between 800 to 2000 m asl. After this dry early Holocene, a gradual decrease in the  $\delta^{18}\text{O}$  values is observed until the late Holocene, in union with the insolation trend modulated by the precession cycle of insolation. Hence, precipitation seems to be modulated by the precession cycle only during the Holocene but not before, and moisture conditions between 40-17 ky BP remained similarly wet than those attained in the late Holocene at these northern montane regions.

Similarly, at the Pacific coast (Gulf of Guayaquil), the recent record of Mollier-Vogel et al. (2013), shows a correlation between the ASI and sediment input of rivers on the Peruvian Pacific coast at 4°S, indicating that the ASI was controlling the precipitation also at the summits of the western Andean flanks. This could be explained due to the lower Andean altitude at these latitudes, allowing SASM moisture to cross the Andes summits (Fig. 5).

Further south, from 11.0 ky BP to present, the same correlation between insolation precession cycle and isotopic signal, is observed in the Huascaran ice core record (9°S) (Thompson et al., 1995) and the Titicaca lake record (16°S) (Fornace et al., 2014) (Fig. 5). These high altitude

records show much enriched isotopic values between 11-4 ky BP than during 60-20 ky BP, when substantial depleted values prevailed. On the other side, in the Bolivian Altiplano, at 20°S, a match between the insolation and the gamma signal of the high altitude Salar de Uyuni record (Baker et al., 2001a) occurs earlier, from 40 to 9 ky BP, while during the Holocene this match is lost (Fig.4). Similarly, the highland Sajama ice core record (18°S) (Thompson et al., 1998) shows no ASI control over the isotopic signal during the Holocene (Fig. 5).

Apparently, between 3-16°S at the Andes, another forcing was buffering the insolation control over SASM precipitation from 40 to 20 ky BP. This could be explained by a more southern position of the ITCZ between 40 and 17 ky BP due to glacial boundary conditions as suggested by models (Chiang and Bitz, 2005).

To explain why the western Amazon records and Andean records do not follow ASI as the eastern Amazon records do, Cheng et al. (2013a) suggested that at the western (eastern) Amazon EL Niño-like conditions during the MIS 2-4 could have buffered (enhanced) the increased moisture conditions imposed by the strong ASI at 21 ky BP. This is in agreement with the observations above; none of the Andean records except for the Salar de Uyuni record seem to be controlled by ASI during MIS 2-4 (Fig. 4). Moreover, nowadays during extreme El Niño events, northwestern Amazon and the Altiplano regions experience dryness, which matches with the drier conditions recorded by northeastern Andean speleothems during the LGM, but not with the wetter conditions experienced at the southern Andes, for this, a probable explanation are the polar outbreaks reaching the altitude of the Bolivian Altiplano during the winter, as suggested by Sylvestre (2002).

Note that across the last 38 ky, dry episodes in Shatuca site were more frequent and drier than in lowlands, whereas the wet periods were equally depleted at midlands and lowlands (Fig. S4). This causes an isotopic range at intermediate altitudes (4-5‰) that was larger than at lowlands (2.5-3.5‰). Apparently, the source of evaporated water together with the drier conditions that affected Shatuca site during the Holocene period (Bustamante et al., in prep.), were also important factors during the last Glacial and Deglacial periods. This is an important aspect given that the lack of habitat availability could make montane systems from intermediate altitudes more sensitive to climate change than lowlands (Urrego et al., 2009).

In agreement with our isotopic results, Peruvian pollen records from Chochos (Bush et al., 2005) and Laguna Baja (Hansen and Rodbell, 1995), located at 7°S above 3500m asl, also indicate that wet conditions prevailed between 15-11.5 ky BP and that in Laguna Baja drier (or cooler) conditions occurred between 11.6-10 ky BP and at 9 ky BP (Hansen and Rodbell, 1995), and between 10-7.3 ky BP in Chochos record (Bush et al., 2005). Further south, at ~13°S, Consuelo lake (Bush et al., 2004; Urrego, 2006) and Siberia lake at ~17°S (Mourguiart and

Ledru, 2003), respectively located in the lower and upper limit of the cloud forest, show that during the LGM, montane Andean taxa descended into the lowlands to form novel non-analogue forest communities with lowland Amazonian species, and that although the main cause of changes in montane Andean forests was due to temperature cooling, lowlands must have been wet enough to support forests (Bush et al., 2004; Urrego et al., 2005; Mayle et al., 2009).

### 5.1. Climate changes at millennial scales

During the late Pleistocene (38-10.5 ky BP), Shatuca  $\delta^{18}\text{O}$  record ranged from  $-8.2\text{‰}$  to  $-4.3\text{‰}$  and was characterized by high amplitude (2-3‰) millennial timescale events with rapid  $\delta^{18}\text{O}$  increases/decreases occurring over a few decades/centuries (Fig. 6). These  $\delta^{18}\text{O}$  oscillations were synchronous with the Greenland D-O cycles (Bond et al., 1993), when depleted (enriched)  $\delta^{18}\text{O}$  values- indicative of wetter (drier) SASM conditions- were recorded, cooler (warmer) conditions occurred in the Greenland ice cores (NGRIP) (Steffensen et al., 2008; Wolff et al., 2010; Rasmussen et al., 2014).

However, while in the NGRIP record, the D-O cycles show a sawtooth structure, characterized by abrupt (gradual) transitions toward warmer (cooler) conditions, the transition toward dry and wet conditions in the Shatuca record, was more variable in amplitude and abruptness. Moreover, while generally constant amplitude changes toward cooler temperatures occurred during Greenland stadials (GS) in the NGRIP record, the Shatuca record shows that some of the wet episodes (related to the GS) were clearly wetter than others, this is the case of Heinrich events 3, 2, 1 (H3, H2, H1). Similarly, in a recent sediment record from Cariaco Basin (Deplazes et al., 2013), amplitude differences among the regular GS and those related to Heinrich layers were observed (Fig. 5).

From 38 to 30 ky BP, six (five) stadials (interstadials) were recorded in the NGRIP record, the temperature of each stadial (interstadials) decreased slightly (clearly) from GS-8 to GS-5.1 (GI-8 to GI-5.1) (Fig. 6). The Shatuca cave record and previous records from the eastern Andean lowlands show a similar trend, although toward lower  $\delta^{18}\text{O}$  values, indicating that both the dry and wet episodes in this region were getting wetter from 38 to 30 ky BP. However, in the Shatuca record, the first of the wet episodes (that seems to be related to the GS-8) started earlier (GI-8c) and had substantially wetter conditions (note that two datations mark the onset and end of this event). In highlands at 11°S, the Papahuacain cave record shows a similar although steeper decreasing  $\delta^{18}\text{O}$  trend (Fig. 6).

The lower age control obtained in Shatuca record, for the period between 38-30 ky BP, does not allow to compare in detail the (inter)stadials that occurred within this period. However, a rapid

spatio-temporal comparison, shows that the GS-7 and GS-6 were well constrained in this region as suggested by Shatuca, Condor, Diamante and Papahuacain cave records (Fig. 6). The GS-5.2 in the Shatuca record, is seen as a relatively higher (similar) amplitude change than in lowlands (highlands), but it seems to have started earlier in Shatuca time series, probably due to the low chronological control of Shatuca record at this time period (Fig. 6).

Note that GS-5.1 is related to the H3 stadial, and accordingly with a more southerly position of the ITCZ, the Shatuca record and all the speleothem records located between 5-11°S show that this stadial was stronger than the previous ones, but this is not observed in Santiago cave probably because of its lower  $\delta^{18}\text{O}$  resolution (Fig. 6). In fact it seems that conditions were getting wetter toward the occurrence of this H3, when the trend changes toward drier conditions, until the occurrence of H2, logged at 25 ky BP. On the other side, the Papahuacain record shows a steeper increase in moisture conditions toward the H3 event and there is no trend toward drier conditions between H3 and H2 events, a gradual southward displacement of the ITCZ may be behind this effect, that remained at a more southern position between H3 and H2, explaining why conditions after H2 were markedly wetter in the Papahuacain record and other records located further south, while those records located more near to the equator, experienced drier conditions (Fig. 6).

An abrupt moisture increase occurs in Shatuca site at 25 ky BP, which seems to be related to the H2, this event was present also in lowlands from 3-6°S, and in highlands at 11°S. After the H2, conditions returned to be dry (for the last Glacial mean) in the Shatuca record and in the northern lowlands from 24 to 18.5 ky BP. These drier conditions remained until the occurrence of the H1 that was logged at the end of the GS-2.1b. In contrast, the Papahuacain cave record, shows wet Glacial conditions until mid-GS-2.1a (17 ky BP).

The onset of H1 (18.3 ky BP), is synchronous in Santiago and Shatuca caves, and appears as a two phased event in both records, however, a lower chronological control in the Santiago record, seems to prolong this event into the next interstadial. For the Shatuca record, a peculiar high resolution was obtained for this event (Fig. 6). The H1 in Shatuca time series lasted until 14.7 ky BP, it was composed by three dry reversals (ca. 17.5, 16.2, 15.2 ky BP) and two wet phases, each composed two wet peaks (ca. 17.8, 16.6, 15.5 and 15 ky BP). Those wet peaks logged at 17.8 ky BP (ca. 400yr-long) and 16.6 ky BP (ca. 800yr-long) reached similar depleted isotopic values (ca. -7.2‰). The peak logged at 16.6 ky BP, was also composed by two shorter peaks ca. 200yr-long each.

The most abrupt reversal of the H1 was logged at 16.2 ky BP and it is the one that separates the first and second phase of the H1. This reversal was also recorded by the lowland records of

Santiago and Diamante caves (Mosblech et al., 2012; Cheng et al., 2013a), and matches with an abrupt  $\delta^{18}\text{O}$  increase in the highland record of Papahuacain cave (Kanner et al., 2012) (Fig. 6).

We note that this dry reversal has a structure that remembers the sawtooth pattern of the Greenland interstadials, although less abrupt (Fig. 6). In the Shatuca record, the dry conditions that seem to be attained during this reversal were only surpassed by the dry conditions of the early Holocene, the same happened in Santiago and Diamante cave records (Fig. 6). Kanner et al. (2012) observed the occurrence of isotopic reversals during the H4 and H5 in the Papahuacain cave record; the authors related these reversals to the occurrence of Antarctic Isotope Maxima (AIM) events in the Southern Ocean. We do not find a correlation with the EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) Dronning Maud Land (EDML) ice core record for the Shatuca reversal at 16.2 ky BP (Fig. S5), but what we do find is an extreme dry event with a similar structure in the Cariaco and Arabian sea records (Deplazes et al., 2013) (Fig. 5).

Based on a comparison between a Bermuda Rise Sea surface temperature record (Sachs and Lehman, 1999) and Papahuacain cave, Kanner et al. (2012) suggested that the reversals during the H4 and H5 were due to northward displacements of the ITCZ. However, given the dry conditions felt at this interval in Cariaco Basin and Arabian Sea records (Deplazes et al., 2013), and the absence of this dry event in southern Andes, we suggest as Deplazes et al. (2013) that a southward displacement of the ITCZ occurred during this period.

After this dry reversal, the second phase of the H1 starts with a more gradual return to depleted isotopic values that prevailed between 15.7-14.7 ky BP. The isotopic values attained in this second phase (-6.6‰) were less depleted than those of the first phase. This phase comprises the third and fourth peak (ca. 300yr-long each) of the H1. This is the first time that this structure is clearly identified in an Andean proxy record.

At 14.7 ky BP, synchronous with the Bølling–Allerød (B/A) of the NGRIP, an abrupt change toward drier conditions occurred in the eastern Andean flanks, around 4-5°S, as recorded by the speleothem records of Shatuca and Condor caves. At 3°S the transition toward drier conditions appears to be more gradual (Fig. 5). This B/A in the Shatuca record presented high internal variability, with a wet reversal located at GI-1c (Fig. 5). At the end of the B/A a dry peak occurs in Shatuca record that contrasts with two wet peaks occurring in the Diamante (Cheng et al., 2013a) and Santiago cave records (Mosblech et al., 2012) (Fig. 6).

After this dry peak at the end of the B/A interstadial in Shatuca site, a return to wet conditions (almost as wet as those recorded in the second phase of the H1) occurs, that seems to be related to the Younger Dryas event (YD). Wet events also occurred in the lowlands, although the synchronicity between these events is low, probably due to a lower age control on the lowland

records (Fig. 6). In contrast, a remarkable synchronicity is found between Shatuca record and high-resolution records, such as the NGRIP and the Cariaco Basin record (Fig. 5). It seems that at this northern Andean region (3-6°S), in low/midlands from east to west (look Guayaquil Gulf record), the YD event was not as wet as the H1.

After the YD a similar abrupt onset of dry conditions (early Holocene onset) occurs in Shatuca record and in highland sites of central Andes, such as the Sajama ice core record (Thompson et al., 1998) and the Salar de Uyuni record (Baker et al., 2001a). On the other side, the NGRIP ice core record (Rasmussen et al., 2014) shows a change to warmer conditions as abrupt as a change to wet conditions recorded by the Cariaco Basin time series (Deplazes et al., 2013). Moreover, this abrupt transition toward dry conditions in Shatuca record, coincides with a warm episode of a peculiar structure that is also observed in the NGRIP ice core record (Rasmussen et al., 2014).

## **6. Conclusions**

For the first time a high-resolution record is presented for a mid-altitude Andean region. This new record of Shatuca cave together with previous paleoprecipitation records from the northern Andean region, shows that the northern Andes between 3-6°S, at a different range of altitudes and from the eastern to the western slopes, were similarly affected by the SASM.

Moreover, Shatuca record and other northeastern Andean records show that from 40 to 11 ky BP, the  $\delta^{18}\text{O}$  does not seem to be under the dominant control of insolation precession cycle. Glacial boundary conditions have been proposed as the principal control over the SASM during the LGM, this hypothesis is in agreement with our results. However, LGM conditions do not seem to be wetter than those of the late Holocene, while records from highlands at central Andes show that LGM moisture conditions were much wetter than those of the late Holocene.

Moreover, along the last 38ky, the Shatuca record shows the most enriched isotopic values, indicative of drier conditions at this site and the probable influence of a proximate moisture source of evaporated water.

On millennial timescales, changes in the AMOC seem to be behind the occurrence of extreme moisture shifts toward wetter conditions in the tropical Andes. Heinrich events seem to be the result of a southward ITCZ displacement even more to the south than during the regular GS, specially during H2 and H1. This displacement may have been of such abruptness (Deplazes et al., 2013) that it caused a reversal inside the H1 at least in those records located between 3-6°S.

## References

- Absy, M.L.; Cleef, A.; Fournier, M.; Martin, L.; Servant, M.; Sifeddine, A.; Ferreira da Silva, M.; Soubies, F.; Suguio, K.; Turq, B.; Van Der Hammen, T. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60.000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus d'Academie des Sciences, Paléoclimatologie/Paleoclimatology*, t. 312, Serie II, p.673-678, 1991.
- Alley, R.B.; Meese, D.A.; Shuman, C.A.; Gow, A.J.; Taylor, K.C.; Grootes, P.M.; White, J.W.C.; Ram, M.; Waddington, E.D.; Mayewski, P.A.; Zielinski, G.A. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, v.362, p.527-529, 1993.
- Apàestegui, 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, doi: 10.5194/cp-10-1967-2014, 2014.
- Auler, A.S.; Smart, P.L. Late Quaternary paleoclimate in semiarid Northeastern Brazil from U-series dating of travertine and water-table speleothems. *Quaternary Research*, v.55, p.159–167, 2001.
- Baker, P.A.; Rigsby, C.A.; Seltzer, G.O.; Fritz, S.C.; Lowenstein, 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, 2001a.
- 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, 2001b.
- Bard, E.; Rostek, F.; Turon, J.L.; Gendreau, S. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical northeast Atlantic. *Science*, v.289, p.1321–1324, 2000.
- Barker, S.; Diz, P.; Vautravers, M.J.; Pike, J.; Knorr, G.; Hal, I.R.; Broecker, W.S. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, v.457, p. 1097-1103, doi:10.1038/nature07770, 2009.
- Behling, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.177, p.19–27, 2002.

- Berger, A.; Loutre, M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, v.10, p.297–317, 1991.
- Bigot J.Y. La riviere souterraine de Shatuca = El rio subterraneo de Shatuca. *Bulletin du Groupe Speleologique Bagnols Marcoule, Hors serie special Chaquil 2006 & Santiago 2007*, p. 52-56, 2008.
- 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.
- Bond, G.; Broecker, W.; Jehnsen, S.; McManus, J.; Labeyrie, L.; Jouzel, J.; Bonani, G. Correlations between climate records from north Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, v.365, p.143-147, 1993.
- Bookhagen, B.; Strecker, M.R Orographic barriers, high resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters* v.35, L06403, 2008.
- Bradley, R.S.; Vuille, M.; Hardy, D.; Thompson, L. G. Low latitude ice cores record Pacific sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, v.30, 1174, doi:10.1029/2002GL016546, 2003.
- Broecker, W.S. Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography*, v.13, p.119–121, 1998.
- Bush, M.B.; Hansen, B.C.S.; Rodbell, D.T.; Seltzer, G.O.; Young, K.R.; Leon, B.; Abbott, M.B.; Silman, M.R.; Gosling, W.D. A 17 000-year history of Andean climate and vegetation change from Laguna de Chochos, Peru. *Journal of Quaternary Science.*, v.20, p.703–714. 2005.
- Bush, M.B.; Silman, M.R.; Urrego, D.H. 48,000 years of climate and forest change in a biodiversity hot spot. *Science*, v.303, p.827–829, 2004.
- 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 Jr, E.C. Improvements in <sup>230</sup>Th dating, <sup>230</sup>Th and <sup>234</sup>U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, v.371-372, p.82-91, 2013b.
- Cheng, H.; Sinha, A.; Cruz, F.W.; Wang, X.; Edwards, R.L.; d’Horta, F.M.; Ribas, C.C.; Vuille, M.; Stott, L.D.; Auler, A.S. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature communications*, doi: 10.1038/ncomms2415, 2013a.

- Cheng, H.; Sinha, A.; Wang, X.; Cruz, F.; Edwards, L. The Global Paleomonsoon as seen through speleothem records from Asia and the Americas. *Climate Dynamics*, v.39, p.1045-1062, doi: 10.1007/s00382-012-1363-7, 2012.
- Chiang, J.C.H.; Biasutti, M.; Battisti, D.S. Sensitivity of the Atlantic Intertropical Convergence Zone to the last glacial maximum boundary conditions. *Paleoceanography*, v.18, p.1094-1112, 2003.
- Chiang, J.C.; Bitz, C.M. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Climate Dynamics*, v.25, p.477-496, 2005.
- Clement, A.C.; Hall, A.; Broccoli, A.J. The importance of precessional signals in the tropical climate. *Climate Dynamics*, v.22, p.327–341, 2004.
- Clement, A.C.; Seager, R.; Cane, M.A. Orbital controls on the El Niño/ Southern Oscillation and the tropical climate. *Paleoceanography*, v.14, p.441–456, 1999.
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S.; Wilson, J.J.; Baldock, J.W.; Taylor, W.P.; McCourt, W.; Snelling, N.J. The geology of the Western Cordillera of northern Peru. *Overseas Memoires, Institute of Geological Sciences*, v.5, p.143, 1981.
- Cook, K. H.; Vizy E.K. South American climate during the Last Glacial Maximum: Delayed onset of the South American monsoon. *Journal of Geophysical. Research*, v.111, D02110, doi: 10.1029/ 2005JD005980, 2006.
- Crowley, T. J. North Atlantic deep water cools the Southern Hemisphere. *Paleoceanography*, v.7, p.489–497, doi: 10.1029/92PA01058,1992.
- Cruz, F.W.; Burns, S.J.; Jercinovic, M.; Karmann, I.; Sharp, S.J.; Vuille, M. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.71, p.2250–2263, 2007.
- Cruz Jr., F.W.; Burns, S.J.; Karmann, I.; Sharp, W.D.; Vuille, M.; Cardoso, A.O.; Ferrari, J.A.; Silva Dias, P.L.; Viana Jr., O. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116 ky in subtropical Brazil. *Nature*, v.434, p.63-66, 2005.
- Dansgaard, W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, v.16, p.436–468, 1964.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S.J.; Clausen, H.B.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N.; Hammer, C. U.; Oeschger, H. North Atlantic Climatic Oscillations Revealed by Deep Greenland Ice Cores. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity*. Hansen, J.E.; Takahashi, T. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*, v.29, p.288–298, AGU, Washington, D.C., doi: 10.1029/GM029p0288, 1984.

- Deplazes, G.; Lückge, A.; Peterson, L.C.; Timmermann, A.; Hamann, Y.; Hughen, K.A.; Röhl, U.; Lak, C.; Cana, M.A.; Sigman, D.M.; Haug, G.H. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. *Nature Geoscience*, v. 6, p. 213–217, doi: 10.1038/NGEO1712, 2013.
- EPICA Community Members. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, v.444, p.195–198, 2006.
- Espinoza, J.C.; Ronchail, J.; Guyot, J.L.; Junquas, C.; Vauchel, P.; Lavado, W.S.; Drapeau, G.; Pombosa, R. Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (Western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters*, v.38, L13406, doi: 10.1029/2011GL047862, 2011.
- Fornace, K.L.; Hughen, K.A.; Shanahanc, T.M.; Fritz, S.C.; Baker, P.A.; Sylva, S.P. A 60,000-year record of hydrologic variability in the Central Andes from the hydrogen isotopic composition of leaf waxes in Lake Titicaca sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, v.408, p.263–271, 2014.
- Fritz; S.C.; Baker, P.A.; Ekdahl, E.; Seltzer, G.O.; Stevens, L.R. Millennial-scale climate variability during the Last Glacial period in the tropical Andes. *Quaternary Science Reviews*, v.29, p.1017–1024, 2010.
- Garreaud, R.; Vuille, M.; Clement, A.C. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.194, p.5–22, 2003.
- Garreaud, R.; Vuille; M.; Compagnucci; R.; Marengo, J. Present-day South American climate. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.281, p.180–195, 2009.
- Gat, J.R.; Matsui, E. Atmospheric water balance in the Amazon basin: an isotopic evapotranspiration model. *Journal of Geophysical Research*, v.96, p.13179–13188, 1991.
- 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*, v.25, p.537–564, doi: 10.1007/s00477-010-0420-1, 2011.
- Hansen, B.C.S.; Rodbell, D.T. A late-glacial/Holocene pollen record from the eastern Andes of Northern Peru. *Quaternary Research*, v.44, p.216–227, 1995.
- Hastenrath, S.; Polzin, D.; Francou, B. Circulation variability reflected in ice core and lake records of the southern tropical Andes. *Climatic Change*, v.64, p.361–75, 2004.

- Hillyer, R.; Valencia, B.G.; Bush, M.; Siman, M.R.; Steinitz-Kannan, M. A 24,000-year paleolimnological history from the Peruvian Andes. *Quaternary Research*, v.71, p.71–82, 2009.
- Hoffmann, G.; Ramirez, E.; Taupin, J.D.; Francou, B.; Ribstein, P.; Delmas, R.; Dürr, H.; Gallaire, R.; Simões, J.; Schotterer, U.; Stievenard, M.; Werner, M. Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophysical Research Letters*, v.30, 1179, doi: 10.1029/2002GL014870, 2003.
- Johnsen, S.J.; Clausen, H.B.; Dansgaard, W.; Fuhrer, K.; Gundestrup, N.; Hammer, C.U.; Iversen, P.; Steffensen, J.P.; Jouzel, J.; Stauffer, B. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, v.359, p.311-313, 1992.
- Jouzel, J.; Masson-Delmotte, V.; Cattani, O.; Dreyfus, G.; Falourd, S.; Hoffmann, G.; Minster, B.; Nouet, J.; Barnola, J.M.; Chappellaz, J.; Fischer, H.; Gallet, J.C.; Johnsen, S.; Leuenberger, M.; Loulergue, L.; Luethi, D.; Oerter, H.; Parrenin, F.; Raisbeck, G.; Raynaud, D.; Schwander, J.; Spahni, R.; Souchez, R.; Selmo, E.; Schilt, A.; Steffensen, J. P.; Stenni, B.; Stauffer, B.; Stocker, T.F.; Tison, J.L.; Werner, M.; Wolff, E.W. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800 000 years. *Science*, v.317, p.793-796, doi: 10.1126/science.1141038, 2007.
- Kanner, L.C.; Burns, S.J.; Cheng, H.; Edwards, R.L. High-latitude forcing of the South American summer monsoon during the last glacial. *Science*, v.335, p.570-573, doi: 10.1126/science.1213397, 2012.
- Lavado, W.; Espinoza, J.C. Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.29, p.171-182, 2014.
- Lavado, W.; Labat, D.; Ronchail, J., Espinoza, J.C.; Guyot, J.L. Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon – Andes basin over the last 40 years (1965–2007). *Hydrological Processes*, v.41, p.2944–2957, doi:10.1002/hyp.9418, 2012.
- 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.; Nogués-Paegle, J.; Zipser, E.; Sethk, A.; Alvese, L.M. Review: Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*, v.32, p.1–21, doi: 10.1002/joc.2254, 2012.
- Marengo, J.A. Long-term trends and cycles in the hydrometeorology of the Amazon basin since the late 1920s. *Hydrology Processes*, v.23, p.3236–3244, doi:10.1002/hyp.7396, 2009.

- Marengo, J.A.; Nobre, C. General characteristics and variability of climate in the Amazon basin and its links to the global climate system. In: *The Biochemistry of the Amazon Basin*. Clain, M.E.; Victoria R.L.; Richey, J.E. (Eds.), Oxford University Press, p.17-41, 2001.
- Marengo, J.A.; Nobre, C.; Tomasella, J.; Oyama, M.; Sampaio, G.; Camargo, H.; Alves, L.; Oliveira, R. The drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, v.21, p.495–516, 2008.
- Marengo, J.A.; Soares, W.; Saulo, W.; Nicolini, M. Climatology of the LLJ east of the Andes as derived from the NCEP reanalyses. *Journal of Climate*, v.17, p.2261–2280, 2004.
- Martinelli, L.M.; Victoria, R.L.; Sternberg, L.S.L.; Ribeiro, A.; Moreira, M.Z. Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amazon basin. *Journal of Hydrology*, v.183, p.191-204, 1996.
- Mayle, F.E.; Burn, M.J.; Power, M.; Urrego, D. Vegetation and fire at the last Glacial Maximum in tropical South America. In: *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, From the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Vimeux, F.; Sylvestre, F.; Khodri, M. (Eds.), v.14, ch.4, p.89-112, doi: 10.1007/978-90-481-2672-9\_4, 2009.
- Mollier-Vogel, E.; Leduc, G.; Bösch, T.; Martinez, P.; Schneider, R.R. Rainfall response to orbital and millennial forcing in northern Peru over the last 18 ka. *Quaternary Science Reviews*, v.76, p.29-38, 2013.
- Mosblech, N.A.S.; Bush, M.B.; Gosling, W.D.; Hodell, D.; Thomas, L.; van Calsteren, P.; Correa-Metrio, A.; Valencia, B.G.; Curtis, J.; vanWoesik, R. North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age. *Nature Geoscience*, v.5, p.817-820, doi: 10.1038/NGEO1588, 2012.
- Mourguiart, P.; Ledru, M.P. Last Glacial Maximum in an Andean cloud forest environment (Eastern Cordillera, Bolivia). *Geology*, v.31, p.195-198, 2003.
- Myers, N.; Mittermeier, R.A.; Mittermeier, C.G.; da Fonseca G.A.B.; Kent, J. Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature*, v.403, p.853-858, 2000.
- Naughton, F.; Sánchez Goñi, M.F.; Kageyama, M.; Bard, E.; Duprat, J.; Cortijo, E.; Desprat, S.; Malaizé, B.; Joly, C.; Rostek, F.; Turon, J.L. Wet to dry climatic trend in north-western Iberia within Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters*, v.284, p.329-342, 2009.
- Nogués-Paegle J. A comparative review of South American low-level jets. *Meteorologica*, v.3, p.73-82, 1998.

- Nogués-Paegle, J.; Mo, K.C. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, v.15, p.1389–1407, 2002.
- Peterson, L.C.; Haug, G.H.; Hughen, K.A.; Röhl, U. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, v.290, p.1947-1951, 2000.
- Placzek, C.; Quade, J.; Patchett, P.J. Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: implications for causes of tropical climate change. *The Geological Society of America Bulletin*, v.118, p.515–532, doi: 10.1130/B25770.1, 2006.
- Poveda, G.; Jaramillo, L.; Vallejo, L.F. Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers. *Water Resources Research*, v.50, p.1–21, doi: 10.1002/2013WR014087, 2014.
- Ramirez, E.; Hoffmann, G.; Taupin, J.D.; Francou, B.; Ribstein, P.; Caillon, N.; Ferron, F.A.; Landais, A.; Petit, J.R.; Pouyaud B.; Schotterer, U.; Simoes, J.C.; Stievenard, M. A new Andean deep ice core from Nevado Illimani, (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, v.212, p.337–350, 2003.
- Rasmussen, S.O.; Bigler, M.; Blockley, S.P.; Blunier, T.; Buchardt, S.L.; Clausen, H.B.; Cvijanovic, I.; Dahl-Jensen, D.; Johnsen, S.J.; Fischer, H.; Gkinis, V.; Guillevic, M.; Hoek, W.Z.; Lowe, J.J.; Pedro, J.B.; Popp, T.; Seierstad, I.K.; Steffensen, J.P.; Svensson, A.M.; Vallelonga, P.; Vinther, B.M.; Walker, M.J.C.; Wheatley, J.J.; Winstrup, M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, v.106, p.14-28, 2014.
- Sachs, J.P.; Lehman, S.J. Subtropical North Atlantic temperatures 60,000 to 30,000 years ago. *Science*, v.286, p.756-759, 1999.
- Salati, E.; Dallolio, A.; Matsui, E.; Gat, J.R. Recycling of water in the Amazon basin - Isotopic study. *Water Resources Research*, v.15, p.1250-1258, 1979.
- Seltzer, G.; Rodbell, D.; Burns, S. Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America. *Geology*, v.28, p.35-38, 2000.
- Shackleton, N.J.; Hall, M.A.; Vincent, E. Phase relationships between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago. *Paleoceanography*, v.15, p.565–569, 2000.
- Sifeddine, A.; Albuquerque, A.L.S.; Ledru, M.P.; Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P. A 21 000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. *Palaeogeogr from Caçó Lake, northern*

Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.189, p.25–34, 2004.

Sifeddine, A.; Fröhlich, F.; Fournier, M.; Martin, L.; Servant, M.; Soubiès, F.; Turcq, B.; Suguio, K.; Volkmer-Ribeiro, C. La sédimentation lacustre indicateur de changements des paléoenvironnements au cours des 30 000 dernières années (Carajas, Amazonie, Brésil). *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris: Géosciences de Surface*, t.318, p.1645–1652, 1994.

Steffensen, J.P.; Andersen, K.K.; Bigler, M.; Clausen, H.B.; Dahl-Jensen, D.; Fischer, H.; Goto-Azuma, K.; Hansson, M.; Johnsen, S.J.; Jouzel, J.; Masson-Delmotte, V.; Popp, T.; Rasmussen, S.O.; Röthlisberger, R.; Ruth, U.; Stauffer, B.; Siggaard-Andersen, M.L.; Sveinbjörnsdóttir, Á.E.; Svensson, A.; White, J.W.C. High resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science*, v.321, p.680-684, 2008.

Stuiver, M.; Grootes, P.M. GISP2 oxygen isotope ratios. *Quaternary Research*, v.53, p.277–283, 2000.

Sylvestre, F. A high resolution diatom-reconstruction between 21 and 17 kyr B.P. from the southern Bolivian Altiplano. *Journal of Paleolimnology*, v.27, p.45–57, 2002.

Sylvestre, F. Moisture pattern during the last glacial maximum in South America. In: *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, From the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Vimeux, F.; Sylvestre, F.; Khodri, M. (Eds.), v.14, ch.1, p.3-28, doi: 10.1007/978-90-481-2672-9\_1, 2009.

Sylvestre, F.; Servant-Vildary, S.; Servant, M. Le Dernier Maximum glaciaire (21 000–17 000 14C ans B.P.) dans les Andes tropicales de Bolivie d'après l'étude des diatomées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris: Géosciences de Surface (Paléoclimatologie)*, v.327, p.611–618, 1998.

Thompson, L.G.; Davis, M.E.; Mosley-Thompson, E.; Sowers, T.A.; Henderson, K.A.; Zagarodnov, V.S.; Lin, P.N.; Mikhalenko, V.N.; Campen, R.K.; Bolzan, J.F.; Cole-Dai, J.; Francou, B. A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*, v.282, p.1858–1864, 1998.

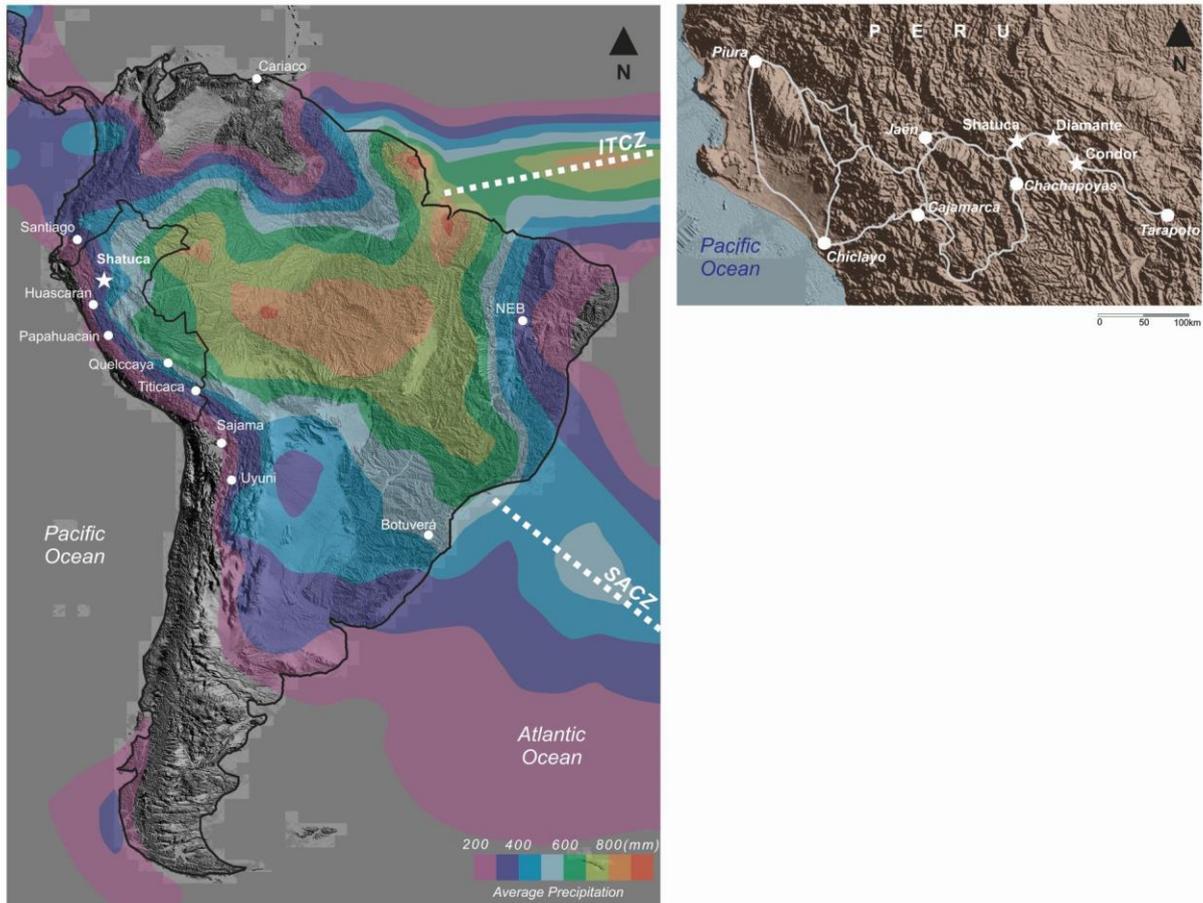
Thompson, L.G.; Mosley-Thompson, E.; Davis, M.E.; Lin, P.N.; Henderson, K.A.; Cole-Dai, J.; Bolzan, J.F.; Liu, K.B. Late Glacial Stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, v.269, p.46-50, 1995.

Urrego, D.H.; Bush, M.B.; Silman, M.R.; Correa-Metrio, A.; Ledru, M-P.; Mayle, F.E.; Paduano, G.; Valencia, B.G. Millennial-Scale Ecological Changes in Tropical South

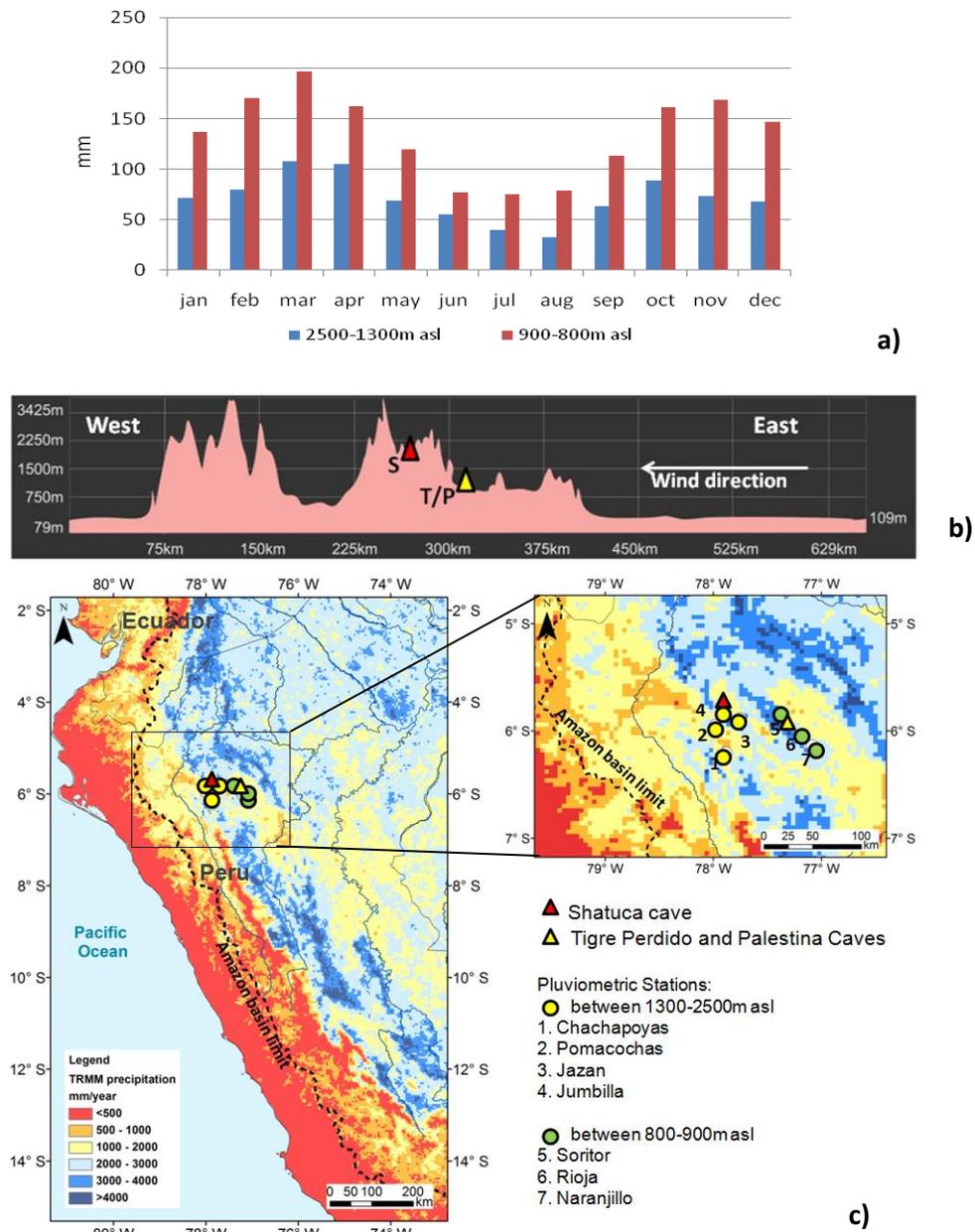
- America Since the Last Glacial Maximum. In: Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, From the Last Glacial Maximum to the Holocene. Vimeux, F.; Sylvestre, F.; Khodri, M. (Eds.), v.14, ch.12, p.281-300, doi: 10.1007/978-90-481-2672-9\_12, 2009.
- Urrego, D.H. Long-term vegetation and climate change in Western Amazonia. Biological Sciences. Melbourne, FL, Florida Institute of Technology. Doctor of Philosophy: 278., 2006.
- Urrego, D.H.; Silman, M.R.; Bush, M.B. The Last Glacial Maximum: stability and change in a western Amazonian cloud forest. *Journal of Quaternary Science*, v.20, p.693–701, 2005.
- Vellinga, M.; Wood, R.A. Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. *Climatic Change*, v.54, p.251–267, 2002.
- Vimeux, F.; Gallaire, R.; Bony, S.; Hoffmann, G.; Chiang, J.C.H. What are the climate controls on  $\delta D$  in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth and Planetary Science Letters*, v.240, p.205-220, 2005.
- Vimeux, F. Similarities and Discrepancies between Andean Ice Cores over the Last Deglaciation: Climate Implications. In: Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, From the Last Glacial Maximum to the Holocene. Vimeux, F.; Sylvestre, F.; Khodri, M. (Eds.), v.14, ch.10, p.239-258, doi: 10.1007/978-90-481-2672-9\_10, 2009.
- Vizy, E.K.; Cook, K.H. Evaluation of Last Glacial Maximum sea surface temperature reconstructions through their influence on South American climate. *Journal of Geophysical Research*, v.110, D11105, doi:10.1029/2004JD005415, 2005.
- Vizy, E.K.; Cook, K.H. Relationship between Amazon and high Andes precipitation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, v.112, D07107, 2007.
- Vuille, M.; Burns, S.J.; Taylor, B.L.; Cruz, F.W.; Bird, B.W.; Abbott, M.B.; Kanner, L.C.; Cheng, H.; Novello, V.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, doi:10.5194/cp-8-1309-2012, 2012.
- Vuille, M.; Bradley, R.; Keiming, F. Interannual climate variability in the central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research*, v.105, p.12447–12460, 2000.

- Vuille, M.; Bradley, R.S.; Werner, M.; Healy, R.; Keimig, F. Modeling  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, v.108, p.4174-4175, doi: 10.1029/2001JD002039, 2003.
- Vuille, M.; Werner, M. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability observations and model results. *Climate Dynamics*, v.25, p.401-413, 2005.
- Wang, P.X.; Wang, B.; Kiefer, T. Global monsoon in observations, simulations and geological records. *PAGES News*, v.17, p.82–83, 2008.
- Wang, X.F.; Auler, A.S.; Edwards, R.L.; Cheng, H.; Cristalli, P.S.; Smart, P.L.; Richards, D.A.; Shen, C.C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, v.432, p.740-743, 2004.
- Wang, X.; Auler, A.S.; Edwards, R.L.; Cheng, H.; Ito, E.; Solheid, M. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews*, v.25, p.3391-3403, 2006.
- Wirmann, D.; Ybert, J.P.; Mouguiart, P. A 20,000 years paleohydrological record from Lake Titicaca. In: *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*. Dejoux, C.; Iltis, A. (Eds.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p: 40-48, 1992.
- Wolff, E.W.; Chappellaz, J.; Blunier, T.; Rasmussen, S.O.; Svensson, A. Millennial-scale variability during the last glacial: the ice core record. *Quaternary Science Reviews*, v.29, p.2828-2838, 2010.
- Ybert, J.P. Ancient lake environments as deduced from pollen analysis. In: *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*. Dejoux, C.; Iltis, A. (Eds.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p.49–62, 1992.
- Zech, R.; Smith, J.A.; Kaplan, M.R. Chronologies of the Last Glacial Maximum and its Termination in the Andes (~10–55°S) Based on Surface Exposure Dating. In: *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, From the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Vimeux, F.; Sylvestre, F.; Khodri, M. (Eds.), v.14, ch.3, p.61-87, doi: 10.1007/978-90-481-2672-9\_3, 2009.

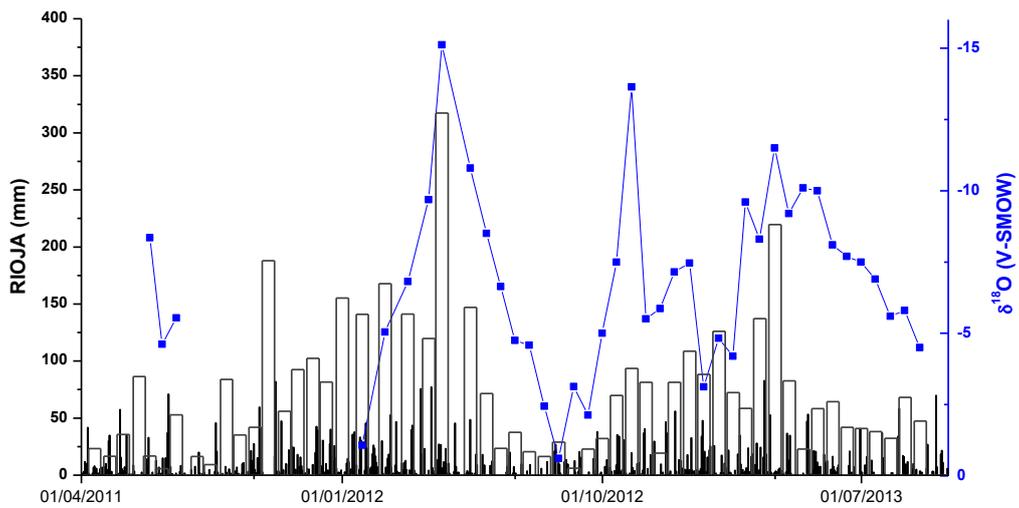
**FIGURES**



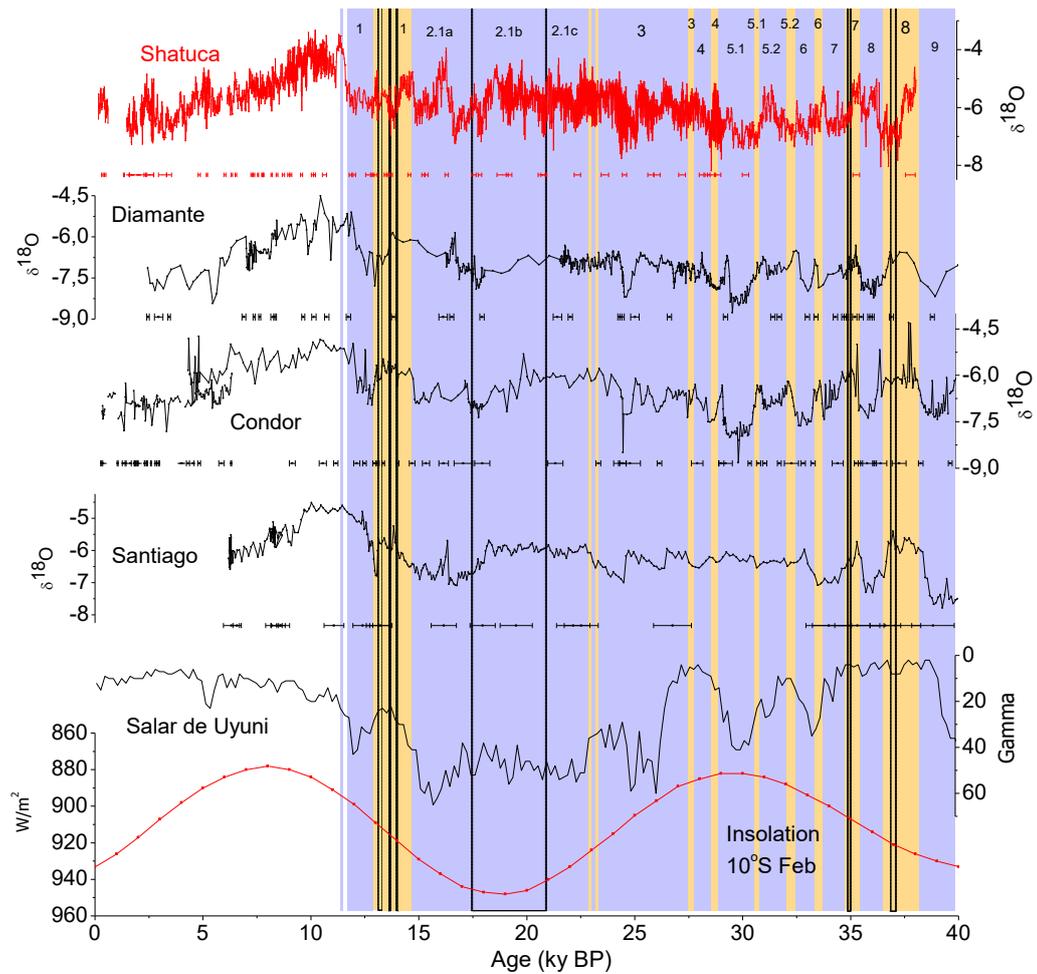
**A7. Figure 1.** Location of Shatuca cave record (5.70°S, 77.90°W) and other paleoclimate records used for comparison. These paleoclimate records are Cariaco Basin (Deplazes et al., 2013) in Venezuela; Santiago cave (Mosblech et al., 2012) in southwestern Ecuador; Huascarán ice core (Thompson et al., 1995) in northern Peruvian Andes, Papahuacain cave (Kanner et al., 2012) in the central Peruvian Andes; Quelccaya ice core (Ramírez et al., 2003); Titicaca lake (Fornace et al., 2014); Sajama ice core (Thompson et al., 1998) and Salar de Uyuni (Baker et al., 2001a) in central Andes; Botuverá cave (Cruz et al., 2005, 2007) in southeast Brazil; the Northeast of Brazil (NEB) a region with several paleoclimate studies based on speleothems (Wang et al., 2004; Novello et al., 2012). The figure indicates the location of these records in relation to the SASM domain (the colors indicate the average monsoon precipitation), the location of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) are also shown. To the right: Access and location map for Shatuca cave (at midlands), Diamante and Condor cave (at lowlands) sites.



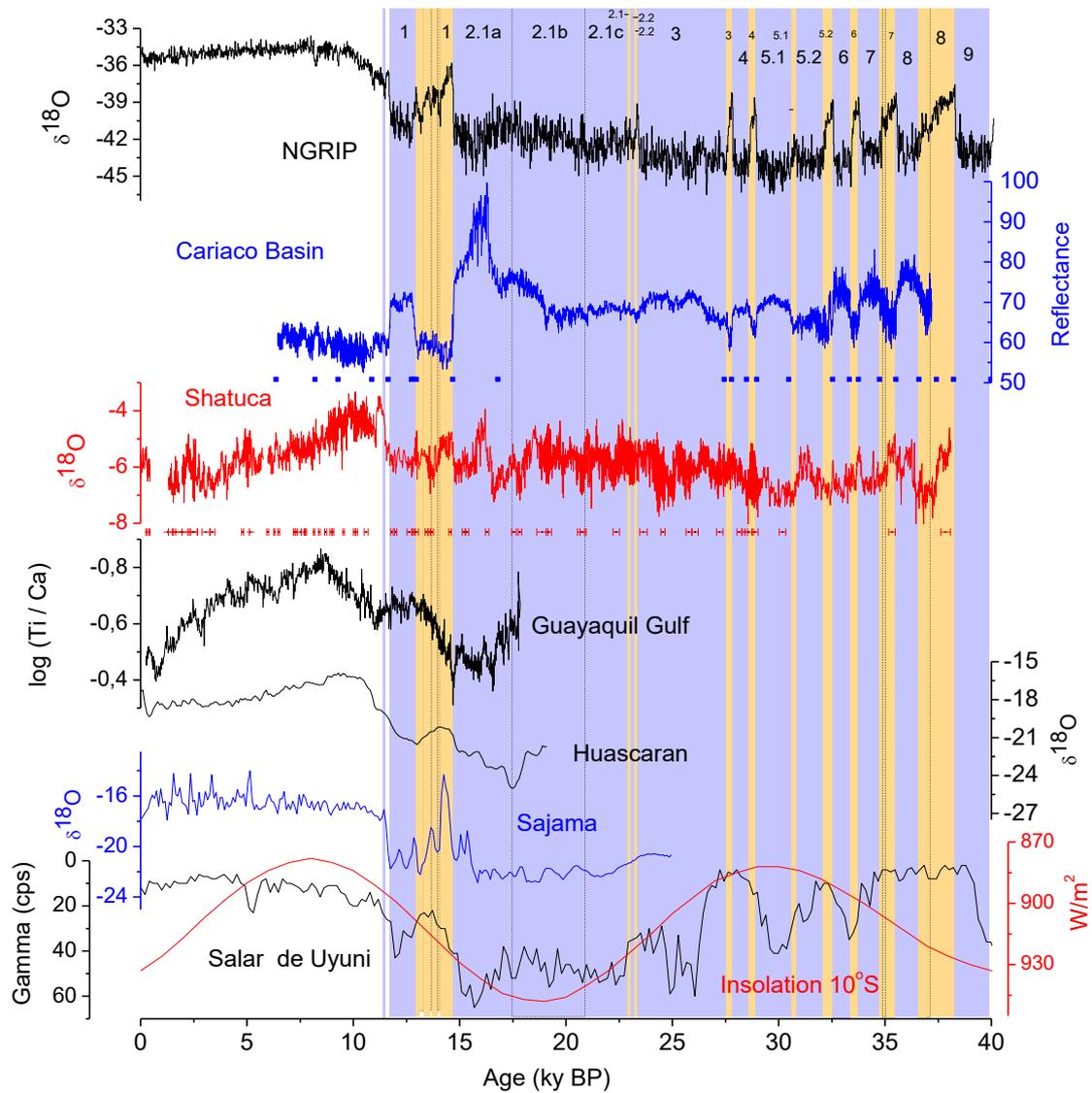
**A7. Figure 2.** a) Histogram indicating mean monthly precipitation (1964-2014) in meteorological stations located at mid-altitudes (1300-2500m asl) and lowlands (900-800m asl). b) Altitude profile and location of Shatuca “S”, Tigre Perdido “T” and Palestina “P” caves, in relation to the moisture transport direction. c) Mean annual precipitation from TRMM 2B31 satellite data (average from 1998-2009, in mm/yr). Shatuca (Tigre Perdido and Palestina) cave location is indicated with a red (yellow) triangle and meteorological stations are indicated with circles. Meteorological stations located at the drier mid-altitudes, as Shatuca cave, are represented by yellow circles (1 to 4) and at the wetter lowlands, as Tigre Perdido and Palestina caves, by green circles (5 to 7).



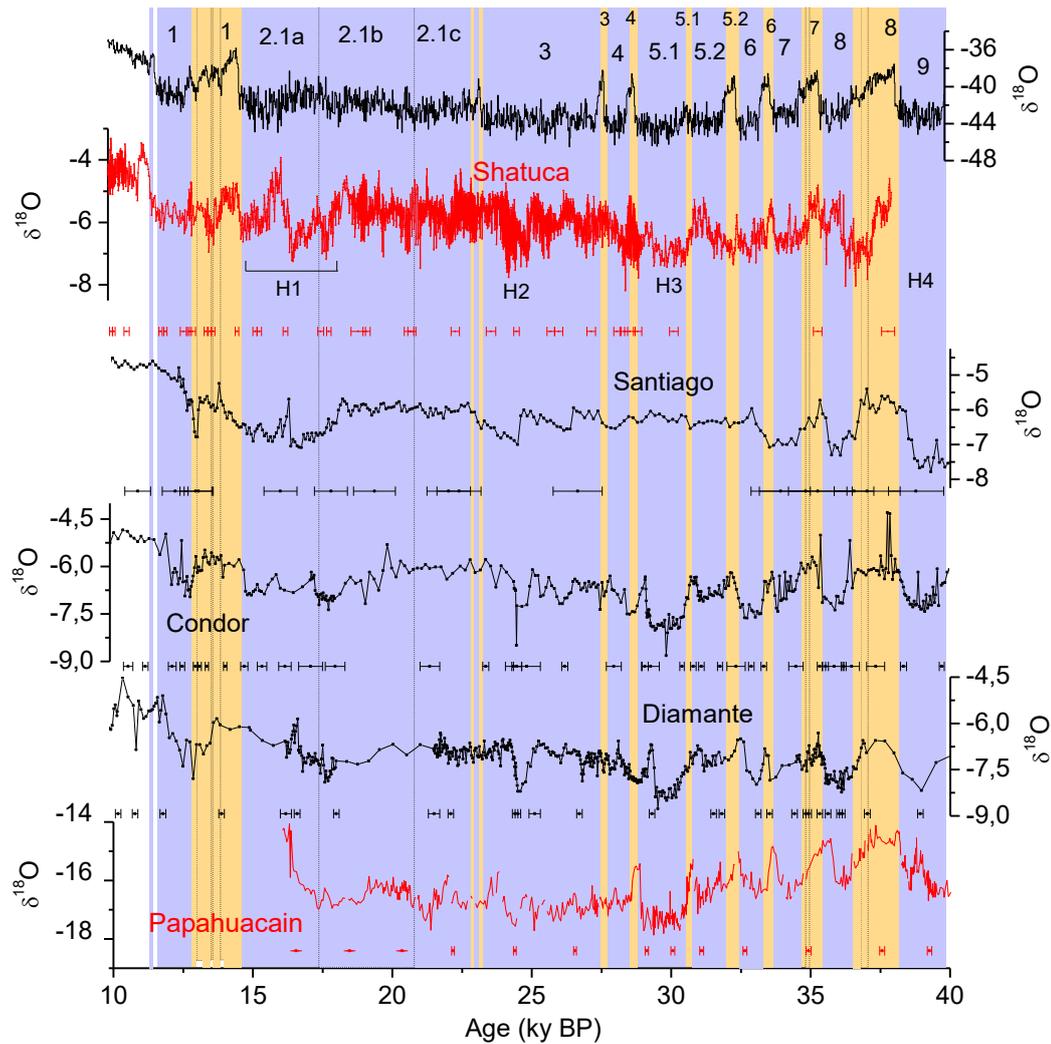
**A7. Figure 3.** Rainwater isotopic results obtained during the Palestina cave monitoring program. Daily rain (black filled bars), 15 days accumulated rain (black open bars), rainwater isotopes (blue squares) in Palestina cave (located in Rioja province). Note that scale for  $\delta^{18}\text{O}$  is reversed.



**A7. Figure 4.** Comparison between the Shatuca record with lower altitude (900m asl) montane forest records (3-6°S) and the Salar de Uyuni record (Baker et al., 2001a) in the Altiplano region (20°S) from 40 ky BP to present. Note that the Altiplano region correlates better to the insolation curve than the montane forest records. From top to base: Shatuca record (this study); Diamante cave (860m asl) and Condor cave records (960m asl) (Cheng et al., 2013a); Santiago cave record-980m asl (Mosblech et al., 2012); Salar de Uyuni record-3653m asl (Baker et al., 2001a); Insolation 10°S February (Berger and Loutre, 1991). Blue and orange bars indicate Greenland stadials (GS) and Greenland interstadials (GI), respectively; as suggested by Rasmussen et al. (2014). Ages and error bars are shown for each record.

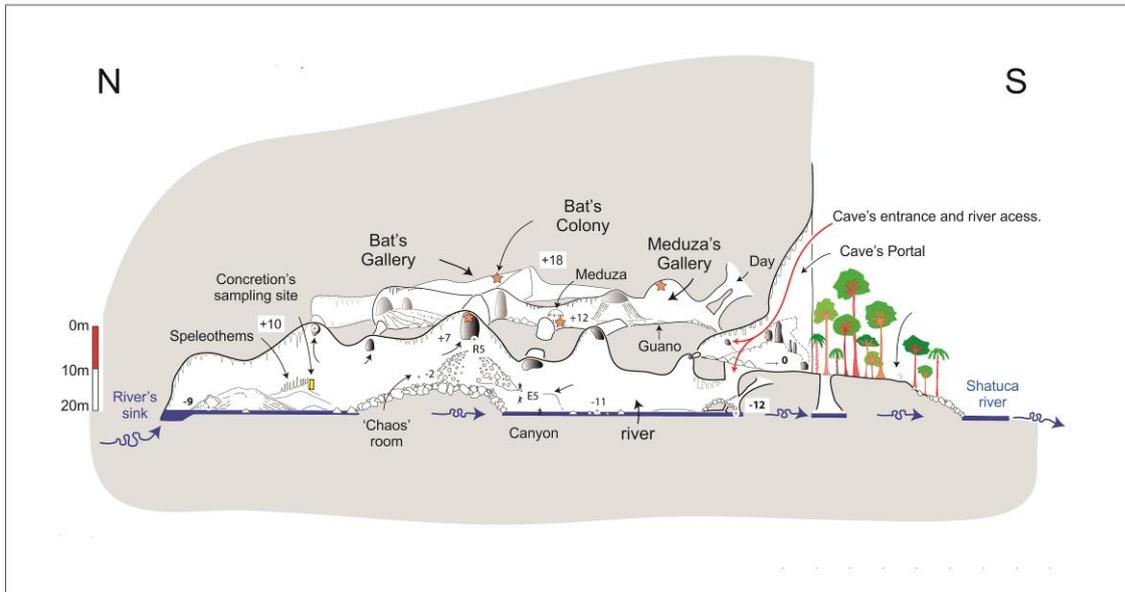


**A7. Figure 5.** Paleoclimate records comparison for the period 40-0 ky BP. From top to base: NGRIP record (Rasmussen et al., 2014), Cariaco Basin record (Deplazes et al., 2013), Shatuca cave record (this study), Guayaquil Gulf record (Mollier-Vogel et al., 2013), Huascarán and Sajama ice cores record (Thompson et al., 1995, 1998) and Salar de Uyuni record (Baker et al., 2001a) with insolation precession cycle for Feb. 10°S in red (Berger and Loutre, 1991). Note that the peak at 16.2 ky BP is only seen in Shatuca and Cariaco records. Moreover, neither the Salar de Uyuni record nor the Sajama ice core record follow the insolation trend during the Holocene. Blue and orange bars indicate Greenland stadials (GS) and Greenland interstadials (GI), respectively; as suggested by Rasmussen et al. (2014). Ages and error bars are shown for each record.



**A7. Figure 6.** Millennial variability among Andean records from 40 to 10 ky BP and its relation to the Greenland ice core records. From top to base: NGRIP record (Rasmussen et al., 2014); Shatuca cave record (this study); Santiago cave record (Mosblech et al., 2012); El Condor and Diamante cave records (Cheng et al., 2013a) and Papahuacain cave record (Kanner et al., 2012). Note that the occurrence of the Heinrich events, is indicated for the Shatuca record. Blue and orange bars indicate Greenland stadials (GS) and Greenland interstadials (GI), respectively; as suggested by Rasmussen et al. (2014). Ages and error bars are shown for each record.

**SUPPLEMENTARY MATERIAL**



*A7. Figure S1. Topographic map: Shatuca cave profile. Located in Yambrasbamba, Bongará province, Amazonas –Peru. Source: Bigot (2008).*

<sup>230</sup>Th dating results. The error is 2σ error.

Sample Number	<sup>238</sup> U (ppb)	<sup>232</sup> Th (ppt)	<sup>230</sup> Th / <sup>232</sup> Th (atomic x10 <sup>-6</sup> )	$\delta^{234}\text{U}^*$ (measured)	<sup>230</sup> Th / <sup>238</sup> U (activity)	<sup>230</sup> Th Age (yr) (uncorrected)	<sup>230</sup> Th Age (yr) (corrected)	$\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}^{**}$ (corrected)	<sup>230</sup> Th Age (yr BP) (corrected)
<b>Espeleotema SHA 1</b>									
SHA1-1	43.2 ±0.0	1069 ±21	217 ±4	985.8 ±1.8	0.3256 ±0.0010	19248 ±67	<b>18894 ±259</b>	1040 ±2	<b>18836 ±259</b>
SHA1a-A	48.1 ±0.1	793 ±16	332 ±7	872.3 ±2.5	0.3325 ±0.0016	21002 ±111	<b>20753 ±208</b>	925 ±3	<b>20695 ±208</b>
SHA1a-B	53.2 ±0.1	627 ±13	525 ±11	883.8 ±2.7	0.3756 ±0.0016	23831 ±121	<b>23654 ±173</b>	945 ±3	<b>23596 ±173</b>
SHA 1a-C	51.5 ±0.1	362 ±7	995 ±20	948.4 ±2.9	0.4233 ±0.0017	26186 ±124	<b>26085 ±143</b>	1021 ±3	<b>26027 ±143</b>
SHA1a-D	50.0 ±0.1	371 ±8	968 ±20	928.2 ±2.9	0.4356 ±0.0018	27354 ±133	<b>27247 ±153</b>	1002 ±3	<b>27189 ±153</b>
SHA1a-E	61.5 ±0.1	798 ±16	559 ±11	858.1 ±2.8	0.4396 ±0.0017	28824 ±133	<b>28628 ±192</b>	930 ±3	<b>28570 ±192</b>
SHA1-2	50.1 ±0.1	506 ±10	683 ±14	760.3 ±2.4	0.4191 ±0.0010	29067 ±92	<b>28906 ±146</b>	825 ±3	<b>28848 ±146</b>
SHA1a-F	56.5 ±0.1	139 ±3	2863 ±61	727.3 ±2.7	0.4257 ±0.0017	30243 ±148	<b>30203 ±151</b>	792 ±3	<b>30145 ±151</b>
SHA1-3	64.4 ±0.1	564 ±11	914 ±18	711.3 ±3.0	0.4852 ±0.0010	35501 ±114	<b>35358 ±152</b>	786 ±3	<b>35300 ±152</b>
SHA1-4	80.2 ±0.1	1491 ±30	466 ±9	738.6 ±2.1	0.5250 ±0.0009	38176 ±96	<b>37879 ±231</b>	822 ±2	<b>37821 ±231</b>
SHA1-5	<b>91.7 ±0.1</b>	<b>64972 ±1302</b>	<b>14 ±0</b>	<b>689.3 ±2.1</b>	<b>0.6127 ±0.0013</b>	<b>47532 ±142</b>	<b>35242 ±8810</b>	<b>761 ±19</b>	<b>35184 ±8810</b>
SHA1-6	<b>101.1 ±0.2</b>	<b>70230 ±1409</b>	<b>15 ±0</b>	<b>673.7 ±2.9</b>	<b>0.6215 ±0.0016</b>	<b>48944 ±191</b>	<b>36808 ±8698</b>	<b>747 ±19</b>	<b>36750 ±8698</b>
<b>Espeleotema SHA 2</b>									
SHA2-1	<b>68.6 ±0.1</b>	<b>1749 ±35</b>	<b>16 ±1</b>	<b>1062.9 ±2.5</b>	<b>0.0247 ±0.0007</b>	<b>1311 ±35</b>	<b>951 ±257</b>	<b>1066 ±3</b>	<b>893 ±257</b>
SHA2-2	<b>66.6 ±0.1</b>	<b>605 ±12</b>	<b>19 ±1</b>	<b>1061.9 ±3.1</b>	<b>0.0106 ±0.0005</b>	<b>560 ±29</b>	<b>431 ±95</b>	<b>1063 ±3</b>	<b>373 ±95</b>
SHA2-3	73.5 ±0.1	186 ±4	44 ±3	1066.1 ±3.1	0.0067 ±0.0005	356 ±25	<b>321 ±36</b>	1067 ±3	<b>263 ±36</b>
SHA2-4	68.6 ±0.1	121 ±3	85 ±5	1065.3 ±2.6	0.0091 ±0.0005	481 ±29	<b>457 ±34</b>	1067 ±3	<b>399 ±34</b>
SHA2-5	68.7 ±0.1	2544 ±51	21 ±1	1056.7 ±3.4	0.0465 ±0.0006	2491 ±35	<b>1967 ±372</b>	1063 ±4	<b>1909 ±372</b>
SHA2-6	<b>59.1 ±0.1</b>	<b>4296 ±86</b>	<b>25 ±1</b>	<b>1039.1 ±2.9</b>	<b>0.1085 ±0.0007</b>	<b>5936 ±43</b>	<b>4902 ±733</b>	<b>1054 ±4</b>	<b>4844 ±733</b>
SHA2-7	69.4 ±0.1	1557 ±31	38 ±1	1056.7 ±3.1	0.0523 ±0.0006	2802 ±32	<b>2485 ±226</b>	1064 ±3	<b>2427 ±226</b>
SHA2-8	96.3 ±0.1	1506 ±30	54 ±1	1048.3 ±2.8	0.0516 ±0.0004	2779 ±24	<b>2557 ±159</b>	1056 ±3	<b>2499 ±159</b>
sha-2a-9mm	117.8 ±0.2	2246 ±45	55 ±1	1042.4 ±3.2	0.0639 ±0.0005	3458 ±28	<b>3187 ±194</b>	1052 ±3	<b>3124 ±194</b>
SHA2-9	98.9 ±0.1	1161 ±23	93 ±2	1039.3 ±2.7	0.0662 ±0.0005	3589 ±26	<b>3422 ±121</b>	1049 ±3	<b>3364 ±121</b>
SHA2-10	110.1 ±0.1	508 ±10	317 ±7	1009.7 ±2.6	0.0887 ±0.0005	4905 ±26	<b>4838 ±54</b>	1024 ±3	<b>4780 ±54</b>
SHA2-11	133.7 ±0.2	183 ±4	1130 ±23	1004.1 ±3.3	0.0938 ±0.0004	5209 ±26	<b>5190 ±29</b>	1019 ±3	<b>5132 ±29</b>
sha-2a-4mm	91.7 ±0.1	242 ±5	685 ±15	996.1 ±2.2	0.1095 ±0.0006	6124 ±36	<b>6086 ±45</b>	1013 ±2	<b>6023 ±45</b>
SHA2-12	104.3 ±0.1	241 ±5	835 ±17	992.6 ±2.7	0.1172 ±0.0004	6578 ±26	<b>6545 ±35</b>	1011 ±3	<b>6487 ±35</b>
SHA2-14	110.1 ±0.2	154 ±3	1526 ±32	987.2 ±3.0	0.1292 ±0.0006	7291 ±37	<b>7271 ±40</b>	1008 ±3	<b>7213 ±40</b>
SHA2-16	117.5 ±0.1	146 ±3	1828 ±38	985.1 ±1.9	0.1377 ±0.0005	7793 ±32	<b>7775 ±34</b>	1007 ±2	<b>7717 ±34</b>
sha-2c-14mm	119.8 ±0.1	139 ±3	1976 ±43	984.0 ±2.4	0.1392 ±0.0006	7890 ±34	<b>7873 ±36</b>	1006 ±2	<b>7810 ±36</b>
SHA2-17	75.0 ±0.1	173 ±4	1109 ±23	987.1 ±2.4	0.1548 ±0.0007	8786 ±45	<b>8752 ±51</b>	1012 ±3	<b>8694 ±51</b>
SHA2-18	109.8 ±0.2	253 ±5	1147 ±23	984.7 ±2.8	0.1604 ±0.0006	9128 ±38	<b>9094 ±44</b>	1010 ±3	<b>9036 ±44</b>
SHA2-20	106.0 ±0.2	181 ±4	1631 ±34	985.6 ±2.7	0.1688 ±0.0007	9621 ±42	<b>9597 ±45</b>	1013 ±3	<b>9539 ±45</b>
sha-2c-48mm	113.6 ±0.1	183 ±4	1827 ±39	992.2 ±2.4	0.1789 ±0.0007	10186 ±44	<b>10162 ±47</b>	1021 ±2	<b>10099 ±47</b>
SHA2-22	41.8 ±0.0	317 ±6	411 ±9	993.0 ±2.1	0.1888 ±0.0009	10769 ±57	<b>10660 ±96</b>	1023 ±2	<b>10602 ±96</b>
SHA2-23	<b>76.2 ±0.1</b>	<b>893 ±18</b>	<b>299 ±6</b>	<b>994.9 ±2.8</b>	<b>0.2124 ±0.0007</b>	<b>12167 ±47</b>	<b>11999 ±128</b>	<b>1029 ±3</b>	<b>11941 ±128</b>
sha-2d-97mm	80.3 ±0.1	207 ±4	1331 ±28	987.4 ±2.6	0.2084 ±0.0008	11975 ±53	<b>11938 ±59</b>	1021 ±3	<b>11875 ±59</b>
sha-2d-105mm	76.2 ±0.1	134 ±3	1972 ±43	985.3 ±3.1	0.2110 ±0.0008	12143 ±53	<b>12117 ±55</b>	1020 ±3	<b>12054 ±55</b>
sha-2d-118mm	91.2 ±0.1	894 ±18	374 ±8	973.9 ±3.2	0.2222 ±0.0007	12899 ±48	<b>12757 ±111</b>	1010 ±3	<b>12694 ±111</b>
sha-2d-128mm*	<b>84.3 ±0.1</b>	<b>415 ±9</b>	<b>759 ±16</b>	<b>995.6 ±2.6</b>	<b>0.2270 ±0.0007</b>	<b>13041 ±46</b>	<b>12970 ±68</b>	<b>1033 ±3</b>	<b>12907 ±68</b>
sha-2d-160mm*	<b>75.2 ±0.1</b>	<b>286 ±6</b>	<b>990 ±23</b>	<b>997.0 ±2.5</b>	<b>0.2287 ±0.0017</b>	<b>13134 ±102</b>	<b>13079 ±109</b>	<b>1035 ±3</b>	<b>13016 ±109</b>
SHA2-25	65.3 ±0.1	182 ±4	1390 ±28	996.7 ±2.5	0.2353 ±0.0007	13535 ±48	<b>13495 ±56</b>	1035 ±3	<b>13437 ±56</b>
sha-2d-183mm	69.0 ±0.1	83 ±2	3258 ±73	992.8 ±2.8	0.2379 ±0.0008	13722 ±54	<b>13704 ±55</b>	1032 ±3	<b>13641 ±55</b>
sha-2d-187mm	74.9 ±0.1	248 ±5	1199 ±25	992.6 ±2.4	0.2403 ±0.0008	13871 ±53	<b>13824 ±62</b>	1032 ±3	<b>13761 ±62</b>
sha-2d-218mm	65.7 ±0.1	166 ±4	1660 ±37	997.8 ±2.9	0.2547 ±0.0009	14711 ±57	<b>14675 ±63</b>	1040 ±3	<b>14612 ±63</b>
sha-2d-252mm	71.6 ±0.1	262 ±6	1184 ±26	979.4 ±2.4	0.2631 ±0.0009	15374 ±60	<b>15322 ±71</b>	1023 ±3	<b>15259 ±71</b>
SHA2-26	53.1 ±0.0	272 ±5	849 ±17	973.3 ±2.5	0.2640 ±0.0009	15484 ±59	<b>15410 ±79</b>	1017 ±3	<b>15352 ±79</b>
SHA2-27	44.1 ±0.1	64 ±1	3092 ±68	943.8 ±2.6	0.2740 ±0.0012	16373 ±79	<b>16351 ±81</b>	988 ±3	<b>16293 ±81</b>
SHA2-28	58.6 ±0.1	448 ±9	635 ±13	936.3 ±2.3	0.2940 ±0.0010	17726 ±71	<b>17614 ±106</b>	984 ±2	<b>17556 ±106</b>
SHA2-29	60.6 ±0.1	282 ±6	1049 ±21	929.0 ±3.1	0.2967 ±0.0009	17973 ±69	<b>17905 ±84</b>	977 ±3	<b>17847 ±84</b>
sha-2c-27mm	62.3 ±0.1	586 ±12	553 ±11	906.9 ±2.5	0.3157 ±0.0012	19460 ±85	<b>19320 ±130</b>	958 ±3	<b>19257 ±130</b>
SHA2-31	38.8 ±0.1	89 ±2	2439 ±53	922.3 ±3.1	0.3396 ±0.0014	20873 ±98	<b>20839 ±101</b>	978 ±3	<b>20781 ±101</b>
SHA 2 34	69.3 ±0.1	206 ±4	2237 ±46	962.5 ±2.1	0.4040 ±0.0013	24669 ±94	<b>24627 ±99</b>	1032 ±2	<b>24569 ±99</b>
SHA 2 36	76.5 ±0.1	723 ±15	730 ±15	940.7 ±2.5	0.4187 ±0.0013	25989 ±97	<b>25853 ±137</b>	1012 ±3	<b>25795 ±137</b>
sha-2f-98mm	166.6 ±0.2	930 ±19	1258 ±26	827.6 ±2.0	0.4261 ±0.0011	28368 ±90	<b>28282 ±108</b>	896 ±2	<b>28219 ±108</b>
SHA2-38	36.8 ±0.0	80 ±2	3187 ±69	784.8 ±2.1	0.4179 ±0.0015	28522 ±118	<b>28488 ±120</b>	851 ±2	<b>28430 ±120</b>
<b>Espeleotema SHA 3</b>									
SHA3-1	188.9 ±1.2	324 ±7	248 ±5	1095.7 ±16.5	0.0258 ±0.0003	1350 ±18	<b>1327 ±25</b>	1100 ±17	<b>1269 ±25</b>
SHA3-2	181.0 ±0.3	148 ±3	596 ±14	1090.8 ±3.1	0.0297 ±0.0003	1556 ±15	<b>1545 ±17</b>	1096 ±3	<b>1487 ±17</b>
SHA3-3	199.6 ±0.3	89 ±2	1209 ±27	1084.8 ±2.6	0.0326 ±0.0002	1715 ±13	<b>1709 ±14</b>	1090 ±3	<b>1651 ±14</b>
SHA3-4	202.3 ±0.3	216 ±4	598 ±13	1101.8 ±2.8	0.0387 ±0.0002	2025 ±12	<b>2010 ±16</b>	1108 ±3	<b>1952 ±16</b>
SHA3-5	113.5 ±0.1	269 ±5	803 ±17	1026.9 ±2.9	0.1157 ±0.0005	6380 ±30	<b>6346 ±39</b>	1045 ±3	<b>6288 ±39</b>
SHA3-6	<b>155 ±0</b>	<b>2110 ±42</b>	<b>159.4 ±3.3</b>	<b>1059.4 ±2.7</b>	<b>0.1315 ±0.0006</b>	<b>7156 ±35</b>	<b>6965 ±139</b>	<b>1080 ±3</b>	<b>6903 ±139</b>
SHA3-7	135 ±0	163 ±3	1847.1 ±40.3	1056.2 ±2.1	0.1356 ±0.0006	7395 ±37	<b>7379 ±39</b>	1078 ±2	<b>7317 ±39</b>
SHA3-8	142.8 ±0.2	51 ±1	6371 ±142	1061.7 ±2.8	0.1391 ±0.0004	7574 ±25	<b>7569 ±25</b>	1085 ±3	<b>7511 ±25</b>
SHA3-9	<b>80.9 ±0.1</b>	<b>40 ±1</b>	<b>1785 ±44</b>	<b>2940.9 ±5.0</b>	<b>0.0531 ±0.0004</b>	<b>1477 ±12</b>	<b>1474 ±13</b>	<b>2953 ±5</b>	<b>1416 ±13</b>
SHA3-10	142.7 ±0.1	159 ±3	2239 ±46	1076.8 ±2.1	0.1517 ±0.0004	8218 ±26	<b>8202 ±29</b>	1102 ±2	<b>8144 ±29</b>
SHA3-11	138.0 ±0.1	419 ±8	851 ±17	1080.7 ±2.0	0.1568 ±0.0006	8491 ±33	<b>8449 ±44</b>	1107 ±2	<b>8391 ±44</b>
SHA3-12	126.3 ±0.1	545 ±11	636 ±13	1072.0 ±2.4	0.1662 ±0.0005	9058 ±30	<b>8998 ±52</b>	1100 ±2	<b>8940 ±52</b>
SHA3-13	211.5 ±0.3	704 ±14	921 ±19	1058.9 ±3.0	0.1861 ±0.0005	10248 ±34	<b>10202 ±47</b>	1090 ±3	<b>10144 ±47</b>

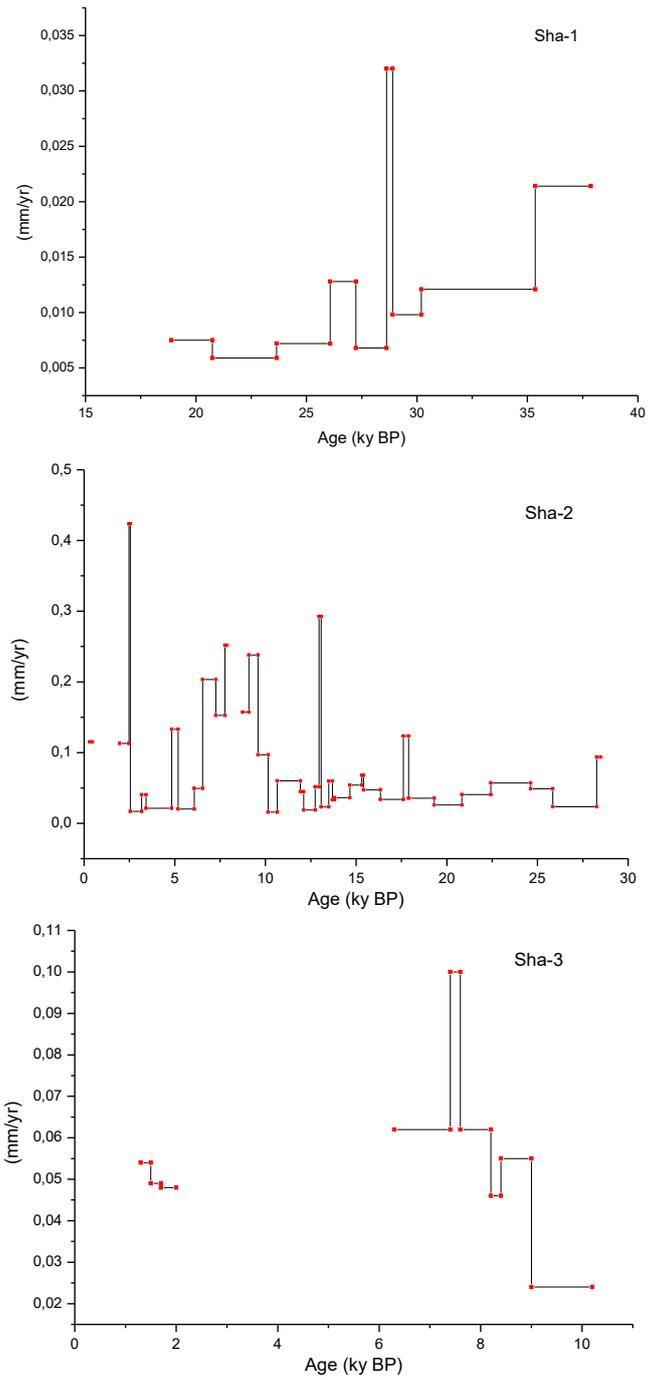
\* $\delta^{234}\text{U} = ((^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{activity}} - 1) \times 1000$ . \*\* $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$  was calculated based on <sup>230</sup>Th age (T), i.e.,  $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{measured}} \text{e}^{-\lambda_{234}\text{T}}$ .

Corrected <sup>230</sup>Th ages assume the initial <sup>230</sup>Th/<sup>232</sup>Th atomic ratio of 4.4 ±2.2 x10<sup>-6</sup>. Those are the values for a material at secular equilibrium, with the bulk earth <sup>232</sup>Th/<sup>238</sup>U value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.

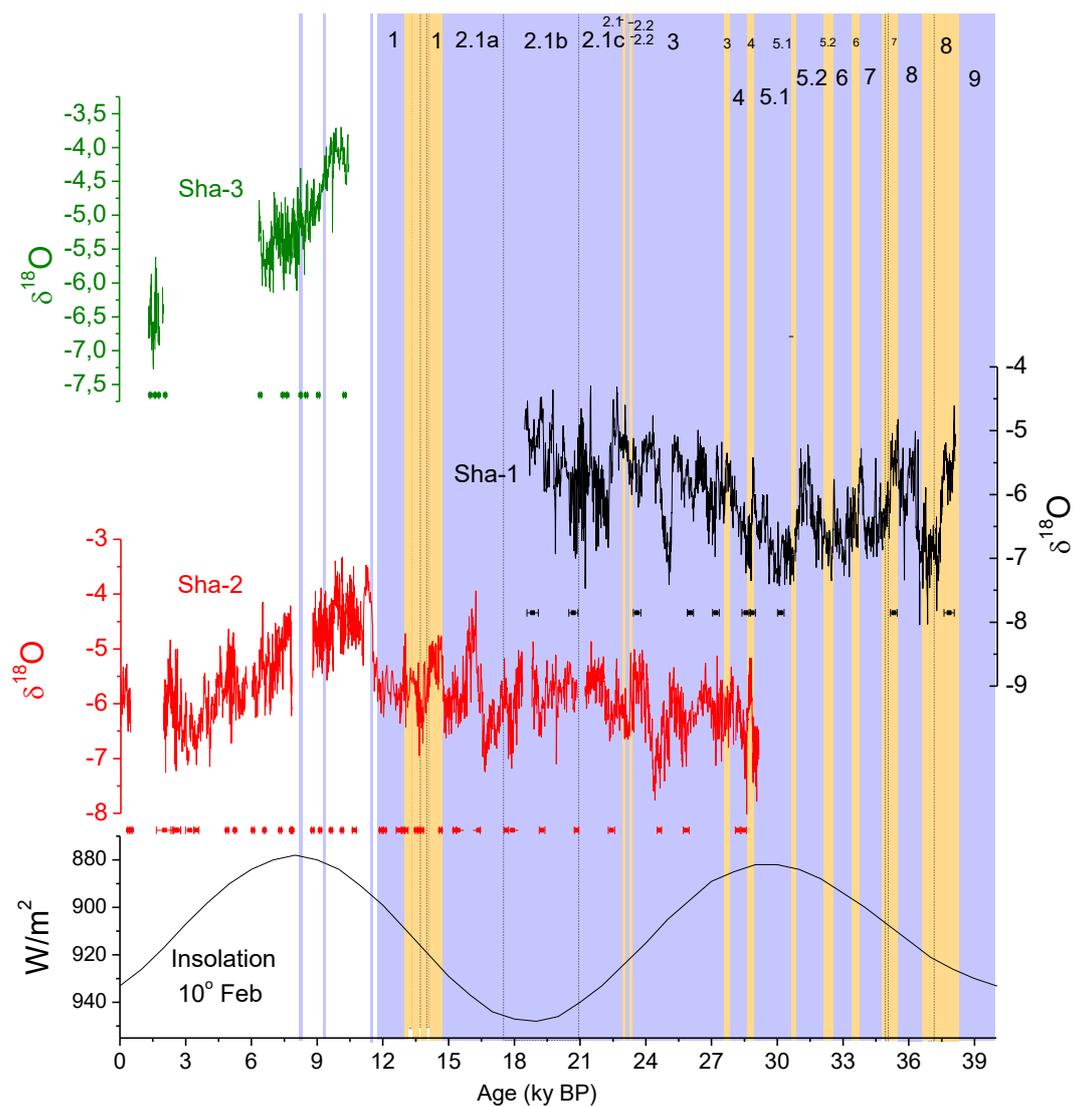
Lines in red, indicate those Ages that were not used due to higher error

\* THE RESULTS OF THESE TWO SAMPLES (128mm and 160mm) ARE QUESTIONABLE FOR THEY WERE MIXED DURING WEIGHING

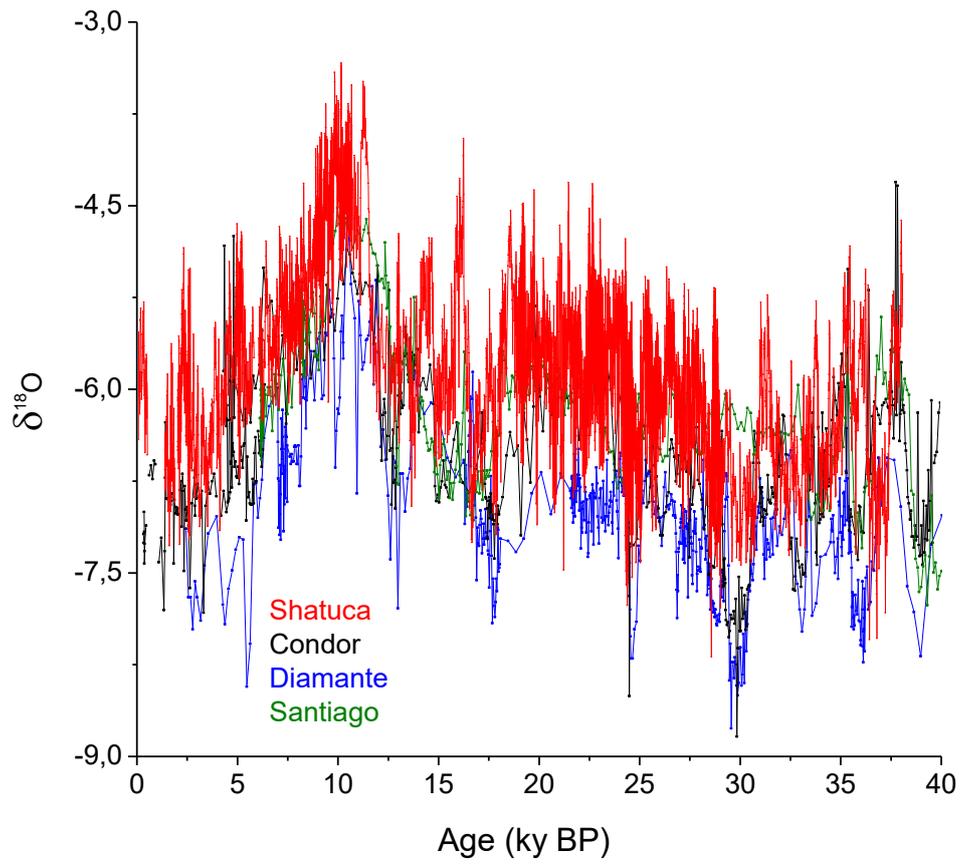
A7. Table S1. U/Th ages for the speleothem samples Sha-1, Sha-2 and Sha-3.



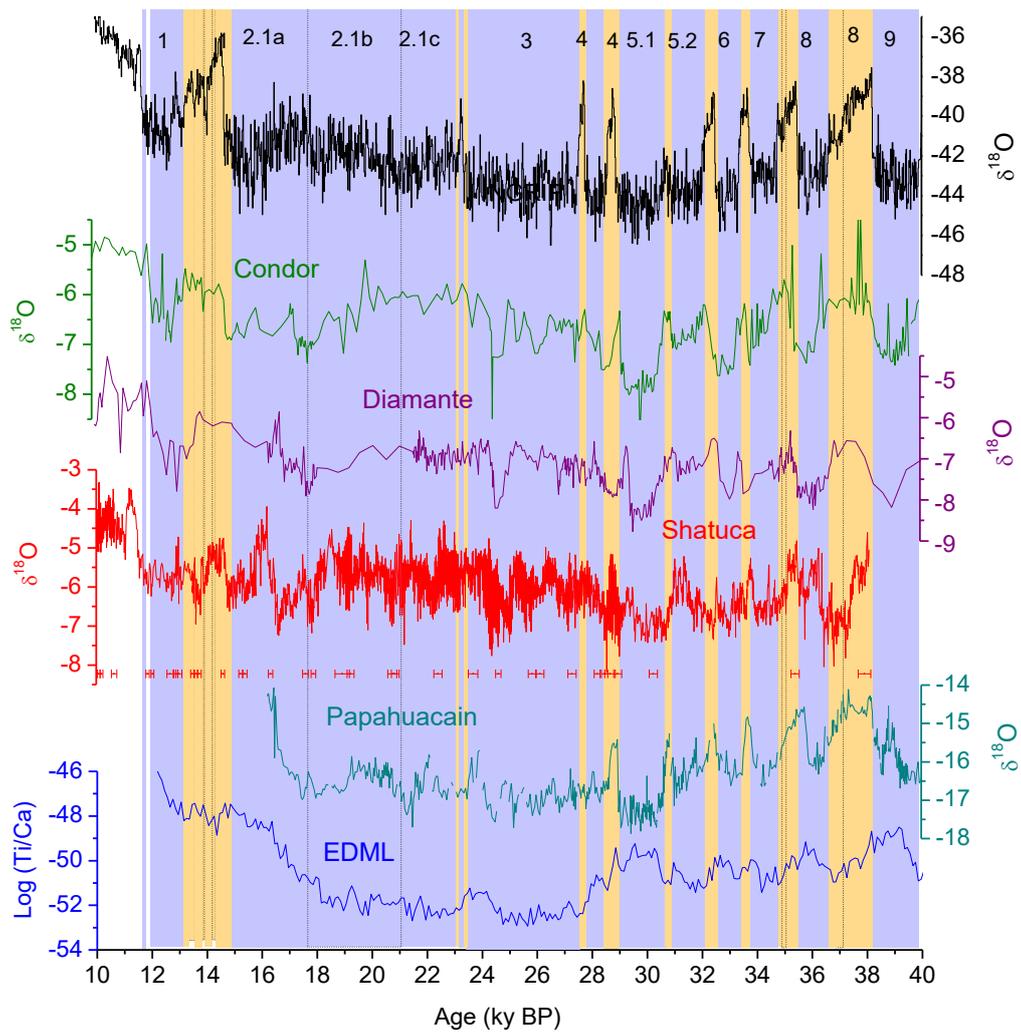
A7. Figure S2. Growth rate of samples Sha-1, Sha-2 and Sha-3.



**A7. Figure S3.** Isotopic record of samples Sha-1 (black), Sha-2 (red) and Sha-3 (green), compared to the insolation precession cycle for Feb. 10°S (black). Blue and orange bars indicate Greenland stadials (GS) and Greenland interstadials (GI), respectively; as suggested by Rasmussen et al. (2014). Ages and error bars are shown for each sample.



*A7. Figure S4. Comparison between northeastern Andean records located between 3-6°S: Shatuca record shown in red (this study), Condor and Diamante cave records shown in black and blue, respectively (Cheng et al., 2013a) and Santiago record shown in green (Mosblech et al., 2012). Note that Shatuca cave record presents more enriched  $\delta^{18}O$  values along the last 38ky.*



**A7. Figure S5.** Comparison between Andean records at lowlands (Condor and Diamante caves), midlands (Shatuca cave) and highlands (Papahuacain cave) with the EDML and NGRIP ice core records. Blue and orange bars indicate Greenland stadials (GS) and Greenland interstadials (GI), respectively; as suggested by Rasmussen et al. (2014). Ages and error bars are shown for Shatuca record.