UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**INFLUÊNCIA DA ZONA DE CONVERGÊNCIA
INTERTROPICAL NA MONÇÃO SUL-AMERICANA
DURANTE O ÚLTIMO PERÍODO GLACIAL COM BASE EM
REGISTROS GEOQUÍMICOS DE ESPELEOTEMAS DA
COLÔMBIA**

VERONICA MARCELA RAMIREZ RUIZ

Orientador: Prof. Dr. Francisco William da Cruz Júnior

Tese de Doutorado

Nº 592

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Francisco William da Cruz Júnior

Dr. Igor Martins Venancio Padilha de Oliveira

Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda

Dr. Gilvan Sampaio de Oliveira

Dr. Cristiano Mazur Chiessi

SÃO PAULO
2018

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.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP
Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

RAMIREZ RUIZ, VERONICA MARCELA
INFLUENCIA DA ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL
NA MONÇÃO SUL-AMERICANA DURANTE O ULTIMO PERÍODO
GLACIAL COM BASE EM REGISTROS GEOQUÍMICOS DE
ESPELEOTEMAS DA COLÔMBIA / VERONICA MARCELA
RAMIREZ RUIZ; orientador FRANCISCO WILLIAM DA CRUZ
JUNIOR. -- São Paulo, 2018.
170 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em
Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de
Geociências, Universidade de São Paulo, 2018.

1. PALEOCLIMATOLOGIA. 2. ZONA DE CONVERGÊNCIA
INTERTROPICAL. 3. MONÇÃO SUL-AMERICANA. 4.
ESPELEOTEMAS. 5. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA. I. DA CRUZ
JUNIOR, FRANCISCO WILLIAM, orient. II. Título.

“Cuando emprendas tu viaje a Itaca
pide que el camino sea largo,
lleno de aventuras, lleno de experiencias.
No temas a los lestrigones ni a los cíclopes
ni al colérico Poseidón,
seres tales jamás hallarás en tu camino,
si tu pensar es elevado, si selecta
es la emoción que toca tu espíritu y tu cuerpo.
Ni a los lestrigones ni a los cíclopes
ni al salvaje Poseidón encontrarás,
si no los llevas dentro de tu alma,
si no los yergue tu alma ante ti.

Pide que el camino sea largo.
Que muchas sean las mañanas de verano
en que llegues -¡con qué placer y alegría!-
a puertos nunca vistos antes.
Detente en los emporios de Fenicia
y hazte con hermosas mercancías,
nácar y coral, ámbar y ébano
y toda suerte de perfumes sensuales,
cuantos más abundantes perfumes sensuales puedas.
Ve a muchas ciudades egipcias
a aprender, a aprender de sus sabios.

Ten siempre a Itaca en tu mente.
Llegar allí es tu destino.
Mas no apresures nunca el viaje.
Mejor que dure muchos años
y atracar, viejo ya, en la isla,
enriquecido de cuanto ganaste en el camino
sin aguantar a que Itaca te enriquezca.

Itaca te brindó tan hermoso viaje.
Sin ella no habrías emprendido el camino.
Pero no tiene ya nada que darte.

Aunque la halles pobre, Itaca no te ha engañado.
Así, sabio como te has vuelto, con tanta experiencia,
entenderás ya qué significan las Itacas”

Constantino Kavafis

Resumo

A Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) marca a área de ar ascendente nos trópicos, associada com altas pluviosidades e característica chave da circulação tropical da célula de Hadley, dominando o ciclo hidrológico sazonalmente sobre os trópicos, com precipitação máxima associada ao hemisfério com as maiores temperaturas da superfície do mar. As alterações de longo prazo na posição ITCZ tem sido considerada como um importante fator de controle da paleo-precipitação na área equatorial para avaliar as alterações relativas na sua posição e intensidade em escalas de tempo orbitais e milenar. A este respeito, há uma necessidade de registros de precipitação com ampla profundidade temporal, alta resolução e bem datados no norte da América do Sul para avaliar como o deslocamento da ITCZ influenciou a paleo-precipitação na região e sua relação com o Sistema da Monção Sul-Americana (SASM). Nosso registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotema da caverna de Carracos, localizada no município de El Peñon na região centre leste da Colombia e situado na posição média atual da ITCZ no norte da América do Sul, exibiu mudanças na precipitação durante os últimos 103 ky BP até o presente, com uma curva isotópica continua para o último período deglacial. O registro de El Peñon é composto por nove espeleotemas individuais com um total de 6857 amostras de $\delta^{18}\text{O}$ e um modelo de idade com 132 datações, precisamente datadas pelo método U/Th. Documentamos pela primeira vez como as mudanças de longo prazo na atividade da ITCZ estão associadas a mudanças na circulação do Atlântico Meridional Overturning na escala orbital. Nos eventos GI, GS e HS, há uma mudança relativa na posição e intensidade da ITCZ na região norte da América do Sul, expondo a área de El Peñon como um setor sensível a essas variações, o que gera relações de fase/antifase com registros do Caribe e a área de influência sul da ITCZ. Igualmente, é sugerida uma assimetria zonal durante o LGM caracterizada pela posição da ITCZ, levando aumento do fluxo de umidade em Centro America e Colômbia, enquanto condições climáticas contrastantes são observadas do lado leste do continente o sem uma resposta forte nos outros registros de América do Sul. Apesar que as condições nas mudanças oceânicas sejam o fator climático dominante para a variabilidade da ITCZ durante o último período glacial, a forçante de insolação no verão austral ainda é muito evidente durante o Holoceno, levando a um deslocamento para o sul da ITCZ em poucos graus alcançando, sua posição mais meridional no presente.

Palavras Chaves: *Paleoclima, Isotopos Estaveis, Zona de Convergência Intertropical (ITCZ), Colombia, variabilidade climáticas.*

Abstract

The Intertropical Convergence Zone (ITCZ) marks the area of ascending air in the tropics, which is associated with generally high rainfall and is a key feature of the tropical Hadley circulation. This ITCZ dominates the hydrological cycle seasonally over the tropics with maximum rainfall associated with warmer sea surface temperatures in each). Although long-term changes in the ITCZ position have been considered as a major factor controlling paleo-precipitation in the equatorial area to evaluate the relative changes in its position and intensity on both orbital and millennial time scales. In this regard, there is a need for long, high resolution and well-dated records of precipitation in Northern South America to evaluate how the ITCZ has influenced the paleo-precipitation over the SASM domain. Our composite speleothem $\delta^{18}\text{O}$ record from Carracos cave inferring past precipitation changes during the last 103 ky B.P., it is located in the El Peñon municipality in the eastern Colombian Cordillera and the latitude of the study site coincides with the mean modern position of the ITCZ in northern South America. The El Peñon speleothem $\delta^{18}\text{O}$ record is composed of nine individual speleothems with 6857 $\delta^{18}\text{O}$ measurements and the chronology of the CAR speleothem record is based on 132 very precise U/Th dates. We document for the first time how long-term changes in ITCZ activity are associated with changes in the Atlantic Meridional Overturning circulation. In the GI and HS events, there is a relative change in the position and intensity of the ITCZ in the northern region of South America, exposing the El Peñon area as a sector sensitive to these variations, which generates phase/antiphase relationships with records from the Caribbean and the southern area of influence of the ITCZ. The El Peñon speleothem record also suggests that the ITCZ was characterized by a large zonal asymmetry during the LGM, leading to enhanced moisture influx from the Caribbean toward Colombia, intensifying the monsoon over the SASM region of western and southern Brazil and the tropical Andes, while contrasting climate conditions are observed from the eastern side of continent. Although the changing oceanic conditions are notably the dominant climate driver for ITCZ variability during the last glacial period, austral summer insolation forcing is still very evident during the Holocene, leading to a southward displacement of the ITCZ by a few degrees reaching its southernmost position at present-day.

Key words: Paleoclimate, Stable Isotopes, Intertropical Convergence Zone (ITCZ),

LISTA DE ABREVIATURAS

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

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

δD - Razão isotópica de Hidrogênio

CaCO_3 - Carbonato de cálcio

HN- Hemisfério Norte

HS- Hemisferio Sul

DJF - Dezembro, Janeiro e Fevereiro

MAM - Março, Abril e Maio

JJA - Junho, Julho e Agosto

SAMS – Sistema Monção Sul-Americana

ITCZ - Zona de Convergência Intertropical

SST - Temperatura da Superfície Marinha,

GMWL- *Global Meteoric Water Line*

U/Th - Urânio-Tório

Sr/Ca - Razões Estrôncio e Cálcio

Ba/Ca - Razões Bário e Cálcio

Mg/Ca - Razões Magnésio e Cálcio

Ti/Ca - Razões Titânio e Cálcio

Fe/Ca - Razões Ferro e Cálcio

CO_2 - Dióxido de carbono

B.P. - Antes do Presente, pelas siglas em inglês

LGM - Último Máximo Glacial, siglas em inglês

MIS- *Marine Isotope Stage*

HS – Heinrich stadial

YD - Younger Dryas

B-A- Bølling-Allerød

GS – Greenland Stadial

GI – Greenlando Interstadial

IRD - *Ice-rafted debris*

NGRIP- *North Greenland Ice Core Project*

NADW- *North Atlantic Deep Water*

AMOC- *Atlantic Meridional Overturning Circulation*

UFL – *Upper Forest Line*

SUMÁRIO

1. Introdução.....	1
1.1 Objetivos	8
2. Discussão Temática.....	9
2.1 Registros Isotópicos em Estalagmites	9
2.1.1 Aplicação dos registros isotópicos de oxigênio em estalagmites no estudo das variações da paleoprecipitação.....	9
2.1.2 Isótopos de Oxigênio no ciclo Hidrológico.....	12
2.1.3 Linha Meteórica de Água (MWL).....	15
2.1.4 Fatores que Afetam a Composição Isotópica da Água de Gotejamento.....	17
2.1.5 Fracionamento de $\delta^{18}\text{O}$ no Solo	18
2.1.6 Recarga do Aquífero.....	19
2.2 Variação de Elementos traços em espeleotemas	20
3. Área de Estudo e Climatologia Atual.....	23
3.1 Área de estudo	23
3.2 Climatologia Local	26
3.2.1 Variabilidade interanual.....	35
3.2.2 Variações decadais.....	36
Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO)	37
Oscilação Decadal do Pacífico (PDO)	38
4. Materiais e métodos.....	40
4.1 Coleta e preparação de amostras.....	40
4.1 Datações radiométricas (U-Th).....	41
4.2 Análises isotópicas	44
4.3 Elementos Traços	46
4.4 Análises de água de chuva	47
4.5 Análises de trajetórias	48
4.6 Análises de Degree Rainout Upstream (DRU).....	49
5. Resultados.....	50
5.1 Datações	50
5.2 Monitoramento Ambiental e Isotópico.....	56
5.3 Reconstituições climáticas a partir das razões isotópicas oxigênio e carbono em estalagmites	64
5.3.1 Variabilidade climática na escala orbital e milenar	64
5.3.2 Reconstrução da paleopluviosidade entre 25 e 12 kyr durante o último máximo glacial (LGM) e o evento Heinrich 1 (HS1).....	70

5.3.3 Paleoprecipitação do Holoceno até o presente	74
5.4 Reconstituições das condições geoquímicas e paleoambientais baseadas em elementos traços	77
5.4.1 Variação nos elementos traços durante o LGM	77
5.4.2 Reconstituição das condições ambientais no ultimo milênio com base nos elementos traços	81
6. Discussão	85
6.1 Variações climáticas na escala orbital e milenar.....	85
6.2 Variações durante o último máximo glacial (LGM) e HS1	102
6.3 Mudanças na precipitação no Evento Heinrich Stadial 1	108
6. 4 Reconstrução paleoclimática durante o Holoceno	109
7. Considerações Finais	114
8. Referencias.....	116
ANEXO I	133
<i>Idades U-Th</i>	133
ANEXO 2	143

TABLA DE FIGURAS

Figura 1 Comparação dos registros das concentrações de Ti na bacia de Cariaco, indicador de variações pluviosidade na área continental do norte dos Andes (Peterson et al, 2000), e os registros de variações na vegetação na área próxima da Laguna Fuquene (Cordilheira Oriental Colombiana), que tem relação com variações na temperatura, pCO_2 , umidade e sedimentação na bacia (van der Hammen and Hoogheijstra, 1995).....	4
Figura 2.1 Regimes da dissolução e de precipitação do sistema cárstico. Modificado de Fairchild et al, 2006.....	11
Figura 2.2 Relações de características de crescimento para a localização das séries de tempo; as estalagmites normalmente são estudadas em chapas polidas perpendicular à direção do seu crescimento máxima, mas secções transversais de estalactites também têm sido utilizadas. Modificado de Fairchild et al, 2006.....	11
Figura 2.3 Variação de $\delta^{18}O$ δD pela fracção residual de vapor e a temperatura ($^{\circ}C$), no processo conhecido como Destilação Rayleigh; neste processo observa-se maior fracionamento do oxigênio pelo esfriamento progressivo e a chuva, além de ter relação com o descenso na temperatura.....	14
Figura 2.4 Linha Meteorica de Água Global que relaciona os dados de $\delta^{18}O$ e δD , feita com dados da Base de dados global da GNIP; contígua a Linha Meteorica de Água Global se tem a curva de variação dos valores de $\delta^{18}O$ e δD nos processos de evaporação	17
Figura 3.1 Localização da Colômbia e da área de estudo em Santander, em Sul América. Observa-se a posição limítrofe da Colômbia com a bacia Amazônica, os oceanos Atlântico e Pacífico, e o mar Caribe.....	24
Figura 3.2 Mapa geológico do município de El Peñon, no departamento de Santander.....	25
Figura 3.3 Mapa de precipitação do departamento de Santander.....	28
Figura 3.4 Relação entre a temperatura da superfície do mar (SST) e a precipitação associada à ITCZ (Extraído de Waliser e Jiang, 2015)	29
Figura 3.5 Esquema de circulação Hadley, que ajuda a transportar a umidade da ITCZ (Extraído de Waliser e Jiang, 2015)	30
Figura 3.6 Entrada de ventos para a área colombiana em intervalos bimensais, relacionados a variações na SST do Caribe, Norte e Sul do Atlântico (Poveda et al, 2014)	32
Figura 3.7 Diagramas de quantidade de precipitação por mês para diferentes estações meteorológicas do IDEAM no departamento de Santander.....	33
Figura 5.1. Intervalos de deposição das estalagmites estudadas da caverna Caracos para os últimos 105 mil anos. As idades U/Th estão destacadas para cada amostra de estalagmite plotada no eixo Y.....	51
Figura 5.2. Intervalos de deposição das estalagmites estudadas da caverna Caracos para os últimos 10 mil anos. As idades U/Th estão destacadas para cada amostra de estalagmite plotada no eixo Y.....	52
Figura 5.3. Registros isotópicos de oxigênio (azul) e taxa de crescimento (vermelho) das estalagmites CAR1, CAR2, CAR3, CAR7, CAR12, CAR21, CAR26 e CAR36.....	54

Figura 5.4. Registros isotópicos de carbono (verde) e taxa de crescimento (vermelho) das estalagmites CAR1, CAR2, CAR3, CAR7, CAR12, CAR21, CAR26 e CAR36.....	55
Figura 5.5 Comparação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e a quantidade de chuva para cada mês, na estação de monitoramento de Bogotá.....	58
Figura 5.6 Comparação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e a quantidade de chuva para cada mês, na estação de El Peñon.....	59
Figura 5.7 Correlação espacial entre $\delta^{18}\text{O}$ mensal na estação de Bogotá (ponto amarelo) da estação IAEA e precipitação regional (GPCC V7; Schneider et al., 2011) entre 1971 e 2009 para a) março, abril e maio eb) setembro, outubro e novembro. Cada pixel com correlação significativa é sombreado ($p < 0,05$)	60
Figura 5.8. As retrotrajetórias de umidade para região estudada na Colômbia localizada entre 6.080°N e -73.830°O a 1500 m acima do nível do solo (~750hPa). Nos mapas da esquerda estão apresentadas as trajetórias nos meses de DEF-MAM-JJA-SON, analisadas entre 01/06/2012 e 31/05/2014. À direita encontra-se quantificadas a fração que cada fonte de umidade contribui no período, representados por áreas mais proximais e distais.....	63
Figura 5.9 Registo de $\delta^{18}\text{O}$ nos últimos 100 kyr de El Peñon, composto por 9 espeleotemas diferentes, de modo que a taxa de crescimento nos diferentes períodos varia	65
Figura 5.10 Registo de $\delta^{13}\text{C}$ nos últimos 100 kyr de El Peñon, composto por 9 espeleotemas diferentes, de modo que a taxa de crescimento nos diferentes períodos varia.....	66
Figura 5.11 Comparação das curvas de isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), com o registro da Groenlândia $\delta^{18}\text{O}$ (NGRIP) (Rasmussen et al, 2014), entre 105 e 25 kyr.....	67
Figura 5.12 Comparação das curvas de isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), com o registro da Groenlândia $\delta^{18}\text{O}$ (NGRIP) (Rasmussen et al, 2014), durante o MIS3.....	69
Figura 5.13 Comparação das curvas de isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), entre 24 a 12 kyr, exibindo as mudanças durante o LGM e o evento HS1.....	72
Figura 5.14 Valores de $\delta^{18}\text{O}$ originais comparados com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ corrigidos pela temperatura, com a equação de Jhonson et al (2013). Observa-se que o fracionamento do oxigênio no apresenta uma relação forte com a temperatura.....	73
Figura 5.15 Comparação das curvas de isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), durante o Holoceno até o presente. A curva isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ é comparada com a curva de insolação de verão para o mês de junho a 10°N (Berge & Loutre, 1999), posterior se apresenta a curva de $\delta^{18}\text{O}$ de tendenciada	76
Figura 5.16 Comparação da curva de isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), com as relações dos elementos tracos Sr/Ca, Ba/Ca e Mg/Ca, para o período entre 28 a 12 kyr.....	79
Figura 5.17 Comparação da curva de isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ de El Peñon (Colômbia), com as relações dos elementos tracos Sr/Ca, Ba/Ca e Mg/Ca, para o período entre 28 a 12 kyr.....	80
Figura 5.18 Comparação da curva de isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), com as relações dos elementos tracos Sr/Ca, Ba/Ca e Mg/Ca, durante o último milênio.....	83
Figura 5.19 Comparação da curva de isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), com as relações dos elementos tracos Sr/Ca, Ba/Ca e Mg/Ca, durante o último milênio.....	84

Figura 5.21 Relações de $\text{Ln Mg} / \text{Ca}$ vs $\text{Ln Sr} / \text{Ca}$ e $\text{Ln Sr} / \text{Ca}$ vs $\text{Ln Ba} / \text{Ca}$ para determinar a influência do PCP nos elementos traços dos espeleotemas CAR1 e CAR2.....84

Figura 6.1 Comparação de registros continentais entre 100 k e BP até o presente. a) NGRIP (Rasmussen et al, 2014), b) Reflectância na Bacia do Cariaco (Venezuela) (Deplazes et al, 2013); c) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas de El Peñon (Colômbia), em curva vermelha de insolação de verão para o mês de junho a 10°N ; d) % AP da lagoa Fuquene (Colômbia) (Groot et al, 2014); e) $\delta^{18}\text{O}$ da caverna El Terciopelo (Costa Rica) (Lachniet et al, 2009); f) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ na caverna.....90

Figura 6.2 Comparação de registros continentais entre 100 k e BP até o presente. a) NGRIP (Rasmussen et al, 2014), b) Reflectância na Bacia do Cariaco (Venezuela) (Deplazes et al, 2013); c) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas de El Peñon (Colômbia), em curva vermelha de insolação de verão para o mês de junho a 10°N ; d) % AP da lagoa Fuquene (Colômbia) (Groot et al, 2014); e) $\delta^{18}\text{O}$ da caverna El Terciopelo (Costa Rica) (Lachniet et al, 2009); f) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ na caverna.....91

Figura 6.3. Comparação dos registros marinhos entre 100 ky até o presente. a) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos do NGRIP (Rasmussen et al, 2014), b) Reflectância na Bacia do Cariaco (Venezuela) (Deplazes et al, 2013), c) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas de El Peñon (Colômbia)), em curva vermelha de insolação de verão para o mês de junho a 10°N ; d) Atlântico Norte (Nd Register (Bermuda) (Böhm et al, 2014); e) curva Pa / Th do Atlântico Norte (Bermuda) (Böhm et al, 2014); f) Curva de variação do SST do Caribe ocidental (ODP999A) (Schmidt et al, 2006); g) Curva de variação da TSM do Pacífico Equatorial Oriental (Dubois et al, 2014).....92

Figura 6.4. Comparação dos registros de a) NGRIP (Rasmussen et al, 2014); b) Reflectância na bacia do Cariaco (Deplazes et al, 2013); c) $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon com curva de insolação para dezembro a 10°S ; d) $\delta^{18}\text{O}$ caverna de Pacupahuain (Peru) (Kanner et al, 2012); e) $\delta^{18}\text{O}$ caverna Paraíso (Brasil); f) Curva de variação de Pa / Th de Bermuda Rise (Böhmet al, 2014). As comparações são feitas para o período do MIS5, marcando os eventos GI e HS nos registros.....96

Figura 6.5. Comparação dos registros de a) NGRIP (Rasmussen et al, 2014); b) Reflectância na bacia do Cariaco (Deplazes et al, 2013); c) $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon com curva de insolação para dezembro a 10°S ; d) $\delta^{18}\text{O}$ caverna de Pacupahuain (Peru) (Kanner et al, 2012); e) $\delta^{18}\text{O}$ caverna Paraíso (Brasil); f) Curva de variação de Pa / Th de Bermuda Rise (Henry et al, 2016). As comparações são feitas para o período do MIS3, marcando os eventos GI e HS nos registros.....97

Figura 6.6 Esquema de resumo das condições de variação no MIS5 com condições de aquecimento na bacia do Caribe, AMOC fortalecida e a ITCZ ao Norte. Na direita posição dos registros comparados em America do Sul e o Caribe e as condições paleoclimaticas no período.....99

Figura 6.7 Esquema de resumo das condições de variação no MIS3 com condições de esfriamento na bacia do Caribe, AMOC enfraquecida e ITCZ ao Sul. Na direita posição dos registros comparados em America do Sul e o Caribe e as condições paleoclimaticas no período.....100

Figura 6.8 Esquema de resumo das condicoes de paleopluviosidade e posição da ITCZ nos eventos GI, comparando os registros de centro e Sul America, condicoesda AMOC e dos ventos do Nordeste.....105

Figura 6.9 Esquema de resumo das condicoes de paleopluviosidade e posição da ITCZ nos eventos GS, comparando os registros do Caribe e Sul America.....105

Figura 6.10 Esquema de resumo das condicoes de paleopluviosidade e posição da ITCZ nos eventos HS, comparando os registros do Caribe e Sul America.....106

Figura 6.11 Relações de Ba/Ca , Sr/Ca e Mg/Ca no espeleotema CAR12, comparado com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Observa-se anomalias nas nas relações dos elementos tracos entre 24 e 18 ky, associadas com processos de mudanças com a disponibilidades de agua no sistema.....111

Figura 6.12 Comparação do registro de El Peñon (c), com registros continentais de centro América e Brasil. Observa-se que nos registros de México, Guatemala e Colombia, se tem uma anomalia de chuvas para o período do LGM. No HS1 se apresentam condições de diminuição da pluviosidade nos registros de Centro América, Cariaco (Venezuela) e Jaragua (Brasil)112

Figura 6.13 Comparações de registros continentais de América Central e América do Sul para o Holoceno. a) $\delta^{18}\text{O}$ caverna Juxtlahuaca (México) (Lachniet et al, 2017); b) %Ti da bacia de Cariaco (Venezuela) (Haug et al, 2001); c) $\delta^{18}\text{O}$ El Peñon (Colômbia); d) $\delta^{18}\text{O}$ da caverna Shatuca (Peru) (Bustamante et al, 2016); e) $\delta^{18}\text{O}$ caverna Tigre Perdido (Peru) (van Breukelen et al, 2008); f) $\delta^{18}\text{O}$ da caverna Jaragua (Brasil) (Novello et al, 2017)118

1. Introdução

Sabe-se que em regiões subtropicais e tropicais as interpretações baseadas nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas são fortemente relacionadas às reconstituições de paleopluviosidade devido a relação entre a composição isotópica da chuva e as variações pluviométricas (Clark e Fritz, 1997; Vuille et al., 2003; Cruz et al., 2005). Reconstituições de paleoprecipitação realizadas com base em valores de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas permitiram relacionar o regime hidrológico das zonas tropicais à eventos climáticos de escala global (Cruz et al., 2005, 2006 2007, 2009; Wang et al., 2006; Wang et al., 2007; Wang et al., 2008; Bird et al, 2011).

A Zona de Convergência Intertropical, ou ITCZ do inglês Intertropical Convergence Zone, é um sistema meteorológico chave que modula o ciclo hidrológico sazonalmente sobre os trópicos com precipitação máxima associada às temperaturas da superfície do mar mais quentes em cada hemisfério (Waliser et al, 1993; Philander et al, 1996; Schneider et al, 2014; Adam et al, 2016). A ITCZ é definida como o máximo em precipitação tropical ou como um cinturão tropical de nuvens convectivas, e sua posição média varia sazonalmente de 9 °N a 2 °N sobre o Oceano Atlântico (Waliser & Gautier, 1993; Schneider, Bischoff & Haug, 2014).

Embora a atividade da ITCZ tenha sido considerada o principal fator que controla os padrões de paleo-precipitação na área norte de Suramérica e tenha relação com região das monções (Schneider et al, 2014; Bustamante et al, 2016; Strikis et al, 2017), há falta de registros na área equatorial para avaliar as mudanças relativas em sua posição e intensidade nas escalas de tempo orbitais e milenares. É provável que o impacto da ITCZ sobre as chuvas de monções seja superestimado nos estudos baseados em registros, porque não mudou significativamente de posição durante o último período glacial (McGee et al., 2014). Por esse motivo, há necessidade de registros longos e bem datados de paleoprecipitação entre as Américas do Norte e do Sul para avaliar como a ITCZ influenciou a precipitação em grandes áreas afetadas pelas monções tropicais de verão nas escalas orbital e milenar, além do Holoceno.

Variações no ciclo hidrológico tropical têm sido associadas a mudanças no fortalecimento/enfraquecimento da Celula de Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC), que estão relacionadas às temperaturas registradas nos testemunhos de gelo da Groenlândia e ao deslocamento latitudinal da ITCZ na América do Sul (Peterson et al., 2002). O registro de deslocamento meridional da ITCZ é fortemente dependente do gradiente da temperatura da superfície do mar (SST – sea surface temperature) equatorial entre o Atlântico Norte e Sul, além de influir no gradiente de temperatura do Pacífico, e as mudanças sazonais da direção predominante dos ventos do Nordeste (Schneider et al, 2014). Durante o último período glacial, as anomalias negativas da precipitação da ITCZ no norte da América do Sul (Haug et al., 2001; Peterson et al., 2000) estão associadas a intensificação dos ventos do Nordeste no Atlântico Norte em escalas orbitais e milenares. Enquanto nas anomalias positivas, a ITCZ é deslocada ao norte da linha do equador, deixando seco o Peru e o Equador (Mosblech et al., 2012; Cheng et al., 2013). O papel do Oceano Pacífico sobre a atividade da ITCZ na América do Sul ainda não é bem compreendido.

A localização em 6° N da região da Colômbia é importante para o entendimento do deslocamento latitudinal da ITCZ. Estudos de paleoclimatologia da América do Sul, baseados em registros continentais como polen e espeleotemas (van der Hammen et al, 1974; Groot et al, 2011; Bogota-A et al, 2011; Groot et al, 2014; Lachniet et al, 2009) em regiões influenciadas pela ITCZ mostram o seu deslocamento em diferentes escalas de tempo. No entanto, os registros existentes entre 10°N (Cariaco, Venezuela) e 5°S (cavernas de Shatuka e Tigre Perdido, Peru), podem ser complementados com o registro de alta resolução obtido na caverna de Caracos (Colômbia), permitindo uma discussão das mudanças em diferentes escalas de tempo e dos fatores que afetam as condições paleoambientais da área, o que permite interpretar a intensidade do deslocamento da ITCZ em diferentes eventos. Assim, podemos entender o deslocamento relativo da ITCZ nos eventos Greenland Stadial (GS), Interstadials (GI) e Heinrich Stadials (HS), pelas variações nas intensidades destes, os mecanismos que os geram.

No Atlântico Norte, eventos de escala milenar relacionados a fases de aumento na deposição de material detrítico gerados pelo derretimento de geleiras (IRD, do inglês *ice rafted debris*) apontam para eventos frios relacionados a quedas da temperatura da superfície do mar no Atlântico Norte, as quais são sincrônicas com as quedas registradas nos testemunhos de gelo da Groenlândia (Bond et al. 1997; 2001). As variações sincrônicas observadas entre os picos de IRD no Atlântico Norte com os picos mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ da Groenlândia se tornaram conhecidos como “Eventos Heinrich”, que são períodos de frio extremo no Hemisfério Norte (HN) com duração média de 1,5 mil anos e um intervalo médio de 1,47 mil anos (Broecker, 1994; Rahmstorf, 2002).

Os eventos quentes identificados por aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos testemunhos de gelo da Groenlândia são conhecidos como eventos Greenland Interstadial (GI) (Rasmussen et al, 2014). Estes eventos são caracterizados por elevações extremas de temperatura que podem influenciar as médias anuais, entre 5 e 10° C nas áreas de alta latitude do Hemisfério Norte (Rahmstorf, 2002; Clement & Peterson, 2008). Variações da temperatura da superfície do mar no Atlântico Norte e da atmosfera estudadas a partir dos testemunhos marinhos e de gelo (Rasmussen et al, 2014) são consistentes com as variações de precipitação interpretadas pelos dados geoquímicos nos registros da Bacia de Cariaco na Venezuela (Haug et al, 2001, Peterson et al., 2000).

As comparações feitas com os registros de pólen da Laguna de Fúquene na Colômbia, possuem relações entre os registros da Groenlândia e o Atlântico Norte, com outras áreas do norte da América do Sul nos eventos Heinrich, Bølling-Allerød (B-A) e Younger Dryas para os últimos 15 mil anos (Figura 1.1) (Van der Hammer & Hooghiemstra, 1995). No entanto, os registros de ambas áreas apresentam baixas resoluções, o que não permite discutir mudanças em diferentes escalas temporais. As relações entre estes registros exibem uma influência das variações na *Upper Forest Line* (UFL), caracterizada como a linha superior da floresta de alta altitude que é sensível aos processos paleoambientais, com as mudanças da temperatura a nível global, porém, ainda

precisa ser melhor compreendido estes processos e a relação com a precipitação dessas áreas.

Figura 1 Comparação dos registros das concentrações de Ti na bacia de Cariaco, indicador de variações pluviosidade na área continental do norte dos Andes (Peterson et al, 2000), e os registros de variações na vegetação na área próxima da Laguna Fuquene (Cordilheira Oriental Colombiana), que tem relação com variações na temperatura, pCO_2 , umidade e sedimentação na bacia (van der Hammen and Hoogheimstra, 1995).

Assim como descrito em Cariaco, espera-se que as mudanças na pluviosidade nos Andes Orientais da Colômbia acompanhem as variações na temperatura atmosférica e da superfície oceânica registradas durante os eventos GS, GI e HS no Hemisfério Norte ao longo do último período glacial (Dansgaard et al., 1993; Peterson et al., 2000, Haug et al., 2001, Martinez et al, 2003). Os eventos milenares, também relacionados com esfriamento do Atlântico durante os eventos Bond do Holoceno, foram associados com mudanças de precipitação

em trabalho prévio com registros isotópico de espeleotemas da Colômbia (Ramirez, 2014). Os eventos Heinrich são caracterizados por aumento relativo de chuva no Hemisfério Sul durante o período glacial, coincidente com eventos frios no Hemisfério norte associados a oscilações periódicas de escala milenar (Clark et al., 1999). Igualmente, esses eventos podem influenciar positivamente a pluviosidade na Colômbia uma vez que deslocam a ITCZ para sul da sua posição atual (Chiang et al, 2003).

Na Cordilheira Oriental da Colômbia durante o período entre 25 e 18 mil anos BP se registra um declínio da UFL para uma altitude de 2000 m, com diminuição da temperatura em aproximadamente 6° C. Na altitude do lago Fúquene a cerca 2550 m de elevação, a diminuição de temperatura chegou a 7-8° C durante o Último Máximo Glacial (LGM – Last Glacial Maximum). Essa diminuição da temperatura foi associada com condições de baixa pluviosidade, devido aos níveis rasos da laguna para o período (Van der Hammer & Hooghiemstra, 2003). Os registros do Pacífico Equatorial do Leste mostram um decréscimo da temperatura entre 4 e 5° C abaixo das temperaturas atuais, além de apresentar uma relação com o crescimento das geleiras da Cordilheira Central na Colômbia, no período denominado localmente como o período Murillo (Martinez et al., 2003). Neste período observam-se variações abruptas na SST do Pacífico Tropical, caracterizadas por baixas temperaturas (Leduc et al, 2009). Além disso, observa-se uma relação entre os eventos Heinrich com condições de baixa umidade na bacia do Pacífico Leste Tropical, e vice-versa durante os eventos GI (Leduc et al, 2009).

Durante o período que corresponde ao Younger Dryas (YD) e o B-A, os registros de pólen na Cordilheira Oriental da Colômbia apresentam um hiato na deposição do sedimento e material orgânico, refletindo condições de menor pluviosidade na área (Van der Hammer & Hooghiemstra, 2003). Já na Cordilheira Ocidental ocorreram condições mais frias e umidade constantes em relação ao período anterior (Velásquez & Hooghiemstra, 2013). Estas condições de menor pluviosidade na área da Colômbia mostram relação com os registros da bacia de Cariaco na Venezuela, onde se apresenta menores concentrações de %Ti como consequência da menor pluviosidade na área (Haug et al., 2001). No entanto, os

registros da Cordilheira Ocidental mostram uma relação climática diferente neste período, o qual pode estar ligado as variações dos sistemas climáticos do Pacífico. As análises de paleoprecipitação dos Andes Orientais da Colômbia a partir dos isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em estalagmites irão ajudar a entender as relações entre os sistemas do Atlântico e Pacífico, devido a influência que ambos têm na área. Esse estudo permite ligar os registros das Cordilheiras Ocidental e Oriental neste período dentro de um sistema regional de mudanças associadas a atividade da ITCZ.

Para o Holoceno a área dos Andes Orientais Colombianos mostra consistência entre períodos de anomalias positivas de precipitação de caráter abrupto com eventos frios registrados nas zonas de altas latitudes do Hemisfério Norte, conhecidos como eventos Bond (Bond et al., 1997; 2001; Ramirez, 2014). De modo geral, os períodos de aumento de precipitação apresentam uma boa relação com os eventos Bond, especialmente nos períodos entre 3500- 2500 anos BP e a Pequena Idade do Gelo (LIA – Little Ice Age) (Ramirez, 2014), o que também é observado nos registros da bacia do Cariaco (Haug et al., 2001; Peterson et al., 2002). Essa relação sugere que as variações de temperatura do Atlântico Norte promoveram significativas alterações no deslocamento da ITCZ tanto no Atlântico e Pacífico que afeta a área norte de América do Sul, a exemplo do observado nas fases da Oscilação Multidecadal do Atlântico e a Oscilação Decadal do Pacífico (Timmerman et al., 2007; Ramirez, 2014). Igualmente a partir do deslocamento da ITCZ nos últimos milênios, pode-se observar a relação desse processo e o fortalecimento (enfraquecimento) das condições tipo La Niña (El Niño) para os mesmos períodos, como é sugerido por outras pesquisas feitas na área dos Andes Norte (Martinez et al, 2003).

Considerando os trabalhos com espeleotemas realizados nos andes Orientais Colombianos propõem-se no presente projeto ampliar as reconstituições paleoclimáticas para o último evento glacial a partir de novos registros coletados na mesma região dando continuidade ao trabalho iniciado por Ramirez (2014). Os resultados foram obtidos a partir das razões isotópicas de oxigênio e carbono conjuntamente com as razões elementares de Sr/Ca,

Mg/Ca e Ba/Ca (Desmarchelier et al., 2006; Fairchild, 2006; Fairchild & Treble, 2008, Bernal et al., 2016), que permitiriam associar as variações de pluviosidade com as variações de temperatura do Atlântico Norte durante a última glaciação ocorrida na Colômbia.

No presente trabalho, expomos o registro de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e elementos traços para oito estalagmites coletadas na cordilheira oriental da Colômbia. Este registro mostra variações na precipitação da área em um intervalo que varia de 105 mil anos até o presente. Sendo um registro composto por diferentes espeleotemas, diferentes taxas de crescimento são apresentadas, o que afeta as resoluções de análise de dados e fornece resoluções de amostragem de aproximadamente 25 anos para o registro completo e anual no último milênio. As altas resoluções de nosso registro permitem uma comparação em diferentes escalas temporais com outros registros regionais, assim como globais, permitindo compreender os mecanismos e dinâmicas climáticas que influenciaram o deslocamento latitudinal da ITCZ nos últimos 100 mil anos.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo Geral

Reconstituir o deslocamento e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) nos últimos 110 mil anos na região dos Andes Orientais na Colômbia, a partir da utilização de estalagmites coletados na caverna Caracos (El Peñon, Santander).

1.1.2 Objetivos Específicos

- Determinar as fontes de umidade e sua assinatura isotópica na região centro leste da Colômbia, para os diferentes períodos do ano na atualidade.
- Avaliar a magnitude das incursões isotópicas da chuva nos Andes Orientais da Colômbia em relação à variação relativa do volume de chuva, de modo a obter uma melhor avaliação do efeito “*rainfall amount*” na área de estudo.
- Discutir os mecanismos responsáveis pelas variabilidades climáticas, tais como a intensidade e posicionamento geográfico dos sistemas climáticos atuantes em toda a região dos Andes do Norte, em escala orbital e milenar.
- Comparar o registro paleoclimático da Colômbia com os obtidos em estalagmites na região Caribe, América Central e do Sul e em outras regiões das zonas tropicais localizadas no Atlântico e Pacífico, bem como com outros tipos de registros geológicos e/ou biológicos, permitindo análises paleoclimáticas e paleoambientais mais amplas e completas.

2. Discussão Temática

2.1 Registros Isotópicos em Estalagmites

2.1.1 Aplicação dos registros isotópicos de oxigênio em estalagmites no estudo das variações da paleoprecipitação

Os sistemas cársticos são determinados como a relação entre as camadas superficiais da litosfera, principalmente compostas por carbonato (CaCO_3), a filtração das águas superficiais ou subterrâneas, as fraturas da rocha e alterações no pH do meio (Fairchild et al, 2006). Dentro destes sistemas, a zona de dissolução que ocorre entre o solo e o epicarste, é dominada pela dissolução dos carbonatos em contato com a água com uma elevada pressão parcial de CO_2 ($p\text{CO}_2$) derivada das plantas e de matéria orgânica do solo. Por seu lado a zona de precipitação dos espeleotemas no sistema cárstico está localizada na área de supersaturação devido degaseificação de CO_2 da água que desce pelas fraturas das rochas. No entanto, a variação da temperatura no interior da caverna pode alterar a quantidade e química (Ph e elementos dissolvidos) da água filtrada, o que influencia a concentração de CO_2 na atmosfera da caverna (Fairchild et al, 2006); este sistema de interação na formação do Carste, como se mostra nas Figuras 2.1 e 2.2, influencia os câmbios nas diferentes taxas de precipitação de carbonato em relação à variação sazonal (Fairchild et al, 2006). De acordo com as interações que ocorrem entre o CO_2 e H_2O dentro do carste, as seguintes reações ocorrem em diferentes áreas do processo:

- Na zona de dissolução, situado na zona do perfil do solo, se apresenta a interação entre a água que se infiltra pela zona de lixiviação e reage com o CO_2 e o incorpora ao solo pela respiração das plantas ou em forma dissolvida na água meteórica, formando ácido carbônico (Scholz y Hoffmann, 2008):

- Na área superior do contato com a rocha fresca, se apresenta a reação entre a rocha de composição predominantemente de carbonato de cálcio e o dióxido de carbono gerado na zona superior. Isso produz a dissolução do carbonato e gera íons de livres de cálcio (Ca^{2+}) e HCO_3^- , que podem viajar livremente através das fissuras da rocha (Fairchild et al., 2006).

- Os resultados do equilíbrio entre os produtos da reação da água filtrada dependem de parâmetros tais como pCO_2 da solução e a ocorrência num sistema aberto ou fechado (Fairchild et al, 2006). A pressão do CO_2 no ar de caverna é geralmente mais baixa do que a observada na atmosfera, de acordo com a ventilação dentro da caverna; assim o CO_2 dissolvido na água no interior da caverna é desgaseificada, a água pode ficar supersaturada e precipitar se formando espeleotemas:

A precipitação de carbonato no cárstico tem como resultado a formação de diferentes tipos de espeleotemas, que têm sido utilizados como uma fonte de estudo para determinar as variações paleoclimáticas, sendo as principalmente estudadas as estalagmites com forma de vela as quais apresentam um crescimento quase contínuo, laminação visível e eixo de crescimento sem dissolução secundária; estas demonstraram um maior potencial para o estudo de registros paleoclimáticos, devido tanto à sua forma e a distribuição dos isótopos dentro do esquema de depósito, tal como descrito em na Figura 2.3 (Fairchild et al., 2006). Embora tenham sido usados outros tipos de espeleotemas depositados em cavernas e têm sido utilizados para estudos paleoambientais, na presente pesquisa utilizamos estalagmites devido às características mencionadas acima.

Figura 2.1 Regimes da dissolução e de precipitação do sistema cárstico. Modificado de Fairchild et al, 2006

Figura 2.2 Relações de características de crescimento para a localização das séries de tempo; as estalagmites normalmente são estudadas em chapas polidas perpendicular à direção do seu crescimento máxima, mas secções transversais de estalactites também têm sido utilizadas. Modificado de Fairchild et al, 2006.

2.1.2 Isótopos de Oxigênio no ciclo Hidrológico

O oxigênio é um elemento encontrado em diversos ambientes na terra, porém seus valores relativos dos índices ($\delta^{18}\text{O}$) dentro de cada subsistema são controlados por diversos fatores (Lachniet, 2009). Nas mudanças do Oxigênio no ciclo hidrológico como nas cavernas, é associado com fatores tais como a evaporação, precipitação, fonte, entre outros.

O 99,76% do oxigênio que está na terra é ^{16}O , o ^{18}O representa apenas 0,20% do oxigênio presente; a proporção dos isótopos ^{18}O e ^{16}O , comparado com um valor padrão, é expressa pela notação "delta" (δ) obtida a partir da equação 3:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{amostra}} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}} \right] \times 10^3 \quad (\text{Equação 2. 4})$$

Os valores padrão para carbonatos é o Pee Dee Belemnite (PDB) e para a análise de água e carbonatos do Standard Mean Ocean Water (SMOW); valores padrões para as comparações são definidos nos ambos os casos como 0‰.

A evolução dos isótopos de oxigênio pode ser rastreada através do ciclo hidrológico, começando na superfície do oceano, seguida de evaporação, precipitação, condensação e de reciclagem de água, processos de transporte de água e vapor de água em zonas do interior (Lachniet, 2009); os valores $\delta^{18}\text{O}$ são controlados por mudanças de fase da água, durante a qual o conteúdo de equilíbrio cinético ou de processos de isótopos estáveis ocorre (Craig and Gordon, 1965; Rozanski et al, 1993; Lachniet, 2009).

No modelo de "sistema fechado" é assumido que em duas fases que estão em contato fracionamento isotópico ocorre em equilíbrio; este processo assume que o equilíbrio total acontece em relação expressa pela equação 2.5 (Brown, 2004):

$$\frac{q_{ic}}{q_c} = \alpha(T) \left(\frac{q_{iv}}{q_v} \right) \quad (\text{Equação 2.5})$$

Em condições de equilíbrio isotópico a proporção de isótopos de oxigênio e carbono depositado espeleotemas, é controlada pelas variações na $\delta^{18}\text{O}$ da água infiltrada, a temperatura no interior da caverna e da umidade relativa do ar (Fairchild, 2006; Lachniet, 2009; Strikis, 2011). O fracionamento isotópico entre a fase líquida e o vapor pode ser calculado pela equação 2.6 e 2.7:

$$1000 \ln \alpha_{\text{liquid-vapor}} = 1.137 \left(10^6 / T_k^2 \right) - 0.4156 \left(10^3 / T_k \right) - 2.0667 \quad (\text{Equação 2.6})$$

$T = ^\circ \text{K}$ y se refiere a la temperatura de cambio de fase

O modelo da "Destilação Rayleigh" (figura 2.3) explica fracionamento isótopos em sistemas abertos, e assume que ele pode ser usado para descrever os processos que sofreram os isótopos; para este modelo de único equilíbrio isotópico entre a fase de vapor e o condensado recém-formado (Brown, 2004).

Figura 2.3 Variação de $\delta^{18}\text{O}$ e δD pela fração residual de vapor e a temperatura ($^{\circ}\text{C}$), no processo conhecido como Destilação Rayleigh; neste processo observa-se maior fracionamento do oxigênio pelo esfriamento progressivo e a chuva, além de ter relação com o descenso na temperatura.

Quando a mudança de fase ocorre rapidamente fracionamento pode ser descrito em termos de cambio cinética, ou de não-equilíbrio, no qual fracionamento isotópico irá depender da taxa de difusão molecular das espécies isotópicas individuais em comparação com a molécula de água normal. Efeitos cinéticos ocorrer em ambientes com umidade relativa abaixo de 100%, ou seja, onde há fortes ventos de superfície que removem o vapor (Merlivat and Jouzel, 1979; Brown, 2004).

Efeitos da temperatura, fonte, altitude, latitude e precipitação são consistentes com as variações nas proporções de isótopos $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da precipitação na área; em áreas localizadas nos trópicos os principais efeitos que ocorrem em ciclos interanuais nos isótopos chuva são as que dizem respeito a quantidade chuva e fonte de umidade (Brown, 2004); as temperaturas têm pouca variação sazonal no tropico, igualmente a altitude ea localização no continente são mantidos como constante, de modo que no ano as variáveis que mudam são as fontes de umidade e a quantidade de precipitação, refletindo nas mudanças no fracionamento isotópico de oxigênio na área (Brown, 2004).

O efeito quantidade baseia-se na diminuição (esgotamento) dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água precipitada pelo aumento das chuvas; este efeito é dominante nos trópicos onde sistemas convectivos profundos (Craig e Gordon, 1965; Lachniet, 2009). Para os trópicos, este efeito tem sido bem documentado para estações específicas, mas também pode ocorrer em áreas extratropicais (Lachniet, 2009); as observações feitas pelo GNIP nas regiões tropicais os valores de ^{18}O são mais baixos em regiões com alta pluviosidade, incluindo a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) e Piscina Aquecida do Pacífico Ocidental (Western Pacific Warm Pool) (Brown, 2004).

O efeito fonte é a observação de que deriva da mistura de fontes com valores de isótopos $\delta^{18}\text{O}$ distintivo (Rozanski et al, 1993 Lachniet, 2009). Cada fonte de umidade tem valores de $\delta^{18}\text{O}$ específicas ligadas aos processos de evaporação, umidade relativa e transporte a partir do site (Lachniet, 2009), pelo qual pode ser refletido nos valores na área de estudo.

2.1.3 Linha Meteórica de Água (MWL)

O raio de difusão é aproximadamente a mesma em HD e HO_2^{18} pelo qual o efeito cinético do fracionamento isotópico é semelhante, enquanto o fracionamento sobre o saldo HDO é 8 vezes mais elevado do que em HO_2^{18} (Craig, 1961; Brown, 2004). Esta relação é descrita na correlação δD e $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação global, é dado pela linha de água meteórica global definida como:

$$\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰} \text{ (Equação 2.8) (Daansgar, 1964)}$$

O declive aproximado de 8 é determinada pelo raio de fracionamento em equilíbrio de $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ porque ambos respondem aos mesmos processos isotópicos (Lachniet, 2009); também resulta do processo de condensação e precipitação na destilação de Rayleigh, sob umidade relativa de cerca de 100% em um fracionamento em equilíbrio a 25°C (Brown, 2004). A intercepção da linha

+ 10‰ e o declive de 8, é indicado como *excesso de deutério* é determinada pelo enriquecimento do vapor de água evaporado da superfície do oceano com uma umidade perto do 85% e uma temperatura de 20°C (Dansgaard, 1964; Merlivat and Jouzel, 1979; Brown, 2004). A medida do excesso de deutério é:

$$d = \delta D - 8 \delta^{18}O \text{ (Equação 2.9)}$$

O excesso de deutério na precipitação pode ser de diagnóstico dos processos de evaporação, umidade, temperatura e velocidade do vento, e as condições climáticas do oceano que se situa como a área de origem da chuva; isto é possível se for assumido que os efeitos cinéticos de condensação e de pós-condensação não são significativos na área (Brown, 2004). Para as variáveis que influenciam o excesso de parâmetro deutério pode ser usado na determinação de fontes diferentes durante períodos úmidos sazonais ou ciclos anuais, é como uma impressão digital de fontes específicas (Lachniet de 2009).

As Linhas de Água Meteóricas Locais podem ser diferentes nos valores de intersecção e declive, em relação às medidas de isótopos ^{18}O e D característicos das variações regionais e temporais. Estas linhas meteóricas locais e seu desvio a partir da linha Global são importantes no estabelecimento de estudos paleoclimáticos com base em espeleotemas, pois permite avaliar a evaporação do solo e da água que se infiltra na caverna, no que diz respeito à precipitação limitando a resposta que o registro como eventos sazonais; da mesma forma permite observar relações das áreas de origem e mistura de umidade (Mattey et al., 2008; Lachniet, 2009).

Figura 2.4 Linha Meteórica de Água Global que relaciona os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e δD , feita com dados da Base de dados global da GNIP; contígua a Linha Meteórica de Água Global se tem a curva de variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD nos processos de evaporação.

2.1.4 Fatores que Afetam a Composição Isotópica da Água de Gotejamento

Após as mudanças que ocorrem na composição isotópica da água durante o ciclo hidrológico, que é o nosso interesse por causa de sua relação com as variações nos sistemas paleoclimáticos pode apresentar alguns outros processos de fracionamento isotópico de O e C, durante o tempo residência da água no solo e sua passagem pelo epickarste (Strikis, 2011). Os processos que podem levar ao fracionamento isotópico de O e C antes de ser precipitado espeleotemas e reflete na análise do sinal isotópico é o efeito reservatório vegetação / solo no carste aquífero e taxas de crescimento de espeleotemas (Strikis, 2011; Fairchild, 2006).

2.1.5 Fracionamento de $\delta^{18}\text{O}$ no Solo

O fracionamento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ no solo é mediada por processos de evaporação, transpiração, escoamento e interceptação de canais; igualmente os valores $\delta^{18}\text{O}$ estarão relacionados com a quantidade de precipitação na área, evaporação e consumo de água pela vegetação para a evapotranspiração (Strikis, 2011).

Embora a quantidade de chuva na região faça com que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mudem, a evaporação pode resultar num aumento $\delta^{18}\text{O}$ por processos de fracionamento explicado acima, enquanto isso, a evapotranspiração das plantas não modifica o sinal isotópico da água porque não gera fracionamento (Lachniet, 2009; Strikis, 2011). O fracionamento isotópico associado com a evaporação pode ser equilibrado, em alguns períodos e áreas, pela intensidade das chuvas que podem recarregar o solo que tem baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$; no perfil do solo em áreas profundas os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são estáveis, devido à redução dos efeitos da evaporação na zona (Barnes e Allison, 1983; Lachniet, 2009).

Em áreas onde a cobertura vegetal é baixa e o clima é árido, estão sujeitos a valores $\delta^{18}\text{O}$ maiores na água do solo; devido à alta taxa de evaporação, existem áreas em que a água subterrânea pode ser evaporada na sua totalidade; estas características são importantes para a compreensão dos padrões sazonais de crescimento sazonal de espeleotemas, especialmente em áreas com chuva e seca ciclos onde o crescimento está presente principalmente em períodos de elevada pluviosidade (Lachniet, 2009; Strikis, 2011).

Enquanto a vegetação não influencia o fracionamento isotópico pela evapotranspiração, uma alta densidade de vegetação na área pode afetar a evaporação da água através da sombra e da radiação solar que atinge no solo, o que influencia os valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Longinelli and Edmond, 1983; Gat, 1996; Lachniet, 2009). A relação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ nos processos das águas de chuva e de fracionamento que podem ser realizadas no solo podem ser medidos a partir de um monitoramento da água tanto dentro da caverna nas proximidades

e no exterior, com que pode ser definida a relação entre a amplitude ou decaimento do sinal no sistema (Cruz, 2009; Strikis, 2011).

Com relação ao fracionamento isotópico C, filtração de água, solo e tipo de vegetação são os fatores que influenciam principalmente. Em solo com elevadas concentrações de material orgânico tem uma maior formação de H_2CO_3 , devido a altas concentrações de CO_2 que é produzido pela vegetação e decomposição da matéria orgânica na área (Clark and Fritz, 1997; Strikis, 2011).

A composição de carbono orgânico (CO) em solos pode ser, entre outros, dependente do tipo de vegetação na área, como os valores de $\delta^{13}\text{C}$ estão relacionados com o ciclo de metabolismo de plantas C3 e C4, os quais variam em intervalos definidos, mas que podem se sobrepuser. Plantas C3 estão associadas com plantas arbóreas com a característica de climas úmidos, e tem valores que variam entre $-24 \delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ -30 ‰ (Pessenda, 1996); plantas C4 são gramíneas que são mais relacionadas a climas secos, e tem uma variação de $\delta^{13}\text{C}$ entre -10 a -16 ‰ (Pessenda, 1996).

Variações de valores $\delta^{13}\text{C}$ em espeleotemas variam entre 2 ‰ e -16 ‰ e estão associados com o carbono orgânico (CO) e carbono inorgânico dissolvido (DIC) na água de percolação que entrar na caverna (Strikis de 2011). Enquanto alguns autores relacionam a composição isotópica de C em espeleotemas com vegetação (Dorale et al, 1998), está também pode ter uma relação com a produtividade do CO_2 biogênico e a erosão do solo, o que pode influenciar o $\delta^{13}\text{C}$ dos espeleotemas (Cruz et al, 2006; Strikis, 2011).

2.1.6 Recarga do Aquífero

A composição isotópica da chuva em eventos específicos pode mudar ou ser mitigada através da mistura que ocorre com águas mais antigas localizadas na zona vadosa; teoricamente aquela mistura de água resulta num sinal isotópico diferente do presente na água da chuva. Em cavernas com pouca profundidade, onde a espessura da zona não saturada é pequena, o problema de misturar das

águas novas com as velhas é minimizado pelo recorrido rápida das águas no sistema, a zona não saturada e precipitação em espeleotemas (Cruz et al, 2009; Strikis, 2011).

Cavernas com uma profundidade rasa geralmente são ideais para a realização dos estudos paleoclimáticos de alta resolução, devido que a água infiltrada no solo e que está na zona vadosa apresenta tempos de residência mais curtos. As cavernas com a zona vadosa mais profunda são aptas para estudos paleoclimáticos de uma resolução longa, igualmente o gotejamento de água nestas cavernas é mais constante ao longo do tempo e tem períodos mais cumpridos (Cruz et al, 2009; Strikis, 2011).

2.2 Variação de Elementos traços em espeleotemas

Os elementos traço nas estalagmites de calcita são usados para reconstruir condições paleohidrológicas, de paleoprecipitação e paleoprodutividade do solo. A concentração de Mg e Sr nas estalagmites pode registrar as condições de recargar devido a dissolução incongruente, filtração seletiva e tempo de residência da água no aquífero (Baldini, 2010). Alguns dos fatores que influenciam as variações nas concentrações dos elementos traço nas soluções que percolam e posteriormente formam a estalagmite são: mudanças da temperatura da caverna, alterações da taxa de crescimento dos espeleotemas, deposição da calcita na rede de condutos vadosos (PCP) ou nas pontas das estalactites, variações da taxa de dissolução da rocha carbonática e variações da produtividade orgânica do solo. Os elementos traço podem ser incorporados aos espeleotemas principalmente pela substituição do Ca^{2+} do retículo cristalino dos carbonatos, por Mg^{2+} , Sr^{2+} e Ba^{2+} , juntamente com Mn^{2+} e Fe^{2+} nas soluções mais reduzidas (Fairchild et al, 2000; Fairchild e Treble, 2008).

Dentro dos ambientes cársticos há quatro fatores que controlam os processos responsáveis por gerar variações nas razões elementares de Mg/Ca e Sr/Ca: 1) A dissolução preferencial da calcita em relação a dolomite, que possibilita o incremento de Mg na solução percolante. Porém, é necessário um

longo tempo de contato entre a água de infiltração e a rocha encaixante, para que haja uma dissolução preferencial de Mg em relação ao Ca nos dolomitos. 2) *A Prior Calcite Precipitation (PCP)* ao passo do fluxo gera o aumento da geração e covariação das proporções de Mg/Ca e Sr/Ca. 3) A dissolução incongruente da dolomita é pouco significativa na concentração de Mg e Sr da solução. 4) Lixiviação seletiva de Mg e Sr em relação ao Ca. Em geral a lixiviação seletiva pode acontecer quando o Ca é sequestrado em forma de precipitado em processos de congelamento ou seca no solo (Fairchild et al, 2000)

Estudos sugerem que nos aquíferos cársticos (sem dolomita), o tempo de residência da água subterrânea e um dos controles das concentrações de Mg e Sr nas águas de gotejamento dentro da caverna, aumentando durante os períodos secos (Fairchild et al., 2000). O aumento nas concentrações de Mg e Sr pode refletir numa maior desgaseificação de CO₂, que posteriormente leva o aumento no precipitado de calcita acima das estalagmites. O mecanismo de PCP tem demonstrado ser um importante influencia na concentração de Mg e Sr na água de gotejamento, estabelecendo um vínculo entre a hidrologia e a PCO₂ no ar da caverna (Baldini, 2010).

As águas de origem carstico e espeleotemas, se encontra uma correlação positiva entre Sr/Ca e Mg/Ca, devido principalmente ao PCP. Esta relação é devida que os coeficientes de Mg e Sr menor a unidade, eles permanecem na solução, em quanto o Ca é precipitado, pelo que as relações Sr/Ca e Mg/Ca cresce. Fairchild e colaboradores (2000) reconhecem resultados de co-enriquecimento associada ao PCP nas águas, que pode ser observada na constante do pendente na relação log- log de Sr/Ca vs Mg/Ca (Fairchild et al, 2000; Sinclair et al, 2011). Sinclair (2011) apresenta uma formulação matemática descrevendo a evolução do Sr/Ca e Mg/Ca durante a PCP, nestas equações mostra uma correlação positiva e lineal dada entre $(KdSr-1) / (KdMg-1)$, onde KdSr e KdMg são os coeficientes de partição definidos como $Kdx = (x/Ca)_{cristal} / (x/Ca)$. Este resultado é independente dos outros parâmetros, e não é afetado pela rocha encaixante e/ou a composição da água de gotejamento, pelo que pode ser diagnostica para o PCP. A pendente prevista para LnSr/Ca frente Ln Mg/Ca, dados os valores de KdSr e KdMg, é de ~0.88

(aproximadamente $0,13 \pm$), devido incerteza e a variabilidade nos valores de K_d (Sinclair et al, 2011; 2012).

3. Área de Estudo e Climatologia Atual

3.1 Área de estudo

A área de estudo está localizada no município de El Peñon, setor sudoeste do departamento de Santander, nas encostas ocidentais da Cordilleira Oriental (figura 3.1), que faz parte da bacia do rio Magdalena. A Caverna Caracos se ubica nas coordenadas 6°N / 73°W, numa distância de 10 km da área urbana do município com uma altitude média de 2500m acima do nível do mar (a.n.m).

Os sistemas de cavernas que estão localizados na área foram desenvolvidos em rochas cretáceas da Formação Rosablanca, a qual apresenta camadas de calcário e dolomitas, intercalados com calcário marrom; uma camada intermediária margoso, com shales intercalados com calcário e um nível de areia (Royero and Clavijo, 2001; Bedoya e Nomesqui, 2013). Nas diferentes camadas da Formação Rosablanca também há ocorrência de fósseis tais como bivalves, gastrópodes e equinodermos (Bedoya e Nomesqui, 2013).

Pesquisas em químio-estratigrafia com isótopos de oxigênio e carbono realizadas na Formação Rosablanca, mostram variações isotópicas entre -0.72 e -13.34‰ de $\delta^{13}\text{C}$, e entre -3,61 a -11,97‰ em $\delta^{18}\text{O}$, que sugerem um ambiente de deposição com baixos níveis de oxigênio, alto teor de matéria orgânica e baixa produtividade (Bedoya e Nomesqui, 2013).

No marco estrutural a área de estudo é afetada principalmente por falhas e dobramentos, sendo a mais relevante a falha Bucaramanga e Santa Marta no plano regional, e as falhas Landázuri e San Caetano localmente. A área também é influenciada pelo sinclínório de Jose Maria e Panamá, e os anticlinórios de Portones e Los Medios (Gómez et al, 2008) (Figura 3.2).

Figura 3.1 Localização da Colômbia e da área de estudo em Santander, em Sul América. Observa-se a posição limítrofe da Colômbia com a bacia Amazônica, os oceanos Atlântico e Pacífico, e o mar Caribe.

Figura 3.2 Mapa geológico do município de El Peñon, no departamento de Santander. Mapa Geológico do Departamento de Santander (Royero and Clavijo, 2001)

A região apresenta um clima temperado de regime equatorial, com altitude média de 2500 m, precipitação anual de 2000 mm e temperatura média de 14°C, com variações mínimas entre os meses úmidos e secos. A alteração da precipitação e temperatura na área é relacionada com o deslocamento meridional (sentido norte-sul) da ITCZ, com as correntes provenientes do Caribe e Pacífico, e com os fluxos de ar do Atlântico e Pacífico (Poveda et al, 2006; Arias et al, 2015).

Colômbia está localizada na margem noroeste do continente sul-americano, setor no qual a Cordillera dos Andes divide-se em três seções. A Cordilheira Ocidental faz limite com o oceano Pacífico na área ocidental da Colômbia e apresenta uma altitude média de 2000 m (altura máxima 4764 m); Cordilheira Central está entre as bacias do Rio Cauca e Rio Magdalena, os principais rios da Colômbia, alcançando uma altura de até 5750 m. A Cordilheira Oriental vai até Venezuela e tem uma altura máxima de 5500 m. As particularidades topográficas da área ao norte dos Andes geram características climáticas como microclimas devido à mudança na altitude, bloqueio de correntes de ar, áreas com maior nebulosidade e barreiras orográficas, bem como influências nas diferentes fontes de umidade.

3.2 Climatologia Local

O clima na região centro-oriental da Colômbia, onde está localizado o município de El Peñón, é classificado como clima de montanha temperado (Cfb) segundo o sistema de classificação Koppen-Geiger, e frio húmido de acordo com o sistema Caldas-Lang adotado no atlas climatológico interativo do Instituto de Hidrologia, Meteorologia e estudos ambientais da Colômbia (IDEAM). A precipitação na região é caracterizada pelo passo duplo da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ, pelas siglas em inglês), cuja ação está ligada a variações nas temperaturas superficiais do Atlântico, fortalecimento dos ventos nordeste e sistemas de baixa pressão atmosférica.

Para Waliser e Jiang (2015) a ITCZ, localizada ao longo do Equador, é apresentado como uma característica área de baixa pressão constante, onde os

ventos alísios superficiais carregam calor e umidade da evaporação da superfície, e o aquecimento sensível convergem para formar uma zona de maior convecção média, nebulosidade e precipitação (Waliser e Jiang, 2015). No Oceano Atlântico e no Pacífico oriental, a ITCZ é caracterizada como uma região estreita e com intensa chuvas que costuma estar localizada no norte do Equador. A água quente da região equatorial aquece o ar na atmosfera mais baixa, gerando menor densidade pelo que precisa menor força empurre para a ascensão do ar na região equatorial (Waliser e Jiang, 2015). A partir da descrição física, é evidente que existe uma forte associação entre a estrutura espacial do aquecimento da temperatura da superfície marinha (SST) e o padrão de precipitação associado à ITCZ (Fig. 2). O principal padrão de circulação zonal é tipicamente chamado de "Circulação Hadley" (Fig 3.3).

No setor norte da América do Sul, o passo dupla da ITCZ para as suas posições extremas ao sul e ao norte gera um sistema bimodal de chuvas e secas em uma grande extensão da Colômbia. Desta forma, durante os meses de março-maio e setembro-novembro acontecem as fases de maior precipitação na região (Poveda et al, 2006; Arias et al, 2015). Este sistema de precipitação bimodal prevalece na área andina colombiana, nas regiões do Orinoco e da Amazônia o sistema de precipitação predominante é unimodal, com um período máximo de chuva entre os meses de junho e agosto (Poveda et al, 2006).

Figura 3.3 Mapa de precipitación del departamento de Santander. No sector sudoeste del departamento está el municipio de El Peñón dentro de la zona de precipitación media entre 2000-2500 mm/año. Los puntos en azul son las estaciones de monitoreo del departamento. Extraído del atlas climatológico interactivo del IDEAM (2018).

Figura 3.4 Relação entre a temperatura da superfície do mar (SST) e a precipitação associada à ITCZ (Extraído de Waliser e Jiang, 2015).

Figura 3.5 Esquema de circulação Hadley, que ajuda a transportar a umidade da ITCZ (Extraído de Waliser e Jiang, 2015)

Município	Precipitação média anual	Temperatura media anual
Capitanejo	770.1 mm	25.7°C
Albania	2585 mm	18.7°C
Cimitarra	2958 mm	27.1°C
El Carmen de Chucurí	2417 mm	24.1°C
Barrancabermeja	3000 mm	28.5°C
Bucaramanga	1276.4 mm	23.1°C
Lebrija	1189.4 mm	21.2°C
Vélez	2073.8 mm	16.5°C
Charalá	2673.8 mm	21.3°C
Cerrito	1202.8 mm	13.7°C
Toná	698 mm	8.7°C

Tabla 3.1. Dados de precipitação e temperatura média anual das estações de monitoramento de alguns municípios de Santander. Dados extraídos do atlas climatológico interativo do IDEAM (2018).

Mudanças na posição da ITCZ ao longo do ano e sua relação com as flutuações na SST do Caribe e da Bacia do Pacífico Tropical Oriental (PTE) fortalecem a entrada de jatos de baixo nível nestas duas bacias na área da Colômbia. O fortalecimento/enfraquecimento dos jatos de baixo nível também está ligado ao aumento/diminuição da precipitação durante os períodos de maior umidade relacionada à ITCZ (Poveda et al, 2006; Arias et al, 2015) (Fig. 3.6).

Durante os meses de dezembro a fevereiro, ocorre o primeiro período de diminuição das chuvas na área central da Colômbia, marcado por um deslocamento para o sul da ITCZ, como pode ser observado nos gráficos de precipitação das estações de monitoramento em Santander (Fig 3.6). Este período é caracterizado por um fortalecimento dos ventos do leste do Caribe na Colômbia e na Venezuela, relacionado ao aumento do gradiente sul da SST e do nível de pressão do mar observado no Caribe (Wang, 2007; Arias et al, 2015). O jato de baixa altitude do Caribe está relacionado ao transporte de umidade do Atlântico para o Mar do Caribe, América Central e Pacífico Oriental (Poveda et al, 2006; Arias et al, 2015) (Fig. 3.7).

Figura 3.6 Entrada de ventos para a área colombiana em intervalos bimensais, relacionados a variações na SST do Caribe, Norte e Sul do Atlântico (Poveda et al, 2014)

Figura 3.7 Diagramas de quantidade de precipitação por mês para diferentes estações meteorológicas do IDEAM no departamento de Santander

A primeira estação chuvosa na área de estudo começa no mês de março e se estende até maio, período que está relacionado ao início do deslocamento da ITCZ desde sua posição mais sul em direção ao norte. A primeira estação chuvosa na área é marcada por uma influência predominante das fontes de umidade do Atlântico e do Caribe (Poveda et al, 2006; Poveda et al., 2014; Arias et al, 2015) (Fig. 3.6 e 3.7). Nos meses de junho a agosto ocorre o segundo período de queda de chuvas na área, porém, isso não mostra uma redução tão significativa quanto à observada no primeiro período (entre dezembro e fevereiro) (Poveda et al, 2006). Da mesma forma, este segundo período de diminuição da precipitação começa a mostrar uma mudança nas fontes de umidade que entram na Colômbia e no norte da América do Sul (Fig. 3.6) (Arias et al, 2015). Entre os meses de setembro e novembro (segunda estação chuvosa), são apresentando maiores valores de precipitação que na primeira estação do ano (março a maio). Este período é marcado por uma posição da ITCZ ao norte e o início de seu deslocamento para o sul, durante o final do período (Poveda et al, 2006; Poveda et al, 2014). A posição da ITCZ é acompanhada por uma mudança na fonte de umidade que penetra na região central da Colômbia, durante a primeira metade do ano a umidade é proveniente do Atlântico Tropical Norte-Caribe e/ou do Atlântico Tropical Sul-Amazônia, por sua vez, na segunda estação chuvosa o Pacífico Oriental é a principal fonte de umidade (Arias et al, 2015).

O fortalecimento da entrada de umidade vinda do Pacífico está associada ao fortalecimento do jato de baixa altitude do Pacífico, conhecido como Jato de Chocó (Chorro de Chocó em espanhol), que é gerado no Pacífico e entra na área central da Colômbia através do baixo de Mistrató, localizado a 5° N (Fig. 4) (Poveda et al, 1999, Poveda et al, 2006, Poveda et al, 2014, Arias et al, 2015). A existência deste jato de baixo nível está relacionada ao contraste térmico entre a língua fria do Pacífico Oriental, localizada entre o Peru e o Equador, a SST do Pacífico entre Panamá e Colômbia, e ao aquecimento continental no oeste da Colômbia (Poveda et al, 2006; Poveda et al, 2011; Arias et al, 2015). Sua intensidade é fortemente

modulada pelas mudanças na SST relacionadas à Oscilação El Niño Meridional (Oscilação Sul El Niño, ENSO) (Arias et al, 2015).

3.2.1 Variabilidade interanual

El Niño Southern Oscillation (ENSO)

É um dos principais mecanismos que influenciam na variabilidade climática na zona tropical de América do Sul em escala anual. El Niño refere-se ao aumento da SST no centro e no leste do oceano Pacífico, com um enfraquecimento dos ventos superficiais. Durante os episódios de El Niño ocorrem mudanças no centro de convecção desde oeste para o Pacífico Central, que acompanham a variação das massas atmosféricas, produz um gradiente de pressão entre o oeste e leste do Pacífico Equatorial, que caracteriza o índice da oscilação do Sul (SOI, sigla em inglês do termo *Southern Oscillation Index*) (Poveda, et al., 2006). Os ciclos do ENSO mostram uma periodicidade entre 4 e 10 anos (Poveda, et al., 2006), e os valores negativos do SOI associam-se com eventos quentes (El Niño), enquanto os valores positivos acompanham os eventos frios (La Niña) e uma forte circulação na célula de Walker (oeste - este).

A oscilação do ENSO observada a partir dos registros paleoclimáticos mostram relação com as variações observadas com outros mecanismos climáticos que influenciam na área. As associações com os sistemas regionais são:

- Redução do gradiente do SST no Pacífico Oriental que enfraquece o Jato de Chocó, diminuindo o transporte de umidade ao interior do continente (Poveda, et al., 2006; Martínez, et al., 2003). Estas anomalias de umidade, transportada pelo jato de Chocó, são importantes na contribuição da precipitação no centro e oeste da Colômbia (Martínez, et al., 2003).

- Mudanças nas pressões acima da área Tropical de América do Sul contribuem para o deslocamento dos centros da convecção na ITCZ no Pacífico Oriental Equatorial para o oeste e sul de sua posição normal (Pulwarty & Diaz, 1993).
- Redução na retroalimentação entre a precipitação e a superfície da convergência no Trópico, associada com a circulação das células de Hadley e os ventos alísios do Caribe (Poveda, et al., 2006).
- Rompimento de interações terra-atmosfera, devido à união regional entre as anomalias de precipitação, umidade do solo, da vegetação e da evapotranspiração. Redução da evapotranspiração contribui ao decréscimo da precipitação a partir de reciclagem da evaporação (Poveda, et al., 2006).
- Durante o verão boreal no ano 0 (ano inicial da anomalia do ENSO), os ventos alísios de nordeste se intensificam (enfraquecem) durante El Niño (La Niña). No entanto, e de acordo com as mudanças na pressão de superfície durante o inverno boreal os campos são revertidos no ano +1, o que provoca uma mudança na SST no Caribe e no Trópico do Atlântico Norte (Curtis e Hastenrath, 1995).

No contexto da Colômbia as análises da correlação mostram que o episódio de El Niño produz eventos secos e aumento da temperatura, e La Niña eventos mais úmidos e estações de chuvas mais longas (Poveda, et al., 2006), com maior influência no segundo período de chuva (setembro a novembro).

3.2.2 Variações decadais

Oscilação do Atlântico Norte (NAO)

A oscilação do Atlântico Norte (NAO, pelas siglas em inglês) é um indicador macro-climático do estado do sistema atmosfera-oceano na área marítima, que se

manifesta em ventos de latitude média provenientes do Oeste, TSM e o clima em regiões continentais adjacentes (Hurrell et al, 2003; Poveda et al, 2006). Nas latitudes médias e altas do Hemisfério Norte (HN), especificamente durante os meses do inverno (novembro-abril) a NAO influencia uma distribuição da massa atmosférica entre o Ártico e o Atlântico Subtropical (Hurrell et al, 2003).

Ao norte da América do Sul e ao sul da América Central a NAO é uma fonte regional da umidade potencialmente importante, que controla a intensidade dos ventos alísios, a propagação das ondas atmosféricas e tempestades tropicais (Poveda et al, 1998; 2006). Rogers (1988) sugere que as precipitações no Caribe e América Tropical variam nos extremos da NAO devido sua influência na força dos ventos alísios do Atlântico Norte (Hurrell, et al., 2003; Poveda, et al., 2006).

Pesquisas feitas nas descargas de rios da Colômbia e sua relação com a NAO (Poveda & Mesa, 1996) indicam um relacionamento entre as chuvas e este evento, revelando uma relação entre menor (maior) quantidade de chuvas na fase positiva (negativa) da NAO. Essas observações podem ser explicadas pela intensidade dos ventos alísios no Atlântico Norte Tropical e no Caribe, devido à influência na posição e intensidade do Anticiclone do Atlântico Norte (Poveda, et al., 2006). As variações na NAO modificam a intensidade dos ventos alísios na área colombiana que, por sua vez, está relacionada com os eventos nas encostas do Pacífico e aumento da precipitação no Caribe.

Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO)

A Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO, pelas siglas em inglês) está relacionada com a circulação Termohalina (THC, sigla em inglês) formada no Atlântico Norte devido às baixas temperaturas e alta salinidade da água resultando em uma corrente marinha de profundidade com maior densidade. As variações de salinidade da água provavelmente afetam os padrões de SST da AMO, resultando

no caráter multidecadal deste modo climático (Grossman e Klotzbach, 2009) que tem oscilações com períodos entre 65 a 75 anos (Grossman e Klotzbach, 2009).

A fase positiva do AMO ocorre na máxima intensidade da THC, resultando em anomalias positivas de SST no Atlântico Norte e negativas no Atlântico Sul. Na fase negativa o padrão é inverso, e ocorre mínima intensidade da THC. Devido à duração dos ciclos da AMO os registros instrumentais mostram poucos ciclos completos. No entanto, estudos com proxies paleoclimáticos foram feitos para melhorar o entendimento dos ciclos e mostram relações entre a AMO com anomalias interanuais de precipitação e parece modular teleconexões do ENSO (Trenberth et al, 2007).

Alguns estudos propõem relações entre a NAO e a AMO (Walter and Graf, 2002) onde na fase negativa (fria) da AMO a SST do Atlântico Norte é fortemente associado ao índice NAO. A relação entre a AMO e a PDO, quando é mais intensa no HN, é coerente com a convecção tropical e temperaturas de superfícies sobre o Pacífico Central Tropical e na bacia Amazônica (Chelliah and Bell, 2004).

Oscilação Decadal do Pacífico (PDO)

A Oscilacao Decadal do Pacífico (PDO pelas siglas em inglês) foi definida por Mantua et al. (1997) como um padrão de variação climática do Oceano Pacífico que muda de fase com frequência decadal (20 a 30 anos) e é caracterizada por duas fases. A fase quente é definida por anomalias positivas da SST na costa oeste da América do Norte e no leste do Pacífico Equatorial e por anomalias negativas da SST na porção oeste e central do Pacífico Norte e Sul. Já na fase fria, observa-se águas anormalmente frias na costa oeste da América do Norte e no Pacífico leste equatorial enquanto que porção oeste e central do Pacífico em ambos hemisférios as águas apresentam temperaturas anormalmente mais altas (mais quentes) (Mantua et al, 1997).

A ocorrência da PDO apresenta padrões similares aos presentes nas condições El Niño, sendo caracterizado como um evento do tipo El Niño com frequências mais longas (Newman et al, 2003). Embora a relação entre a PDO e o ENSO não seja inteiramente compreendida, vários estudos sugerem que a PDO pode ser uma variação do ENSO (Newman et al., 2003).

Estudos na América do Sul documentaram o aumento da precipitação e da vazão dos rios no sudeste da América do Sul e sul da Amazônia, ao mesmo tempo em que diminuiu a precipitação no norte da Amazônia, comparando com as décadas anteriores no período entre 1976-1977. Esta mudança na precipitação na área é coerente com a mudança de fase da PDO no meio da década de 1970, de fria para quente (Garreaud et al, 2009). Depois da mudança de fase da PDO observa-se mudanças nos eventos ENSO, os quais se tornaram mais fortes e frequentes nas décadas de 80 e 90 em relação às três décadas anteriores.

4. Materiais e métodos

4.1 Coleta e preparação de amostras

As amostras de estalagmites utilizadas nessa pesquisa fazem parte do acervo de amostras do *Laboratório de Sistemas Cársticos* do IGc-USP e foram coletadas durante a pesquisa de mestrado de Ramirez (2014).

Na coleta das amostras foi dada preferência para locais com alta umidades relativa, baixa circulação de ar e galerias isoladas (Clark and Frinz, 1997; Lachniet et al, 2009), além de poucas variações de parâmetros ambientais como temperatura, umidade e concentração de CO₂. As observações do local de amostragem são importantes para garantir poucas mudanças no sinal isotópico entre a água de gotejamento e o espeleotema, na qual processos de degasificação ou evaporação influem e tornam mais complexa a interpretação do registro dos espeleotemas (Clark and Frinz, 1997; Lachniet et al, 2009).

É dada preferência para estalagmites com formato cilíndrico, tipo vela, por possuir uma estratigrafia adequada com uma deposição do mais velho na base até o mais novo no topo. Algumas amostras apresentam hiato na deposição do carbonato, os quais são registrados para determinar períodos de mudanças nas condições químicas ou estruturais da caverna. As amostras coletadas não podem ter dissolução secundária do carbonato, pois este processo altera o sinal isotópico primário da deposição do espeleotema.

Na caverna Caracos as estalagmites estudadas foram coletas no salão principal da galeria inferior, que apresenta um desnível de 10m aproximadamente e uma distância de 500m desde a boca da caverna, onde se tem ambiente isolado do ambiente externo, altas concentrações de CO₂ e temperatura constante de 15°C aproximadamente. Foram analisadas oito (8) estalagmites, 3 delas trabalhadas no mestrado de Ramirez (2014) e apresentam uma temporalidade do Holoceno Tardio até o Presente.

A preparação das amostras de estalagmites inicia com o corte longitudinal do espeleotemas, que foi feito através de uma serra de fio diamantado (modelo Well Diamond Wire Saws - 7230-480) e polidas. Este corte possibilita ver o eixo de crescimento e a estratigrafia, importante para identificar os trechos de interesse para a obtenção das amostras para as datações.

4.1 Datações radiométricas (U-Th)

O método de datação pelo decaimento radioativo de U/Th mostra ser o melhor para a determinação das idades dos espeleotemas, isto pelo baixo erro do método e pelo intervalo entre 600 mil anos até o presente no qual é eficiente. Para as datações pegamos amostras principalmente no topo e a base, e nos trechos com hiatos na deposição ou mudanças no eixo de crescimento foi feito ênfases. Nestas áreas específicas são amostrados os trechos anteriores e posteriores ao hiato e desta maneira pode-se localizar temporalmente a falta de registro.

Na seleção das camadas para as datações, escolhem-se áreas onde os processos de dissolução não estão presentes e as colorações terrosas nas quais tem alto conteúdo de argilas são fonte de Th^{232} detrítico, que podem causar erros na detecção pelo método usado. A extração do CaCO_3 das estalagmites para as datações através do método U/Th, foi feita por meio de um micromill de eixo modelo flexível Dremel; para cada amostra foi preciso 0,2 a 0,4 g de CaCO_3 .

As datações foram realizadas no Laboratório de Geocronologia, Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade de Minnesota, nos Estados Unidos da América, com o espectrômetro de massa tipo ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), modelos Finnigan Elements e Finnigan Neptune, de acordo com os procedimentos estabelecido por Shen et al. (2002). A preparação de amostras para as datações pelo método de decaimento de U/Th segue os protocolos mencionados por Strikis (2011).

A massa de CaCO_3 analisada varia de acordo com a concentração de U estimada para cada estalagmite; normalmente utiliza-se 0,2 g de amostra, mas em casos de amostras contendo altas concentrações de U (> 1 ppm), utiliza-se por volta de 0,1 g. A amostra é posta em um béquer de teflon e em seguida dissolvida com adição de HNO_3 7N. Constatada a completa dissolução da amostra, adicionam-se à solução o spike contendo ^{236}U - ^{233}U - ^{229}Th e depois 4 gotas de HClO_4 . O número de gotas de HClO_4 varia de acordo com a quantidade relativa de matéria orgânica presente na amostra. Em algumas amostras as impurezas associadas à matéria orgânica são muito visíveis logo após a dissolução; nesses casos devem ser adicionadas por volta de 7 gotas de HClO_4 . Para garantir a completa homogeneização entre a amostra e o spike, o béquer de teflon contendo a amostra é tampado e posto para aquecer por 20 minutos em uma chapa quente. Em seguida a tampa do béquer é removida e a amostra é posta para secar por completo. Ao final, um precipitado de cor branca é formado no fundo do béquer.

Tendo finalizado o processo de abertura e adição de spike, é feita a precipitação de Fe para concentração dos íons pesados e eliminação do Ca da amostra. O precipitado formado é dissolvido com HCl_2N e então a solução é transferida para um tubo de ensaio onde se adicionam previamente cerca de 2 a 3 gotas de solução rica em ferro. Em seguida é feito o procedimento para precipitação de óxidos de Fe pela adição gradativa de gotas de NH_4OH até que a solução atinja o ponto de saturação. Na sequência, os tubos são cobertos com parafilme e postos para centrifugar. Após a centrifugação todo o sobrenadante é dispensado e, ao tubo de ensaio, é adicionada água deionizada e então a amostra é posta novamente para centrifugar. Esse procedimento é realizado 3 vezes. Ao término da última centrifugação o precipitado é redissolvido com HNO_3 7N e retorna ao béquer de teflon.

Finalizada essa etapa, a amostra é posta para secar por completo em uma chapa quente ao final do processo um pequeno precipitado com dimensões milimétrico a submilimétrica é depositado no fundo do béquer. O precipitado é então

dissolvido com aproximadamente 3 gotas de HClO_4 e em seguida posto para secar por completo. A mesma amostra é dissolvida com aproximadamente 2 gotas de HNO_3 14N, retorna à chapa quente até a solução evaporar por completo. Após repetir procedimento com a utilização de algumas gotas de HNO_3 7N ela estará pronta para ser introduzida às colunas de troca aniônica.

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

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

Finalizada essa etapa, a coluna está pronta para receber a amostra. A amostra é então despejada com cuidado dentro da coluna e a aluição 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 HNO_3 7N.
- Em seguida adiciona-se 1/3 do volume do reservatório com HNO_3 7N.
- Após a última adição de 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 reservatório com HCl 6N e em seguida repete-se o procedimento.
- Após todo HCl 6N ter atravessado a coluna inicia-se a coleta de U.

- É feita a troca dos béqueres de teflon usado na coleta de Th por aqueles utilizados anteriormente na manipulação da amostra.
- Para a coleta de U adiciona-se água deionizada por quase todo o reservatório da coluna. Em seguida repete-se o procedimento mais uma vez e a coleta de U está feita.

Finalizada a coleta de U e Th, são adicionadas 2 gotas de HClO_4 ao concentrado que segue para a chapa quente para evaporar por completo. Após isso, se tem a formação de um precipitado escuro submilimétrico que é dissolvido com 1 a 2 gotas de HClO_4 e posto para evaporar por completo. Em duas etapas semelhantes adicionam-se mais 1 a 2 gotas de HNO_3 14N para nova evaporação por completo. Por fim, são adicionadas algumas gotas de solução padrão para análise em ICP-MS (solução preparada em uma garrafa de 1 L formada por uma mistura de água deionizada com 1% 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; Dorale, 2003). A precisão obtida, na maior parte das datações, foi de 1% ou inferior, segundo estimativa 2σ .

4.2 Análises isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$

As amostragens de carbonato nos espeleotemas foi feita no eixo de crescimento da amostra, garantindo o menor fracionamento isotópico de Oxigênio e Carbono na amostra. Foram utilizados micro-mostradores no Laboratório de Sistemas Carsticos do IGc-USP, o modelo usado variou segunda resolução de amostragem que se precisara, nas amostras com menor resolução temporal de amostragem foram realizadas através do micro-mostrador modelo 5400 da fabricante Sherline, acoplado num medidor digital da distância que permite uma

amostragem com resolução máxima de 0,4mm entre as amostras. Para as amostras com uma resolução de amostragem maior, foi utilizado o micro-mostrador de alta precisão modelo MicroMill NW-100056 da fabricante New Wave Research, que permite uma resolução de amostragem de 0,125mm entre cada amostra. Em ambos mostradores são extraídos aproximadamente 200 µg de amostra em pó das estalagmites, furadas com uma broca de aço carbono.

As amostras são analisadas no Laboratório de Isótopos Estável do Centro de investigações geocronológicas (LIE - CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), no espectrômetro de massas de fonte gasosa modelo Delta Plus Advantage (Thermo Finnigan). O princípio básico dos procedimentos analíticos na obtenção de isótopos de O e C é a remoção de CO₂ libertado pela hidrólise ácida de CaCO₃ com H₃PO₄, a uma temperatura controlada de 72 ° C. Uma vez que as amostras são injetadas com Hélio (He) em cada um dos frascos, de modo a preparar o meio antes da libertação do produto a partir da reação do carbonato com os gases ácidos; subsequentemente é feito o gotejamento de H₃PO₄.

Dentro do espectrômetro um sistema constituído por um coletor triplo de O/C faz com que a determinação da composição isotópica de CO₂ no espectrômetro através de uma fonte de íons; os resultados das análises são baseados na análise de dez repetições de cada amostra e comparação com amostras padrão. A precisão dos analises é aproximadamente de ±0,1‰ para as razões isotópicas de ¹³C/¹²C e de ±0,15‰ para ¹⁸O/¹⁶O.

As razões isotópicas são expressas com a notação de delta (δ), que é determinada como a diferença entre o valor medido da amostra e do padrão de referência (equação 1), para nossas analises foram utilizadas quatro amostras de referência, cuja composição foi calibrada em relação ao padrão internacional V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite), usado para rochas carbonáticas. Os valores de δ¹³C e δ¹⁸O fornecidos pelo equipamento, são corrigidos a traves de uma curva feita com a regressão lineal construída com os padrões analisados.

Padrão	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
REI	7,83‰	7,93‰
VICKS	5,44‰	1,35‰
NBS-19	2,20‰	1,95‰
NBS-18	23,20‰	5,01‰

Tabela 1. Valores isotópicos dos padrões utilizados nas análises no LIE do Igc-USP.

4.3 Elementos Traços

As análises dos Elementos traços nos espeleotemas foram obtidas no ICP-MS Laser-Ablation usando a estação de trabalho Resonetics L-50 Excimer (ArF, $\lambda=193$ ns, 23ns FWHM, fluence of ~ 6 J/cm²) no Centro de Geociências da Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). O aparelho está provisionado com uma célula de ablação de dois volumes fornecida por Laurin-Technique cujo desempenho e métricas foram detalhados em outros lugares (Muller et al, 2009; Solari et al, 2010). Para realizar as medições dos elementos traços as estalagmites foram cortadas em blocos de até ~ 5 cm de comprimento ao longo do eixo de crescimento. Cada bloco foi cortado em diagonal com o objetivo da menor perda de material, assim poucos milímetros da ablação se superpõem para obter um registro contínuo dos elementos traços (Bernal et al, 2016). Os blocos foram analisados utilizando um laser retangular de 200×20 μm paralelo ao crescimento da estalagmite, o laser foi deslocado ao longo do eixo sob de laser com uma taxa de 500 $\mu\text{m}/\text{min}$ (~ 8.3 $\mu\text{m}/\text{seg.}$), produzindo um registro contínuo da variabilidade dos

elementos traços com uma resolução subanual em nossas amostras (Bernal et al, 2016).

Os rádios molares do Elemento/Ca para cada estalagmite foram obtidos pela standardização com vidros NIST612 e NIST 610, fazendo uma standardização de cada bloco com 60 análises do vidro padrão com o qual pode se corrigir os erros por acumulação nos cones de amostragem de ICP (Bernal et al, 2016).

4.4 Análises de água de chuva

Para as análises dos isótopos de deutério e oxigênio, foram coletadas amostras de água de chuva uma vez por semana na cidade de El Peñon (Santander) em frascos de 10, 15, 30, 60 ou 120 ml, armazenadas no coletor de chuva instalado no município; a obtenção de uma fração representativa de precipitação durante o período de tempo, tendo em vista que a composição isotópica de água no coletor é homogênea. A coleta de chuva semanal de água na área foi realizada a partir de dezembro de 2012 a janeiro de 2015 e durante o ano 2017, para um total de 160 amostras, o que lhe permite ver as variações na precipitação e seus registros de isótopos por um ano.

A preparação das amostras para análise de deutério e oxigênio isótopos na água de chuva é levado num vial de 2ul de tamanho; as amostras são analisadas no espectrômetro tipo PICARRO, o qual se baseia na evaporação de 1ul de água, e a partir do sinal de laser e o decaimento no infravermelho são determinados os valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD . Para a verificação dos dados, são usados 9 padrões de referência para a comparação, algum com caráter internacional e outros nacionais; estes padrões são denominados VSMOW, GISP, NANOP, SLAP, ALAB, PG-1, e apresentam amplos valores que possam abranger rangos importantes das variações nas amostras analisadas, assim pode-se ter uma maior confiança estatística.

Os intervalos de valores aceitáveis para as leituras de dados de oxigênio e deutério feitos pelas análises do PICARRO estão entre 17000 e 23000 ppm. Quando os valores saem destes intervalos, as análises não estão nível do rango de confiança os resultados obtidos pela equipe não são precisos. Cada amostra é lida cinco vezes, como processo estatístico padrão feito pelo equipamento (Protocolo de trabalho no Laboratório)

Os resultados obtidos no PICARRO são analisados no software estatístico Chemical Correct a partir do qual com a repetição dos resultados das amostras, os intervalos dos valores de vapor analisados e as variações entre os resultados, são obtidas as razões isotópicas de oxigênio e deutério em amostras de água da chuva.

4.5 Análises de trajetórias de umidade

As trajetórias dos ventos podem ser rastreadas desde um ponto no tempo e espaço determinado no presente a um ponto no passado, representando as trajetórias medias que fizeram as massas de ar durante um período determinado antes de chegar a uma região específica. Neste trabalho foram calculadas as retrotrajetórias dos ventos, com ponto inicial a localização do município de El Peñon (Santander, Colômbia), na cordilheira oriental da Colômbia.

Foram usados dois modelos para a analises das retrotrajetorias dos ventos para a região da Colômbia. No começo foi usado o modelo HYSPLIT, desenvolvido pela NOAA, que consegue estimar as retrotrajetorias dos ventos considerando a variabilidade diária da circulação atmosférica (Stein et al., 2015; Rolph, 2016). O modelo uso informação do programa ERA Interim iniciando os cálculos no nível de 850 hPa, pois este nível é o suficientemente baixo para representar o transporte da umidade e tem uma altura na qual a fricção do fluxo atmosférico com a superfície pode ser atenuada (Fiorella et al., 2015). As retrotrajetórias foram calculadas cada seis horas durante o período de 1/12/2012 e 30/1/2015.

O segundo modelo usado foi o de predição-correção baseado em campos de ventos horizontais U e V (Vimeux et al., 2005). Além dos campos de ventos, a função requiere como dados de entrada a coordenada do segmento de análises, tempo, número de iterações e coordenadas do ponto inicial. A informação dos ventos usadas foram composições a 850hPa (~1500 anm) de ERA Interim, como foi explicado. A área selecionada para os cálculos está localizada nas coordenadas 15°N – 20°S e 90°O – 30°O. O tempo considerado foi de uma hora e uma duração do percurso de 12.5 dias.

4.6 Análises de Degree Rainout Upstream (DRU)

Calculamos a correlação entre a precipitação mensal da GPCC V7 (Schneider et al., 2011) e a δ^{18} da AIEA na estação de Bogotá. Para abordar os períodos das migrações da ITCZ sobre o Equador, as correlações para março, abril, maio (MAM) e setembro, outubro, novembro (SON) foram calculadas separadamente.

O *Degree Rainout Upstream* (DRU) foi calculado com base nas trajetórias de windback juntamente com os dados de precipitação do TRMM 3b42 V7 (Huffman et al., 2007). Para esse fim, trajetórias de sete dias de ar foram calculadas com o modelo HYSPLIT4 (HYbrid Single-Parcel Lagrangian Integrated Trajectory 4) (Stein et al., 2015; Rolph et al., 2017) usando dados ERA Interim (Dee et al. al., 2011) em resolução nativa (~ 80 km). As retrotrajetórias foram iniciadas em três alturas de 500, 1000 e 1500 m.a.g.l, o que representou o transporte significativo de umidade para o local do estudo. Somamos a precipitação nas células da grade ao longo de cada trajetória retrógrada no dia em que a chuva ocorreu para obter valores parciais de DRU. Para obter os valores finais da DRU, calculamos a média dos valores de DRU parciais nas três alturas, considerando apenas as trajetórias às 12:00 horas nos dias de precipitação.

5. Resultados

5.1 Datações

Os dados geocronológicos produzidos no presente trabalho foram integrados com as datações U/Th obtidas no mestrado de Ramirez (2014). Durante o projeto de doutorado foram produzidas novas datações para 11 estalagmites, destas foram escolhidas 5 para o detalhamento geocronológico, das estalagmites coletadas na caverna Caracos na Colômbia foram produzidas 110 novas datações, as quais recobrem continuamente os últimos 105.000 A.P. (antes do presente). Assim, com o registro geocronológico gerado previamente, tem-se para o último glacial um registro obtido em alta resolução que permitiu observar com acurácia a ocorrência de diferentes eventos climáticos. A distribuição das idades das estalagmites da caverna Caracos, apresentada na figura 5.1, evidencia uma superposição das mesmas o que permitiu complementar períodos em que algumas não se obteve boa resolução com outras em que a idade foi melhor refinada.

O registro mais longo foi obtido pela estalagmite CAR12 a qual se depositou entre 105-15 kyr e permitiu uma melhor observação dos eventos climático em escala orbital, minimizando o erro que pode ser gerado pela sobreposição de registros. A amostra CAR12 é complementada pela estalagmite CAR21 no intervalo entre 105-80 kyr devido à maior taxa de crescimento no período, possibilitando a obtenção de uma melhor resolução temporal de análise. As estalagmites CAR26 e CAR36 complementam o hiato de deposição que ocorre na amostra CAR12 entre aproximadamente 29-25 kyr (Fig.5.1).

Os últimos 15 kyr, intervalo marcado pela ocorrência dos eventos abruptos Bølling-Allerød (BA) e Younger Dryas (YD) e que compreende o início do Holoceno até o presente, foi recoberto principalmente pelo espeleotema CAR7 o qual cresceu continuamente entre 15-1 kyr. Por sua vez, os dois últimos milênios, devido à diminuição da taxa de crescimento da amostra CAR7, se complementou com as

estalagmites CAR3, CAR2 e CAR1, que se depositaram contemporaneamente e permitiram também obter registros com melhor resolução temporal por conta da maior velocidade de crescimento (Fig. 5.2).

Figura 5.1. Intervalos de deposição das estalagmites estudadas da caverna Caracos para os últimos 105 mil anos. As idades U/Th estão destacadas para cada amostra de estalagmite plotada no eixo Y.

Figura 5.2. Intervalos de deposição das estalagmites estudadas da caverna Caracos para os últimos 10 mil anos. As idades U/Th estão destacadas para cada amostra de estalagmite plotada no eixo Y.

Determinou-se a variação na velocidade de crescimento com base na diferença entre as idades obtidas e a distância medida em milímetros entre cada uma delas. As variações nas taxas de crescimento (TC) podem ser úteis para estabelecer relações entre as taxas de deposição de carbonatos no sistema cárstico com variações no regime hidrológico na área de estudo, isso porque, a quantidade de água que alcança a caverna por percolação está relacionada com períodos de maior/menor umidade. Além disso, a variação da TC pode ser relacionada com mudanças nas condições de geração do solo, com a quantidade de matéria orgânica que, por sua vez, está relacionada à temperatura e ao tipo de vegetação que cobre o solo conforme explicado nos capítulos anteriores.

Considera-se que os valores $\delta^{18}\text{O}$ estão inversamente relacionados com a TC dos espeleotemas, assim, é esperado que concomitante ao decréscimo dos valores isotópicos haja um aumento da velocidade de deposição do carbonato e, por conseguinte, da TC (Fig. 5.3). Esta relação deve-se ao fato de que o aumento na quantidade de água no sistema pode contribuir para uma maior dissolução do carbonato, o que leva a uma saturação no fluido e uma taxa de deposição posterior maior. A relação inversa entre $\delta^{18}\text{O}$ e TC é claramente observada em alguns dos espeleotemas trabalhados, como CAR1, CAR3, CAR12 e CAR26 (Fig. 3). A amostra CAR12 apresenta em seu registro três períodos de grande mudança na TC que coincidem com as maiores variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 100-60 kyr, 60-23 kyr e 23-17 kyr. Nas amostras CAR1, CAR3 e CA26, essas variações da TC também coincidem com as alterações de maior escala dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 5.3).

Figura 5.3. Registros isotópicos de oxigênio (azul) e taxa de crescimento (vermelho) das estalagmites CAR1, CAR2, CAR3, CAR7, CAR12, CAR21, CAR26 e CAR36.

Figura 5.4. Registros isotópicos de carbono (verde) e taxa de crescimento (vermelho) das estalagmites CAR1, CAR2, CAR3, CAR7, CAR12, CAR21, CAR26 e CAR36.

A TC dos espeleotemas também está associada aos processos que ocorrem no solo, na área superior do epicarste, e desse modo pode relacionar-se com os valores de $\delta^{13}\text{C}$. Mudanças de temperatura, que por sua vez afetam a matéria orgânica e a atividade de organismos nessa área, bem como a vegetação e a erosão/formação do solo, podem influenciar os valores de $\delta^{13}\text{C}$ registrados nos espeleotemas (Drysdale et al, 2004; Dreybrod, 2008). Os espeleotemas CAR1, CAR7, CAR12, CAR21 e CAR26 mostram uma relação entre a diminuição da TC de crescimento e o aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ vinculados aos processos supracitados.

O espeleotema CAR12, que possui maior amplitude temporal, apresenta variações sincrônicas inversas entre o $\delta^{13}\text{C}$ e a TC. Observou-se um aumento/diminuição da TC em períodos que coincidem com a diminuição/aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, semelhante ao que é observado em sua relação com os valores de $\delta^{18}\text{O}$. Essas mudanças poderiam estar associadas ao aumento de temperatura, chuva e vegetação e ocorrem nos períodos marcados por valores mais baixos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e aumento de TC (Drysdale et al, 2004; Dreybrod, 2008). Essa mesma relação é apresentada nas amostras CAR1, CAR2, CAR21 e CAR26.

A amostra CAR7 apresenta uma relação inversa entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e TC, àquela observada entre $\delta^{18}\text{O}$ e TC, mostrando um decréscimo gradual do TC de 15 kyr para o presente, acompanhado de um aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$.

5.2 Monitoramento Ambiental e Isotópico

O monitoramento isotópico da água de chuva na área de estudo se iniciou com o trabalho de Ramirez (2014), no qual realizou-se uma amostragem semanal da precipitação desde o final de 2012 até o início de 2016 no município de El Peñon (departamento de Santander, nordeste da Colômbia). Nessas amostras foram analisadas a composição de isótopos de oxigênio e hidrogênio com objetivo de discutir possíveis fatores responsáveis pelo fracionamento isotópico como

diferentes fontes de umidade e variação na quantidade de chuva. Também foram analisados dados das razões isotópicas de hidrogênio e oxigênio da estação de monitoramento da Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA-GNIP, sigla do termo em Inglês *International Atomic Energy Agency-Global Network of Isotopes in Precipitation*) localizada em Bogotá, cujo período monitorado correspondeu aos últimos 40 anos.

Tanto no monitoramento realizado em El Peñon como no executado em Bogotá observou-se que a precipitação em ambas regiões ocorre durante todos os meses. Nessas estações os períodos de menor precipitação são observados entre junho-agosto e entre dezembro-fevereiro, correspondendo este último período o mais seco do ano. Por sua vez, existem dois períodos chuvosos que ocorrem entre março-maio e entre setembro-novembro. Essa observação é concordante com o exposto por Poveda et al, (2006) e Arias et al (2015), onde se expõe as mudanças da quantidade de chuva na área central da Colômbia e suas fontes.

Na estação de Bogotá da IAEA-GNIP, localizada no planalto Cundiboyacense a uma altitude de 2600 metros a aproximadamente 130 km de distância da vila de El Peñon, foram obtidos dados mensais de quantidade e isotopia da água da chuva durante 32 anos, entre os anos de 1971 e 1990 e entre 1998 e 2009. A precipitação anual em Bogotá varia anualmente entre 800-1100 mm e está ligada a variações nos sistemas de umidade que entram do Atlântico e do Pacífico e em menor proporção da bacia Amazônica. Esta mistura de fontes de umidade, bem como variações na precipitação, pode ser discutida com base nas razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e δD da água da chuva.

Figura 5.5 Comparação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e a quantidade de chuva para cada mês, na estação de monitoramento de Bogotá.

No monitoramento isotópico de Bogotá $\delta^{18}\text{O}$ da água da chuva mostram variações mensais entre -4‰ e -13‰ (Fig. 5.5). Os meses com valores mais altos ocorrem entre dezembro e março, quando são registrados os menores acumulados de chuva na área. Os valores mais negativos, entre -11 ‰ e -13 ‰, são observados entre abril e julho, meses nos quais são registrados os maiores acumulados de chuva (Fig. 5.5). Durante os meses de agosto-novembro, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ exibe variação entre -8‰ e -11‰. Portanto, existe uma relação inversa entre a variação mensal dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e o volume de precipitação, estando conforme aos processos de fracionamento isotópico do oxigênio no ciclo hidrológico esperados para essa zona tropical (Vuille et al, 2003).

No monitoramento realizado no município de El Peñon, entre dezembro de 2012 e janeiro de 2016 (Fig. 5.6), os dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ da água da chuva variam entre -1 ‰ e -15 ‰. Assim como observado na estação de Bogotá, os valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ coincidem com os meses de dezembro a março, quando são registrados os menores acumulados mensais da série de monitoramento de chuva. Do mesmo modo, durante os meses de abril-agosto, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são

mais negativos, ao redor de -15 ‰, concordante com o pico de precipitações registrado em maio no início da estação chuvosa (Fig. 5.6). Nos meses que se seguem, entre agosto e novembro, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são intermediários, entre -7 ‰ e -9 ‰, e apresentam uma melhor relação com o volume de chuva acumulado (Fig. 5.6), dados são consistentes com os valores da Estação Bogotá da IAEA-GNIP (Fig. 5.7). No entanto, a correlação com o acúmulo de chuva não é tão forte nos dados médios trimestrais e semanais, provavelmente devido a uma mistura de umidade com diferentes assinaturas isotópicas provenientes de fontes locais e distais cuja porcentagem de contribuição difere ao longo do ano (Poveda et al., 2006; Sakamoto et al., 2011; Arias et al., 2015) e o respectivo grau de rainout upstream (DRU) ao longo dessas distintas trajetórias de massas de ar atingindo a Cordilheira dos Andes (Vimeux et al., 2005; Vuille e Werner, 2005 ; Fiorella et al., 2015). Os valores estimados de DRU mostram uma significância estatística alta com $\delta^{18}\text{O}$ semanal, mas isso não explica a maior discrepância com os acúmulos locais de precipitação (Fig. 5.7). Por outro lado, o efeito da quantidade é evidente na média sazonal de $\delta^{18}\text{O}$ quando a razão isotópica produzida por eventos anteriores altamente esgotados ou enriquecidos é atenuada em ambos os dados locais de precipitação e DRU (Fig.5.7).

Figura 5.6 Comparação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e a quantidade de chuva para cada mês, na estação de El Peñon

Figura 5.7 Correlação espacial entre $\delta^{18}\text{O}$ mensal na estação de Bogotá (ponto amarelo) da estação IAEA e precipitação regional (GPCC V7; Schneider et al., 2011) entre 1971 e 2009 para a) março, abril e maio e b) setembro, outubro e novembro. Cada pixel com correlação significativa é sombreado ($p < 0,05$).

Quando comparadas com os dados de excesso de deutério, as variações de $\delta^{18}\text{O}$ registradas na segunda metade do ano apontam para a influência de diferentes fontes de umidade em El Peñon. Estas fontes de umidade que atuam na região podem diminuir a correlação entre o $\delta^{18}\text{O}$ e a quantidade de chuva, em comparação ao observado na estação de Bogotá. No entanto, a baixa amplitude térmica intersazonal registrada em El Peñon de aproximadamente 2°C exclui o efeito da temperatura no controle sazonal da composição isotópica das precipitações.

Para entender melhor a relação dos dados isotópicos obtidos nas análises de água de chuva da área de estudo foram realizadas análises de retrotrajetórias da umidade para os mesmos anos de monitoramento (Fig. 5.8). Assim como os dados

de monitoramento, as análises de trajetórias de umidade permitiram vincular os dados isotópicos com as possíveis áreas fontes de umidades para os meses mais secos e úmidos na região centro-leste da Colômbia. Baseando-se nessa premissa, os mapas obtidos foram divididos de acordo com as estações mais chuvosas e mais secas.

A primeira estação seca, que compreende os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, apresenta os valores isotópicos mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ do registro de chuvas da área de El Peñon, coincidentes aos menores índices pluviométricos do ano. Nestes meses observa-se um fortalecimento dos ventos provenientes do Atlântico Norte associado com o deslocamento da ITCZ ao sul. Para esse período o mapa de retrotrajetória (Fig. 5.8), mostra que as fontes de umidade mais distais do Atlântico têm forte influência correspondendo a aproximadamente 79% da umidade que chega na área de estudo. Outra área fonte de umidade importante é a região localizada no Atlântico na região do Caribe, próximo ao litoral Venezuelano, a qual contribui com 21% da umidade (Fig. 8).

O primeiro período chuvoso do ano em El Peñon, entre março e maio, é marcado pela passagem da ITCZ sobre a área. Neste período foram observados dados de $\delta^{18}\text{O}$ mais negativos, por volta de -14‰, o qual foi medido no mês de maio (Fig. 5.8). Nesse período é observada uma proveniência da umidade principalmente do Atlântico e do Caribe, além fontes proximais de Panamá e a Bacia Amazônica. As fontes mais distais do Atlântico representam cerca de 56% das trajetórias de umidade que adentram no centro-leste da Colômbia, seguida de fontes mais proximais, da Venezuela, que contribui com 15% do total de eventos registrados. As fontes mais proximais, provenientes do Caribe no litoral de Panamá e da Bacia Amazônica, representam 30% da umidade que chega na área (Fig. 5.8).

Entre junho e agosto, acontece o segundo período mais seco do ano, no entanto não tão seco quanto o primeiro. Nesses meses as fontes de umidade estão principalmente vinculadas ao Atlântico Norte e Tropical e à bacia amazônica (fontes mais proximais e distais) (Fig. 8). As fontes Atlânticas neste período estão associadas a uma posição mais a norte da ITCZ. Nota-se uma significativa influência

da fonte do Atlântico, próximo ao litoral norte e nordeste do Brasil, que no total representam 63% das trajetórias. As áreas fontes distais e proximais da bacia Amazônica correspondem a 11% e 26%, respectivamente. Uma fonte local de umidade é observada, com uma contribuição de 5%, poderia estar vinculada com a evaporação da água na bacia do rio Magdalena (Fig. 5.8).

Entre os meses de setembro e novembro, ocorre o segundo período de chuvas, o mais forte do ano (Fig. 5.8). No entanto, o registro isotópico não apresenta valores tão enfraquecidos quanto ao observado nos meses de março, abril e maio. Esta diferença no registro isotópico da água de chuva pode ser explicada a partir dos mapas de retrotrajetórias destes meses. A fonte principal dos eventos continua sendo o Atlântico tropical, principalmente das áreas litorâneas do Brasil, que contribui com 30% do total. O Atlântico caribenho nas proximidades do litoral venezuelano contribui com cerca de 22% dos eventos e a bacia Amazônica com 28% deles. Entende-se através dos mapas que a contribuição destas três fontes é muito significativa para a área de estudo, mesmo com variações na quantidade de eventos, no entanto neste período especificamente, existe uma influência do Oceano Pacífico mais ao norte da América do Sul. A entrada de umidade proveniente do Pacífico pode explicar a menor relação com os valores de chuva acumulada mensal, provavelmente devido aos valores ligeiramente mais enriquecidos de $\delta^{18}\text{O}$ e de δD dessa fonte de umidade.

Figura 5.8. As retrotrajetórias de umidade para região estudada na Colômbia localizada entre 6.080°N e -73.830°O a 1500 m acima do nível do solo (~750hPa). Nos mapas da esquerda estão apresentadas as trajetórias nos meses de DEF-MAM-JJA-SON, analisadas entre 01/06/2012 e 31/05/2014. À direita encontra-se quantificadas a fração que cada fonte de umidade contribui no período, representados por áreas mais proximais e distais.

5.3 Reconstituições climáticas a partir das razões isotópicas oxigênio e carbono em estalagmites

Aos resultados obtidos no presente doutorado foram anexados os dados da dissertação de mestrado de Ramírez (2014) os quais recobriram os últimos 5500 anos. O presente estudo apresenta um registro contínuo dos últimos 105 mil anos, o qual foi complementado com o registro do Holoceno tardio e o último milênio com amostras de $\delta^{18}\text{O}$ obtidas em uma superalta resolução. Foram realizadas ao total 6022 análises isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ as quais se encontram apresentadas na figura 5.9 abaixo. O registro completo apresenta variações na resolução de análise devido às diferenças na TC em diferentes períodos e à própria resolução de análise predeterminada, de acordo com o intervalo estudado. Nesse sentido, o Holoceno possui maior resolução temporal uma vez que o objetivo foi observar ciclos climáticos em escala de centenas de anos, diferentemente do período glacial onde os eventos climáticos a serem observados ocorrem na escala de milhares de anos.

Devido às diferentes escalas temporais e aos eventos observados no registro, os resultados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ dos espeleotemas são apresentados em três seções temáticas:

- Variabilidade climática em escala orbital e milenar no último período glacial.
- Reconstrução de paleoprecipitação entre 25 e 12 kyr, com destaque para o último máximo glacial (LGM, sigla do termo em Inglês *Last Glacial Maximum*) e o evento Heinrich 1 (HS1).
- Paleoprecipitação do Holoceno até o presente.

5.3.1 Variabilidade climática na escala orbital e milenar

Na reconstituição da variabilidade climática na escala orbital e milenar em El Peñon foram utilizados os registros dos espeleotemas CAR12, CAR26, CAR36 e CAR21. Com o espeleotema CAR12 se obteve o maior registro contínuo, uma vez

que se depositou entre 105 a 14 mil anos, contudo, como esta amostra apresentou variações na TC em alguns intervalos o registro isotópico foi complementado com o espeleotema CAR21 entre 105-80 kyr o que proporcionou o aumento da resolução de análise para este período.

A fim de detalhar os resultados na escala orbital e milenar entre 105 e 24 kyr foram realizadas o total de 4147 análises de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ com uma resolução média de 24 anos para cada amostra. No período mais antigo do registro obteve-se uma resolução de até 15 anos devido à alta TC do espeleotema CAR21. Entre 25 e 31 kyr há um hiato de deposição no espeleotema CAR12, que por sua vez, foi recoberto com dados das amostras CAR26 e CAR36, mas devido à melhor resolução temporal permitida pela amostra de CAR26, o perfil isotópico foi obtido com esta estalagmite nesse intervalo.

Na escala orbital o perfil isotópico da caverna de El Peñon revela variações climáticas contínuas, algumas com ciclicidade de aproximadamente 40 e 10kyr. Essas tendências são evidentes entre 105-65 kyr (I), 65-55kyr (II) e 55-25kyr (III) e coincidem com eventos observados em escala global (Fig. 5.9).

Figura 5.9 Registro de $\delta^{18}\text{O}$ nos últimos 100 kyr de El Peñon, composto por 9 espeleotemas diferentes, de modo que a taxa de crescimento nos diferentes períodos varia.

Figura 5.10 Registro de $\delta^{13}\text{C}$ nos últimos 100 kyr de El Peñon, composto por 9 espeleotemas diferentes, de modo que a taxa de crescimento nos diferentes períodos varia.

As oscilações dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, modulados pelas condições de umidade e/ou alteração de fonte, e dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ durante os estágios marinhos isotópicos (MIS, sigla do termo em inglês *Marine Isotope Stage*) coincidem com a larga variação isotópica interpretada em função da temperatura do testemunho de gelo NGRIP (*North Greenland Ice Core Project*) (Fig. 5.11). Essas variações isotópicas, embora sejam observáveis tanto na curva isotópica de oxigênio e carbono, é mais evidente nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ os quais são mais baixos na amostra CAR21 em relação aos valores mais enriquecidos do espeleotema CAR12.

Durante o período MIS5 (130-71 kyr) os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são em geral mais empobrecidos em relação ao período seguinte, o MIS 4. Esta tendência nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ persistiu ao longo do período os quais apresentaram uma média de aproximadamente -9 ‰, interpretada como a ocorrência de condições relativamente mais úmidas na área de estudo. Já no período MIS4 (71-57 kyr), a oscilação nos

valores de $\delta^{18}\text{O}$, que passam de -9 ‰ para -6 ‰, indicam uma mudança abrupta da tendência de precipitação observada no MIS 5, sendo interpretado como a transição de condições mais úmidas para mais secas. Após a variação abrupta durante MIS4, observa-se que o valores isotópicos se estabilizam durante o MIS 3 (57-29 kyr) apresentando uma média de variação de aproximadamente -6 ‰. Os valores $\delta^{18}\text{O}$ menos fracionados durante o MIS3 podem estar indicando uma predominância menor precipitação e/ou aumento da influência de uma fonte diferente da observada durante o MIS5 (Fig. 5.11).

Figura 5.11 Comparação das curvas de isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), com o registro da Groenlândia $\delta^{18}\text{O}$ (NGRIP) (Rasmussen et al, 2014), entre 105 e 25 kyr.

Como mostrado na figura 5.11, a variação dos valores $\delta^{13}\text{C}$ é semelhante aos de $\delta^{18}\text{O}$, observado principalmente durante o MIS4 quando ocorre um enriquecimento em ambos valores isotópicos. No entanto, ao contrário do evidenciado na curva isotópica de oxigênio, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ de cada uma das amostras revelam maiores amplitudes de variação principalmente durante o MIS5 (Fig. 5.11). Como mencionado anteriormente, as variações de $\delta^{13}\text{C}$ estão relacionadas a mudanças na concentração de CO_2 no solo, que por sua vez está ligada a processos de respiração das raízes das plantas, atividade de organismos dentro da área, bem como CO_2 atmosférico (Genty et al, 1999; Genty et al, 2001). Durante o período de MIS5, temperaturas mais altas, como indicado pelo registro NGRIP (Fig. 5.11), coincidem com valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais fracionados no espeleotema CAR21 que podem estar relacionados às temperaturas mais elevadas, já que estas influenciam o aumento da atividade biológica no solo e podem gerar mudanças na vegetação da área superior da caverna. Do mesmo modo, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos a zero da amostra CAR12 durante o MIS3, período caracterizado por uma redução nas temperaturas globais, podem ser indicativos de mudanças na vegetação. As diminuições da temperatura poderiam ter reduzido a atividade de organismos no solo gerando menor produção de CO_2 na área e, por conseguinte, influenciando os valores de $\delta^{13}\text{C}$ no espeleotema. Nesse cenário, podemos pensar em uma redução na taxa de formação do solo, de modo que parte do $\delta^{13}\text{C}$ encontrado no espeleotema tenha como fonte a dissolução da rocha encaixante, devido a um aumento na erosão.

Figura 5.12 Comparação das curvas de isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), com o registro da Groenlândia $\delta^{18}\text{O}$ (NGRIP) (Rasmussen et al, 2014), durante o MIS3.

A alta resolução temporal obtida dos valores isotópicos nos espeleotemas da caverna Caracos também permitiu observar importantes mudanças climáticas em escala milenar. As oscilações isotópicas foram melhor observadas durante o MIS3 onde se apresenta uma maior amplitude de variação chegando a alcançar 5 ‰ (variando de -9 a -4‰) aproximadamente aos 42,5 mil anos A.P. As variações isotópicas abruptas em escala milenar, evidenciadas tanto nos registros de $\delta^{13}\text{C}$ como nos de $\delta^{18}\text{O}$, coincidem com eventos *Greenland Interglacial (GI)* e *Greenland Stadial (GS)*, caracterizados na Groenlândia através dos registros no NGRIP. Devido ao controle geocronológico do registro da Groenlândia, os eventos podem estar temporalmente deslocados, no entanto, é possível observar relação entre as

variações abruptas da precipitação de El Peñon e oscilações de CO₂ do testemunho de gelo (Fig. 5.13). Esses dois últimos registros coincidem principalmente nos períodos GI 14, GI 12 e GI 10, intervalos marcados pelo aumento de temperatura na Groenlândia coincidentes valores empobrecidos de $\delta^{18}\text{O}$, interpretados como períodos de diminuição da precipitação (Fig. 5.13). Essa relação entre o aumento/diminuição da temperatura na Groenlândia nos eventos milenares, é contrária à observada na escala orbital (Fig. 5.13).

5.3.2 Reconstrução da paleopluvidiosidade entre 25 e 12 kyr durante o último máximo glacial (LGM) e o evento Heinrich 1 (HS1).

No período correspondente entre último máximo glacial e o final do Pleistoceno (24-12 kyr), se observa os valores extremos de todo o perfil isotópico de oxigênio. Embora as variações de $\delta^{13}\text{C}$ apresentem grande amplitude, estes não alcançam seus valores máximos do registro neste periodo.

O LGM é caracterizado como um período de ampla expansão das calotas polares, uma diminuição generalizada na temperatura global e baixas concentrações de CO₂ e CH₄ na atmosfera (Ruddiman, 2008). No registro de El Peñon, o LGM é delimitado entre 24 e 18 kyr, período em que se observa uma ampla anomalia dos registros de $\delta^{18}\text{O}$ atingindo valores de até -10 ‰. Em 24 kyr os valores de $\delta^{18}\text{O}$ estão ao redor de -6 ‰ e se tornam gradativamente mais empobrecido alcançando o máximo de fracionamento em torno de 21 kyr (-10 ‰), quando há uma mudança de tendência até atingir novamente valores próximos a - 6 ‰ a aproximadamente 19 kyr (Fig 5.14). Essa mudança abrupta e significativa no registro, e também é observada no perfil de $\delta^{13}\text{C}$ com valores de aproximadamente 1 ‰ em torno de 24 kyr e alcança valores de até -7‰ em 21 kyr.

As mudanças nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ durante o LGM mostram um aumento expressivo na quantidade de chuva que ocorreu na área, embora também possa haver uma influência das fontes de umidade que geram valores isotópicos

empobrecidos. Os registros de $\delta^{13}\text{C}$ também apresentam considerável oscilação isotópica podendo estar associado ao aumento da atividade biológica no solo e/ou alteração da vegetação na área, o que geraria aumento de atividade associada com a produção de CO_2 no solo, além de processos de erosão/formação de solo e mudanças na temperatura (Fig. 5.14).

Estudos anteriores (Groots et al, 2011; Groots et al, 2014) mostram que durante o LGM a temperatura descia até 7°C em áreas ao redor de El Peñon, igualmente estudos de Van der Hammen (1974) e Bogotá A (2011) relacionam mudanças nas porcentagens de pólen na lagoa de Fúquene (Cundinamarca) com condições de menor precipitação na área centro-leste da Colômbia. Levando isso em consideração, a fim de se observar que nossos valores se relacionam com a quantidade de chuva sobre a área, o fator de fracionamento do oxigênio foi corrigido considerando a variação da temperatura conhecida. A partir do gráfico de temperatura de % PA (Pólen Arbóreo) do artigo de Groot et al, (2011) e dos valores de temperatura determinados para os dados de % AP disponibilizados por Henry Hoogmestra (comunicação pessoal com Hoogmestra), é estabelecida a seguinte relação:

$$\begin{aligned} 20\%AP &= 6^\circ\text{C} \\ 40\%AP &= 9^\circ\text{C} \\ 60\%AP &= 11.6^\circ\text{C} \\ 75\%AP &= 14^\circ\text{C} \end{aligned}$$

Onde 1% AP é igual a $0,145^\circ\text{C}$. Da mesma forma, um valor de base constante de 3°C é determinado. Os dados de temperatura, com os quais a curva foi construída, foram obtidos com base na fórmula:

$$T (^\circ\text{C}) = 3 + (\%AP * 0.145)$$

Após obtermos a relação de AP% com a temperatura, continuamos a substituir os valores de T ($^\circ\text{C}$) na equação proposta por Jhonson et al (2013) que determina o fator de fracionamento associado à temperatura:

$$1000\ln \alpha = 17.66(1000/T) - 30.16$$

Onde $1000 \ln \alpha$ é o fator de fracionamento da água com CaCO_3 .

Figura 5.13 Comparação das curvas de isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), entre 24 a 12 kyr, exibindo as mudanças durante o LGM e o evento HS1

Figura 5.14 Valores de $\delta^{18}\text{O}$ originais comparados com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ corrigidos pela temperatura, com a equação de Jhonson et al (2013). Observa-se que o fraccionamento do oxigênio no apresenta uma relação forte com a temperatura.

Após obter o valor de $1000\ln \alpha$ subtraiu-se este dos valores analíticos de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites de El Peñon. A reconstrução feita com base nos registros corrigidos, aos quais foi subtraído o valor do fracionamento por temperatura, mostra que a grande variação de $\delta^{18}\text{O}$ não tem relação com a variação da temperatura. A comparação entre os valores $\delta^{18}\text{O}$ analíticos e corrigidos pode ser observada na figura 5.15 onde mostra as mesmas amplitudes da variação tanto para o LGM quanto para o HS1 (Fig 5.15).

O intervalo que coincide com o Heinrich Stadial1 (HS1), o qual ocorreu logo após o término do LGM, é marcado pelo aumento abrupto de $\delta^{18}\text{O}$ e por uma amplitude de variação isotópica que alcança 5 ‰, sendo interpretado como a ocorrência menores índices de umidade. O HS1 inicia em torno de 16,8 kyr com um aumento abrupto de $\delta^{18}\text{O}$, mas é em torno de 15,8 kyr onde ocorrem valores isotópicos máximos próximos a -1 ‰, sendo estes os mais altos observados em todo o registro. Para este período também se realizou a correção dos valores de

fracionamento a fim de suprimir a influência da temperatura no registro isotópico e a diferença dos valores originais também não é significativa.

O aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ durante o HS1 está associado a mudanças na hidrologia da área e sugere uma drástica redução das chuvas em El Peñon. No perfil de $\delta^{13}\text{C}$ a larga amplitude variação nos valores não é marcada, no entanto, observa-se um pequeno pico de $\delta^{13}\text{C}$. Em geral o registro de $\delta^{13}\text{C}$ para este intervalo está marcando por uma pouca variação na saída do LGM, com valores próximos a -1 ‰ os quais podem estar indicando pouca atividade biológica no solo ou até mesmo processos de erosão (Fig. 5.15)

5.3.3 Paleoprecipitação do Holoceno até o presente

No Holoceno, ao contrário do observado durante o Pleistoceno, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites de El Peñon variam com amplitudes menores. Nesse período os eventos mais relevantes na América do Sul tropical estão marcados por uma importante variação da precipitação, e são coincidentes com os eventos Bond (Strikis, 2015), eventos frios que podem ser considerados análogos aos eventos de Heinrich que ocorreram no Pleistoceno (Rasmussen et al, 2014). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ no Holoceno em El Peñon variam de aproximadamente -7.8 ‰ durante o Younger Dryas (evento milenar observado no HN que marca o final da deglaciação e o início do Holoceno) a -9 ‰ durante o Holoceno Superior. A diminuição gradativa isotópica coincide com o aumento da insolação para o mês de dezembro (verão) para a latitude de 10°S. Além da diminuição gradativa nos valores isotópicos durante todo o Holoceno são observadas flutuações em escalas temporais menores possivelmente associadas a outras forçantes climáticas (Fig. 5.16). Para melhor observar essas modulações, os registros foram destendenciados, subtraindo a influência da insolação na curva isotópica. Ao subtrair a tendência da insolação da curva isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon é possível observar um aumento nos valores entre 6,5 e 5 kyr, marcando uma diminuição na

precipitação durante o Holoceno médio, condições semelhantes às evidenciadas no início do Holoceno, durante o YD.

Na escala de tempo milenar pode-se observar que o $\delta^{18}\text{O}$ oscila para valores relativamente mais baixos e coincidem com os eventos de Bond (Fig. 5.16, barras verticais). Esta oscilação de $\delta^{18}\text{O}$ indicaria condições mais úmidas durante os eventos frios observados no HN durante todo o Holoceno (Fig. 5.16).

O registro de $\delta^{13}\text{C}$ no Holoceno varia entre os valores de aproximadamente -6 ‰ no Holoceno Inferior para -0.5 ‰ durante o Holoceno Superior. Durante o Holoceno Inferior (entre aproximadamente 12 e 8 kyr) valores mais baixos de $\delta^{13}\text{C}$, com oscilações entre -6 ‰ e -4 ‰ (Fig. 5.16) enquanto que no Holoceno Médio há um aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Essas variações isotópicas podem representar uma mudança nos processos de geração de CO_2 no solo, como uma variação da vegetação da área que influencia os isótopos de carbono dos espeleotemas (Fig. 5.16).

Figura 5.15 Comparação das curvas de isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), durante o Holoceno até o presente. A curva isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ é comparada com a curva de insolação de verão para o mês de junho a 10°N (Berge & Loutre, 1999), posterior se apresenta a curva de $\delta^{18}\text{O}$ de tendenciada.

5.4 Reconstituições das condições geoquímicas e paleoambientais baseadas em elementos traços

Os elementos traços, sendo eles as razões Ba/Ca, Sr/Ca e Mg/Ca, foram obtidos nas amostras CAR12, CAR 7, CAR3, CAR2 no laboratório do Instituto de Geociências da Universidade Autônoma do México (UNAM) da cidade de Juriquilla (Querétaro). Essas análises nos permitem entender as relações entre os processos que ocorrem no solo bem como compreender a infiltração de água, as variações de temperatura e da vegetação (Farchild e Treble, 2008). Para explorar períodos específicos já observadas a partir das variações nos perfis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, foi realizada amostragem para os períodos correspondentes ao LGM, ao Holoceno e ao último milênio, sendo este último intervalo complementado com os dados obtidos na dissertação de Ramírez (2014).

Os resultados obtidos nos elementos traços serão discutidos em três seções, assim a maneira como elas variam e as possíveis relações com os perfis isotópicos discutidos acima serão melhor exploradas. Considerando o exposto, a descrição dos dados ocorrerá da seguinte maneira:

- Variação nos elementos traço durante o LGM;
- Condições ambientais da caverna durante o Holoceno, a partir de elementos traços
- Comparação dos elementos traços e perfis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para o último milênio.

5.4.1 Variação nos elementos traços durante o LGM

O espeleotema CAR12, que em sua parte mais recente compreende o período LGM e o evento HS1, foi analisado com base na ampla variação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. As razões de Sr/Ca e Mg/Ca podem ser relacionadas com processos que as incorporam no espeleotema, tais como: temperatura, taxa de crescimento, precipitação precoce de calcita (PCP, sigla do termo em inglês *Prior Calcite*

Precipitation), dissolução de aragonita ou dolomita, dissolução incongruente de calcita (CID, sigla em inglês), mudança no tempo de residência e razão água/rocha, mudanças no sistema hidrológico do carste, atmosfera de caverna, entre outros (Sinclair et al, 2012). Entre esses processos, o PCP é o único que apresenta relação com condições que ocorrem fora da caverna tais como a variação de temperatura e o pCO_2 associado à matéria orgânica do solo, entre outros (Fairchild e Treble, 2008). Variações em Ba/Ca, Mg/Ca e Sr/Ca estão relacionadas com a dissolução e a precipitação de carbonato no sistema da caverna, que por sua vez tem uma ligação com o tempo de residência da água no interior do sistema que na sua totalidade faz parte do processo PCP. Entre os fatores que contribuem para as alterações no PCP está o aumento de água no sistema, o que influencia o tempo de residência no epicarste e determina parte dos elementos que foram removidos em solução a partir do fluxo de água que se infiltra no solo (Fairchild e Agudós, 2009). Devido a este processo, uma relação entre o aumento pCO_2 no solo, o aumento da temperatura e o aumento da quantidade de água que se infiltra no sistema pode ser ligada à diminuição das razões Ba/Ca, Mg/Ca e Sr/Ca em espeleotemas (Sinclair et al, 2012; Sinclair, 2011; Fairchild et al, 2000).

Na análise de elementos traços da amostra CAR12 (Fig. 5.17) observa-se uma diminuição significativa nas razões de Ba/Ca, Sr/Ca e Mg/Ca durante o LGM e podem estar conectados com mudanças em grande magnitude na água que infiltrou e alcançou o sistema de caverna (aridez/umidade) (Fig. 5.17). Essa variação coincide com os valores mais baixos de $\delta^{18}O$ que por sua vez foram interpretados como a ocorrência de um período com maior quantidade de chuvas na área. No entanto essa mesma relação não foi observada, em períodos uma redução significativa na precipitação, como observado durante o HS1. Nesse último intervalo não há resposta dos elementos traços à diminuição da água no sistema (Fig. 5.17).

A redução dos valores nas razões dos elementos traços Ba/Ca, Sr/Ca e Mg/Ca durante o LGM também apresentam variações semelhantes às observadas para o perfil isotópico de $\delta^{13}C$, tanto na mudança de maior magnitude observada nesse período como também nas variações em menores escala tempo (Fig. 5.17).

O maior fracionamento de $\delta^{13}\text{C}$ (valores mais baixos) bem como a diminuição das razões dos elementos traços, mostram uma alteração no PCP na caverna, bem como alterações no $p\text{CO}_2$ no solo, na formação de solo e nos mecanismos de desgaseificação (Fig. 5.17).

Figura 5.16 Comparação da curva de isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), com as relações dos elementos traços Sr/Ca, Ba/Ca e Mg/Ca, para o período entre 28 a 12 kyr.

Figura 5.17 Comparação da curva de isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ de El Peñon (Colômbia), com as relações dos elementos traços Sr/Ca, Ba/Ca e Mg/Ca, para o período entre 28 a 12 kyr.

5.4.2 Reconstituição das condições ambientais no ultimo milênio com base nos elementos traços

As figuras 17, 18 e 19, mostram o registro dos elementos traços das estalagmites CAR1, CAR2 e CAR7, respectivamente, comparados com os registros de $\delta^{18}\text{O}$. As variações das relações Sr/Ca e Mg/Ca, apresentam uma relação sincrônica entre as fases de aumento e diminuição, sendo evidente nos períodos entre 1600 e 1400 anos, e nos últimos 400 anos. Estas relações também exibem ligação com as variações nos registros de $\delta^{18}\text{O}$, mostrando um aumento das razões de Sr/Ca e Mg/Ca nos picos de condições secas, e diminuição delas nos períodos de maior umidade (Fig. 5.18).

As variações de Ba/Ca, Sr/Ca e Mg/Ca na estalagmite CAR2 apresentam variações sincrônicas durante todo o registro, no entanto esta relação é mais forte entre Ba/Ca e Sr/Ca, mostrando os mesmos picos e vales de variação. Essas variações dos elementos traços da estalagmite CAR2, comparadas com o registro de $\delta^{18}\text{O}$, mostram relações entre os períodos de aumento/diminuição das de Ba/Ca, Mg/Ca e Sr/Ca, com os picos e vales de mudanças no registro de $\delta^{18}\text{O}$. Tais relações sincrônicas dos registros, mostram que nos períodos marcadas por diminuição na pluviosidade as relações de Ba/Ca, Sr/Ca e Mg/Ca apresentam um aumento. A relação de aumento de pluviosidade e diminuição das razões, também é observada no registro (Fig.5.19).

Processos geoquímicos podem modular a abundância relativa dos elementos traços nas estalagmites, como podem ser a PCP, a dissolução incongruente de calcita ou a mistura de várias fontes. Destes processos geoquímicos que podem influir nos elementos traços, só a PCP tem uma ligação com os processos atmosféricos que acontecem fora da caverna (Bernal et al, 2016). Portanto é importante determinar quais destes processos tem uma maior participação no processo de acumulação de elementos traços dentro do sistema que estamos estudando.

Para estabelecer a relação da concentração dos elementos traços nas estalagmites CAR1 e CAR2, foram feitas as correlações proposta por Sinclair (2011). Se tem demonstrado que se a PCP modulo a variabilidade de Mg/Ca e Sr/Ca, na ausência de controles cinéticos, os rádios molares deveriam co-variari linearmente entre os Logaritmos naturais (Ln), com um pendente de 0.88 ± 0.12 . Os valores observados em nossos espeleotemas apresentam valores entre 0.5 e 0.616, nos quais devem ser avaliados os erros (Fig. 5.21).

Para verificar que a concentração de Sr/Ca foi modulada pela PCP foram testadas as relações termodinâmicas e cinéticas usando a distribuição experimental dos coeficientes de Sr/Ca e Ba/Ca. De acordo com a proposta de Sinclair (2011), se a PCP foi o processo que modulou as variações dos elementos traços durante o crescimento dos espeleotemas, os rádios molares poderiam co-variari linearmente com um pendente de 1.02 ± 0.08 . As covariações lineares dos LnMg/Ca e LnSr/Ca das estalagmites CAR1 e CAR2 apresentam valores entre 0.65 e 0.9.

Figura 5.19 Comparação da curva de isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), com as relações dos elementos tracos Sr/Ca, Ba/Ca e Mg/Ca, durante o último milênio.

Figura 5.20

Comparação da curva de isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon (Colômbia), com as relações dos elementos traços Sr/Ca, Ba/Ca e Mg/Ca, durante o último milênio

Figura 5.21 Relações de Ln Mg / Ca vs Ln Sr / Ca e Ln Sr / Ca vs LnBa / Ca para determinar a influência do PCP nos elementos traços dos espeleotemas CAR1 e CAR2.

6. Discussão

6.1 Variações climáticas na escala orbital e milenar

O registro de El Peñon mostra uma grande variação da precipitação em diferentes escalas temporais. Análises espectrais realizadas com os dados obtidos nos espeleotemas estudados mostram densidades espectrais significativas em frequências de ~ 24 ky e de ~11 kyr, que coincidem com parâmetros de variações orbitais. Pesquisas anteriores vinculam as mudanças na posição e força da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) com variações nos parâmetros orbitais de excentricidade, precessão e obliquidade (Clement e Broccoli, 2004, Liu et al, 2015, Jacobel et al, 2017). No entanto, Clement e Broccoli (2004) demonstram a importância da precessão como um parâmetro orbital que permite relacionar as mudanças nos gradientes zonais e meridionais do aquecimento atmosférico nos trópicos, embora seja em escala menor que a modulação estabelecida por condições glaciais.

Embora a análise espectral mostre a influência dos ciclos de precessão (Fig 6.1) ao comparar o registro de El Peñon com outros de tipo marinhos e continentais, são observadas variações em escalas de tempo maiores que coincidem com as variações determinadas como Estágio Isotópico Marinhos (MIS, pelas siglas em inglês), que apresentam uma relação com as variações da temperatura da superfície do mar (SST), que por sua vez influenciaram o deslocamento latitudinal da ITCZ no Atlântico e Pacífico (Schneider et al, 2014; McGee et al, 2014; Jacobel et al, 2017). Se tem uma resposta da circulação atmosférica devido a forçante da precessão e glacial, que estão relacionadas aos gradientes zonal e meridional, que por sua vez influenciam no ciclo hidrológico na área de estudo. No entanto, ambas forçantes apresentam magnitudes de influências diferentes, portanto, embora nas análises espectrais as frequências associadas à precessão sejam marcantes, as comparações com outros registros (Deplaze et al, 2013; Cheng et al, 2013; Lachniet

et al, 2009; Groot et al, 2014) mostram uma forte concordância nas variações glaciais associadas ao MIS (Fig 6.1 e 6.2).

Comparações da curva isotópica de oxigênio de El Peñon com registros paleoclimáticos continentais da América Central e do Sul sugerem variações na posição da ITCZ nas escalas de tempo orbital e milenar. Os valores isotópicos obtidos revelam variações nos intervalos entre 100-65 Ky, 65-55 kyr e 55-24 Ky, associadas com mudanças nos MIS5 ao MIS3. Por sua vez, nos últimos 20 Ky (MIS2 e MIS1) as mudanças nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ mostram fortes associações com eventos a escala milenar (Fig. 6.2).

Figura 6.1. Análises de wavelets do registro $\delta^{18}\text{O}$ dos espeleotemas de El Peñon. A resolução dos dados para o análise é de escala decadal para o registro completo e observa-se ciclicidade em intervalos de associados com ciclos orbitais de precessão e semi-precessão.

Figura 6.2. Comparação de registros continentais entre 100 k e BP até o presente. a) NGRIP (Rasmussen et al, 2014), b) Reflectância na Bacia do Cariaco (Venezuela) (Deplazes et al, 2013); c) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas de El Peñon (Colômbia), em curva vermelha de insolação de verão para o mês de junho a 10°N ; d) % AP da lagoa Fuquene (Colômbia) (Groot et al, 2014); e) $\delta^{18}\text{O}$ da caverna El Terciopelo (Costa Rica) (Lachniet et al, 2009); f) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ na caverna de El Diamante (Peru) (Cheng et al, 2013); g) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ da caverna Botuvera, sudeste do Brasil, com curva de insolação para o mês de fevereiro a 30°S

Figura 6.3. Comparação dos registros marinhos entre 100 ky até o presente. a) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos do NGRIP (Rasmussen et al, 2014), b) Reflectância na Bacia do Cariaco (Venezuela) (Deplazes et al, 2013), c) Registro de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas de El Peñon (Colômbia), em curva vermelha de insolação de verão para o mês de junho a 10°N ; d) Atlântico Norte (Nd Register (Bermuda) (Böhm et al, 2014); e) curva Pa / Th do Atlântico Norte (Bermuda) (Böhm et al, 2014); f) Curva de variação do SST do Caribe ocidental (ODP999A) (Schmidt et al, 2006); g) Curva de variação da TSM do Pacífico Equatorial Oriental (Dubois et al, 2014)

O registro de El Peñon comparado com a curva de insolação para 10°N no mês de junho (verão), não apresenta uma forte relação durante o último período glacial (Fig. 6.1 e 6.2), embora os análises espectrais apresentem frequências neste período relativo a insolação. No entanto, a relação em fase entre o $\delta^{18}\text{O}$ em El Peñon e a insolação de verão no hemisfério sul é intrigante, dado o fator de que nosso sítio de caverna está localizado no hemisfério oposto. Sabe-se que a insolação de verão exerce um forte controle sobre a precipitação de monções em conjunto com mudanças na posição da ITCZ na América do Sul durante os últimos ciclos glaciais / interglaciais (Baker et al., 2001; Cruz et al., 2005; Cruz et al. 2006; Wang et al., 2007; Mosblech et al., 2012; Cheng et al., 2013). A este respeito, verifica-se que a alta insolação no verão austral aumenta o regime de precipitação SAMS como resultado de um desvio para o sul da ITCZ sobre a região equatorial (Cruz et al., 2005). No entanto, não está claro como as mudanças na intensidade das monções são acopladas ao sistema ITCZ, uma vez que a força de insolação é apenas evidente nos registros localizados na região de saída do SAMS no Brasil subtropical em todos os ciclos de precessão (Cruz et al. 2005; Cruz et al., 2006; Wang et al., 2007). Curiosamente, a relação com a insolação é muito aparente nos registros da SAMS durante os ciclos de alta amplitude mesmo em baixa latitude no continente, por exemplo, durante a MIS 4 e a MIS 5. (Mosblech et al, 2012; Cheng et al., 2013) mas está ausente durante o MIS 3, MIS 2 e LGM não apenas nesses registros equatoriais, mas na maioria dos registros de precipitação da SAMS nos Andes e no Brasil (Baker et al., 2001; Fornace et al., 2014; Novello et al, 2017; Strikis et al., 2018). Assim, uma característica comum em ambos os registros paleoclimáticos das regiões SAMS e ITCZ na América do Sul é o controle não aparente pela insolação de verão, em particular de 60 a 19 ky B.P

Durante o registro MIS5 (105 até 65 Ky), El Peñon mostra um dos períodos com valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais baixos na escala orbital sugerindo um aumento na precipitação na área colombiana. O aumento das chuvas associado ao deslocamento para norte da ITCZ é coerente com o incremento da precipitação também evidenciado nos registros susceptibilidade magnética e de isótopos de

oxigênio da América Central, Petén Itzá (Guatemala) (Hodell et al, 2008) e El Terциopelo (Costa Rica) (Lachniet et al, 2009) e no registro de reflectância de Cariaco (Venezuela) que indicaram um ligeiro aumento na ressurgência da área ligado a um fortalecimento dos ventos de Nordeste (Peterson et al, 2000). A mudança na posição da ITCZ teria propiciado o aumento de chuva na Colômbia central e influenciado a descarga de sedimentos na bacia do Cariaco (Fig. 6.2 e 6.3) já que teria permanecido sob estas duas áreas simultaneamente.

O aumento da precipitação evidenciado em El Peñon durante o MIS5 é concomitante ao aumento da porcentagem de pólen arbóreo (%PA) no registro polínico do lago Fuquene (Groot et al, 2011; Groot et al, 2014) interpretado como aumento de temperatura. Pode-se dizer, desta maneira, que durante o período do MIS5, a Colômbia apresenta um cenário de aumento de temperatura e precipitação sincrônico evidenciado por um aumento no %PA e uma diminuição de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 6.1 e 6.3).

Os registros de SST das bacias do Caribe (Schmidt et al, 2011) e da bacia do Pacífico (Leduc et al, 2007) indicam um aumento de temperaturas durante MIS5, marcando um cenário da ITCZ em uma posição mais ao norte, coincidindo com o observado em El Peñon. O deslocamento da ITCZ para o norte, mostra uma relação com o fortalecimento da *Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC) ao sul marcada por uma diminuição nos valores de Pa/Th e ϵNd na área do Atlântico Norte (ODP 1063, Böhm et al, 2014).

Considerando o panorama climático observado através do registro El Peñon e das intercomparações, pode-se determinar que o período de MIS5 foi marcado por uma posição principal da ITCZ sobre a Colômbia central (noroeste da América do Sul) e a América Central, bem como por um aumento da SST no Caribe e no Pacífico Tropical Oriental e por um fortalecimento do AMOC.

Entre 57-65 Ky (MIS4), o registro de El Peñon mostra uma mudança abrupta no registro de $\delta^{18}\text{O}$, com valores médios oscilando de -9 ‰ para -6 ‰, mantendo-se nesse último valor até o final do período MIS3 (57 até 29 Ky). Essa variação abrupta no MIS4 também se evidencia nos registros da América Central, já nos

registros da América do Sul essa mudança é tênue devido, possivelmente, à ocorrência do evento HS6 fortemente marcado. Tanto nos registros da América Central, como no do El Peñon, se observa uma influência importante das condições do oceano Pacífico, de modo que a mudança abrupta da precipitação pode estar relacionada a essa influência uma vez que nos outros registros da América do Sul ela não está marcada (Fig. 6.1 e 6.4).

Durante o MIS3, El Peñon registra valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ de aproximadamente -6 ‰ interpretado como condições relativamente menos úmidas. Nos registros de temperatura do Atlântico Norte, baseados em foraminíferos bentônicos da Groenlândia (Raymo et al, 1989), observa-se que no MIS3 houve uma redução de temperatura a nível global e uma mudança da ITCZ para uma posição mais ao sul. Essa interpretação é coerente com o decréscimo de temperatura indicado pela redução %PA do lago Fuquene a qual coincide com a diminuição na precipitação em El Peñon (Fig. 6.1 e 6.4).

A partir da comparação entre os registros de El Peñon com os de Peten Itzá (Guatemala) e El Terциopelo (Costa Rica) (Fig. 6.1), observa-se que na região da América Central também ocorreu uma redução na quantidade de chuvas na escala orbital. Por outro lado, os registros das áreas afetadas pela monção sul-americana na América do Sul indicam um aumento da chuva como é o caso do observado da Amazônia equatoriana/peruana (Kanner et al, 2012; Mosblech et al., 2012; Cheng et al, 2013) do Sul e Sudeste brasileiro (Cruz et al, 2006; Cruz et al, 2007) (Fig. 6.4), possivelmente devido ao fortalecimento monçônico associado ao posicionamento mais ao sul da ITCZ.

Figura 6.4. Comparação dos registros de a) NGRIP (Rasmussen et al, 2014); b) Reflectância da bacia do Cariaco (Deplazes et al, 2013); c) $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon com curva de insolação para dezembro a 10 ° S; d) $\delta^{18}\text{O}$ caverna de Pacupahuain (Peru) (Kanner et al, 2012); e) $\delta^{18}\text{O}$ caverna Paraiso (Brasil); f) Curva de variação de Pa / Th de Bermuda Rise (Böhmet et al, 2014). As comparações são feitas para o período do MIS5, marcando os eventos GI e HS nos registros.

Figura 6.5. Comparação dos registros de a) NGRIP (Rasmussen et al, 2014); b) Reflectância da bacia do Cariaco (Deplazes et al, 2013); c) $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon com curva de insolação para dezembro a 10°S ; d) $\delta^{18}\text{O}$ caverna de Pacupahuain (Peru) (Kanner et al, 2012); e) $\delta^{18}\text{O}$ caverna Paraiso (Brasil); f) Curva de variação de Pa / Th de Bermuda Rise (Henry et al, 2016). As comparações são feitas para o período do MIS3, marcando os eventos GI e HS nos registros.

Assim como os registros do Atlântico Norte, os registros marinhos da bacia do Caribe também mostram uma diminuição na SST que foi de até 2°C durante MIS3. Do mesmo modo, no Pacífico a SST observa-se uma diminuição da temperatura, embora o gradiente de temperatura entre bacias do Caribe e o Pacífico diminua (Lachniet et al, 2009). O resfriamento no Atlântico Norte está relacionado com a redução do AMOC, que por sua vez está induz o deslocamento da ITCZ para o sul (Hodell et al, 2008). Uma AMOC fraca leva a uma redução no transporte de calor sobre o Atlântico e ao resfriamento em águas superficiais, semelhante à redução da densidade superficial do mar (Hodell et al, 2008). Esta ligeira redução no AMOC durante o MIS3, em comparação com as condições prevalentes durante o MIS5 e o Holoceno, é registrada no aumento da razão Pa/Th e ϵNd em amostras marinhas do Atlântico Norte (Böhm et al, 2016) (Fig. 6.4)

O aumento dos ventos de Nordeste e a redução da SST do Atlântico favorecem o deslocamento da ITCZ para o sul. Essas condições são favoráveis para o fortalecimento dos jatos de fluxos de baixa altitude que cruzam a América Central do Atlântico para o Pacífico, o qual resfriaria o Eastern Equatorial Pacific gerando um deslocamento da ITCZ para o sul (condições semelhantes aos atualmente observados nos meses de fevereiro e março). O deslocamento para o sul da ITCZ no Pacífico gera uma redução no jato Chocó devido à diminuição do gradiente de temperatura, de modo que a precipitação proveniente do Pacífico sobre a Colômbia é bloqueada.

Com base nos registros marinhos e no registro de El Peñon e comparações regionais, pode-se determinar que o período MIS3 foi marcado por um cenário de redução de chuvas na Colômbia e América Central devido a uma leve migração da ITCZ para o sul. Esse deslocamento é associado a um enfraquecimento do AMOC, ao fortalecimento dos ventos alísios e ao esfriamento do Atlântico Norte e do Caribe (Fig. 6.2 e 6.3).

- ITCZ Norte
- Ventos do Nordeste enfraquecidos
- AMOC fortalecida
- Caribe e EEP mais quentes
- Os registros do Norte de Suramérica apresentam aumento das condições de pluviosidade

● El Peñon	● El Diamante (Cheng et al, 2013);
● Fuquene (Groot et al, 2014)	● Botuvera (Cruz et al, 2009)
● Cariaco (Deplaze et al, 2013)	● ODP 999A (Schmiedt et al, 2004);
● El Terciopelo (Lachniet et al, 2009);	● SST EEP (Dubois et al, 2014)
	● Pa/Th (AMOC) (Böhm et al. 2014)

Figura 6.6 Esquema de resumo das condições de variação no MIS5 com condições de aquecimento na bacia do Caribe, AMOC fortalecida e a ITCZ ao Norte. Na direita posição dos registros comparados em America do Sul e o Caribe e as condições paleoclimaticas no período.

- ITCZ Sul
- Ventos do Nordeste Fortalecidos
- AMOC Enfraquecida
- Caribe e EEP mais frios
- Os registros do norte de Suramérica apresentam diminuição das condições de pluviosidade

● Seco
● Úmido

● Frio

- 1 El Peñon
- 2 Fuquene (Groot et al, 2014)
- 3 Cariaco (Deplaze et al, 2013)
- 4 El Terciopelo (Lachniet et al, 2009);
- 5 El Diamante (Cheng et al, 2013);
- 6 Botuvera (Cruz et al, 2009)
- 7 ODP 999A (Schmiedt et al, 2004);
- 8 SST EEP (Dubois et al, 2014)
- 9 Pa/Th (AMOC) (Böhm et al, 2014)

Figura 6.7 Esquema de resumo das condições de variação no MIS3 com condições de esfriamento na bacia do Caribe, AMOC enfraquecida e ITCZ ao Sul. Na direita posição dos registros comparados em America do Sul e o Caribe e as condições paleoclimaticas no período.

Ao comparar os registros das variações da temperatura atmosférica obtidos no testemunho do gelo da Groenlândia NGRIP (Rasmussen et al, 2014) com os registros isotópicos de El Peñon pode-se observar um acoplamento significativo entre ambos na escala milenar. Amplitudes de variação de até 2‰ nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon sugerem que as chuvas da Cordilheira Oriental colombiana sofreram mudanças substanciais concomitantes aos eventos estadiais (*Stadials events*) da Groenlândia (GS) e interestadiais (*interstadials*) da Groenlândia (GI). Os eventos GI e GS são indicativos, respectivamente, de condições do tipo glacial e interglacial e estão relacionados com mudanças relativas da temperatura atmosférica no Atlântico Norte, da SST do Atlântico e da circulação oceânica; as quais ocorreram na escala de centenas a milhares de anos. Durante os eventos GI há um aumento abrupto da temperatura no Atlântico Norte que varia gradualmente até atingir períodos frios caracterizados como eventos GS (Rasmussen et al, 2014). O aumento das temperaturas atmosféricas no Atlântico Norte, além do aumento da SST associado a um fortalecimento do AMOC, influencia o deslocamento da ITCZ para uma posição mais ao norte durante os eventos GI. O contrário é observado durante os eventos GS. O deslocamento latitudinal da ITCZ pode ser percebido no registro da Colômbia durante MIS5 e MIS3 especialmente no período em que os eventos GI e GS têm o maior número de ocorrências (Fig. 6.3 e 6.4).

Ao comparar os registros de El Peñon e da Groenlândia observa-se que os eventos GI/GS coincidem com variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ que indicam diminuição/aumento de chuva na área central da Colômbia. Essas mudanças da precipitação em escala milenar estão subpostas às variações na escala orbital (Fig. 6.3). Durante o MIS5 ocorrem mudanças climáticas abruptas para condições relativamente mais secas coincidentes com os eventos GI 22-19 enquanto há um aumento gradativo da precipitação na escala orbital. As condições mais secas durante dos eventos GI podem estar relacionadas com um deslocamento ITCZ para norte posicionando-se em uma zona onde não impactaria a região central da Colômbia. Isso é sugerido através do aumento da matéria orgânica no registro de Cariaco (decréscimo da reflectância) o qual indica o posicionamento da ITCZ a norte

da América do Sul. As condições mais secas na Colômbia central durante os eventos GI no MIS5 ocorrem, assim, em antifase com a Venezuela, mas em fase com a Amazônia equatoriana e o Sudeste brasileiro.

Durante o MIS3, os eventos GI se tornam mais frequentes e com maiores amplitudes e se observa uma importante correspondência entre os registros da Groelândia e de El Peñon (Fig. 6.4), contudo, diferentemente do observado no MIS5, as abruptas diminuições de chuva que coincidem com os eventos GI 17-5 ocorrem enquanto há também uma diminuição da umidade na escala orbital (Fig. 6.4). Essa diminuição de chuva na Colômbia central em escala milenar ocorre de modo antifásico com a Venezuela, e assim como observado durante o MIS5 teria sido causada pelo posicionamento mais a norte da ITCZ, e de modo fásico com a Amazônia equatoriana, peruana e brasileira (Kanner et al, 2012; Cheng et al. 2013, Wang et al., 2017) como também com o sul do Nordeste brasileiro (Barreto, 2016).

No caso de eventos GI, há uma mudança na fase e magnitude dos eventos registrados nos registros espeleotemas na América do Sul em relação ao núcleo de gelo NGRIP (Fig. 6.4). O registro Paraiso, por exemplo, mostra excursões de magnitude $\delta^{18}O$ similares durante MIS 3 (Wang et al., 2017), enquanto eventos GI são definidos por picos de alta amplitude $\delta^{18}O$ de 50 a 39 ky e baixa amplitude no período subsequente de 39 a 27 ky. Pode ser possível que o sinal de seca amplificado no primeiro período modulado por um aumento na insolação de verão no hemisfério sul, o que dá um impulso extra para o ITCZ, tornando os eventos GI 12 a 9 mais proeminentes na Colômbia (Fig. 3a). Pela mesma razão, a intensificação do SAMS pode obliterar os eventos milenares para o Sul, como sugerido pelo sinal silenciado durante os eventos GI nos Andes centrais do Peru (Kanner et al., 2012). O segundo período é marcado por eventos secos de alta amplitude nos Andes peruanos centrais (GI 8 a 3) que são pouco visíveis na Colômbia durante uma fase de baixa insolação em SH que possivelmente modulou os eventos milenares ao forçar um deslocamento gradual para o norte da ITCZ no oeste equatorial. América do Sul (Fig. 6.4)

A definição dos eventos Heinrich (HS) foi determinada através da concentração de sedimentos líticos típicos de transporte por *icebergs* designados de IRD (Sigla do termo em inglês *Ice rafted debris*) e de assembleias de foraminíferos planctônicos em testemunhos marinhos do Atlântico Norte (Heinrich, 1988; Bond et al. 1992; Abreu et al. 2004). As camadas “Heinrich”, como também são conhecidos, coincidem com alguns eventos GS (Hemming, 2004; Strikis, 2015). Durante os eventos HS há uma variação na SST do Atlântico Norte nas latitudes médias e altas e se relacionam com anomalias de temperatura que ocorreram durante os eventos de GS (Rahmstorf, 2002, McManus et al, 2004). Estudos baseados em evidências marítimas no Atlântico Norte ligaram os períodos HS ao colapso da circulação das águas profundas do Atlântico Norte (NADW, sigla do termo em inglês *North Atlantic Deep Water*) devido aos pulsos catastróficos e transitórios da descarga de água de fusão (Böhm et al, 2014). Essa anomalia da NADW influencia o AMOC e foi evidenciada pelo aumento nas relações Pa/Th e ϵNd no Atlântico Norte durante o HS o qual indicou um colapso da circulação (Böhm et al, 2014).

No registro El Peñon durante o MIS3, oscilações isotópicas para valores mais altos indicam a diminuição de chuva nos intervalos coincidentes com os eventos HS6, HS4 e HS2 e evidenciam o impacto destes nos padrões das chuvas na região centro-leste da Colômbia. Considerando que as condições glaciais estariam fortalecidas durante os eventos do HS, acompanhada por um colapso na AMOC, espera-se um posicionamento da ITCZ mais para sul o que teria gerado as condições de precipitação observadas em El Peñon. (Fig. 6.4). Com base na variação da precipitação na Colômbia na escala milenar (eventos GI, GS e HS) intercomparada com os registros da América Central e do Sul de zonas influenciadas pelo deslocamento latitudinal da ITCZ, pode-se concluir o que:

- (i) Durante os eventos GI a ITCZ está localizada preferencialmente a norte da América do Sul provocando aumento das chuvas em Cariaco (Venezuela). No entanto, esta localização não influencia as chuvas em El

Peñon e por isso o registro indica menos precipitação nesses intervalos. (Fig. 6.3, 6.4 e 6.7).

- (ii) Durante os eventos GS há um aumento na precipitação em El Peñon sugerindo uma mudança da ITCZ para o sul em comparação com o que foi observado durante os eventos GI. Isso explica a diminuição das chuvas em Cariaco e o aumento em El Peñon bem como nos registros do Peru e do Brasil (Fig. 6.3, 6.4 e 6.8).
- (iii) Os eventos HS ocorrem concomitantemente aos eventos GS fortalecidos como demonstrado nos registros Pa/Th e ϵ Nd no Atlântico Norte. Estas circunstâncias acompanhadas por um colapso do AMOC geram um maior deslocamento da ITCZ para o sul, gerando menores condições de chuva em El Peñon e Cariaco (Fig. 6.3, 6.4 e 6.9).

Figura 6.8 Esquema de resumo das condições de paleoprecipitação e posição da ITCZ nos eventos GI, comparando os registros de centro e Sul América, condições da AMOC e dos ventos do Nordeste

Figura 6.9 Esquema de resumo das condicoes de paleopluviosidade e posição da ITCZ nos eventos GS, comparando os registros do Caribe e Sul America.

Figura 6.10 Esquema de resumo das condicoes de paleopluviosidade e posição da ITCZ nos eventos HS, comparando os registros do Caribe e Sul America.

6.2 Variações durante o último máximo glacial (LGM) e HS1

O último máximo glacial (LGM) é denominado como um período marcado pelo fortalecimento das condições glaciais que precedeu o período interglacial o qual se estende até o presente. Durante este período, foi demonstrado um aumento máximo das calotas polares o que levou a uma redução generalizada do nível do mar, bem como mudanças na circulação atmosférica, oceânica e na temperatura global, além de diminuição das concentrações de CO₂ e CH₄ na atmosfera (Rasmussen et al, 2014; Spratt et al, 2016). Essas variações a nível global geraram um debate na paleoclimatologia em torno do deslocamento da ITCZ durante o LGM e seu impacto no oceano Atlântico e Pacífico (Koutavas et al, 2003; Koutavas and Lynch-Stieglitz, 2003). Nesse contexto, os dados gerados com espeleotemas de El Peñon permitem acrescentar elementos à discussão, uma vez que, a área é influenciada pelas correntes de umidade do Pacífico e pelo deslocamento latitudinal da ITCZ no Atlântico (Fig. 6.6).

O aumento das calotas polares na Groenlândia durante o LGM, como em períodos glaciais anteriores, está associado a variações no transporte de calor e salinidade no Oceano Atlântico e ao enfraquecimento do AMOC. Esse enfraquecimento na circulação termohalina influencia o fortalecimento dos ventos de Nordeste, associado a um relativo aquecimento do Atlântico Sul e geram uma mudança da ITCZ para o sul como sugerem modelos climáticos (Chiang et al., 2003; Chiang e Bitz, 2005; Lee et al. 2009).

Na Bacia do Pacífico Oriental (EEP, sigla do termo em inglês *Eastern Equatorial Pacific*) a discussão foi orientada para as condições de circulação do tipo El Niño/La Niña. Devido ao deslocamento da ITCZ para o sul sobre o Atlântico, o fortalecimento dos ventos de norte aumenta o fluxo de umidade em direção ao Pacífico por meio dos jatos de baixo nível de Tehuantepec, Papagayo e Panamá, o que reduz a SST no EEP e desloca a ITCZ no Pacífico para o sul (Dubois et al, 2014, Hemming, 2004). Por outro lado, registros em setores do Pacífico e em áreas de influência das correntes de umidade dessa bacia demonstram uma predominância de condições do tipo La Niña, devido ao aumento

relativo da SST na área do Oceano Pacífico limite com Colômbia e Panamá (Martinez et al, 2003; Lea et al, 2000; Lea et al, 2002). Esses diferentes cenários nas condições oceano-atmosfera, principalmente às relacionadas ao deslocamento latitudinal da ITCZ tanto sobre o Pacífico como sobre o Atlântico, podem ser discutidos e avaliados com base na variação dos valores $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas da Colômbia, bem como a partir da intercomparação entre os registros da América Central e do Sul.

Durante o LGM, o registro de El Peñon mostra uma anomalia positiva de precipitação indicada através dos valores semelhantes aos observados durante o MIS5 e o Holoceno tardio (Fig. 6.5 e 6.6). As condições de aumento de chuvas na região centro-leste da Colômbia estão associadas a uma ITCZ localizada na região norte da América do Sul.

O aumento na precipitação apresenta uma expressão importante nas variações dos elementos traços. As razões Ba/Ca, Mg/Ca e Sr/Ca para o LGM mostram uma diminuição significativa, restrita apenas neste período. A diminuição nos valores dos elementos traços e $\delta^{18}\text{O}$ no registro de El Peñon, exibem intensificação das condições da ITCZ na Colômbia, resultando em um aumento na precipitação. Nos períodos anteriores e posteriores ao LGM, há níveis de aumento nos índices Ba/Ca, Mg/Ca e Sr/Ca, indicando menor quantidade de água no sistema, pelo que o LGM é caracterizado como um período anômalo de alta pluviosidade na área (Fig 6.5).

As variações em Sr / Ca e Mg / Ca, além da mudança nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, estão associadas a variações na PCP dentro do sistema de cavernas. A diminuição em ambos proxies está ligada a menores tempos de residência da água no sistema, determinada por uma quantidade maior que está entrando. Devido ao exposto, os valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e os elementos traços, exibem mudanças vinculadas com o aumento na precipitação durante o LGM (Fig 6.5).

O aumento de umidade em El Peñon concorda com o observado no registro % PA na lagoa Fuquene, o qual indica uma redução da temperatura de até 7°C (Fig. 6.6). A interpretação feita por van der Hammen (1974) e Bogotá-A et al (2011)

sugerem que esta diminuição da temperatura é acompanhada por reduções nas chuvas na região, marcando um período de seca com as Younger Dryas, contrário do que foi observado neste estudo (Fig. 6.10, 6.11, 6.12), onde um aumento significativo na precipitação é indicado em ambos os períodos. Ao realizar a correção dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ com a temperatura estimada para o LGM observou-se que a variação da temperatura não contribuiu significativamente no fracionamento nos isotopos de oxigênio, carbono e nos elementos traços, e desse modo, interpretou-se que durante o LGM ocorreu um aumento da precipitação similar ao observado durante os eventos GS (Fig. 6.10 e 6.11).

As comparações entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon e registros regionais, os quais indicam o deslocamento latitudinal da ITCZ tanto ao norte quanto o sul da área de El Peñon, não apresentam a mesma relação obtidas com os registros Fuquene. (Fig. 6.6). No registro de reflectância de Cariaco não há anomalias associadas ao aumento de chuvas/ressurgência durante o LGM (Fig. 6.6). Do mesmo modo, nas áreas afetadas pelas monções sul-americanas, se observa condições relativamente mais secas no leste amazônico (Wang et al., 2017) e no nordeste brasileiro (Cruz et al., 2009; Barreto, 2010) contudo mais úmidas na Amazônia equatoriana e peruana (Mosblech et al, 2012, Cheng et al, 2013), no Centro-oeste, Sul e Sudeste brasileiro (Cruz et al., 2005; Cruz et al., 2006; Cruz et al., 2007, Novello et al., 2017). Levando em consideração os registros de Cariaco, indicador direto da posição da ITCZ, pode-se dizer que a mesma pode ter estado sobre a região norte da América do Sul influenciando principalmente a Colômbia, contudo não atuando sobre Cariaco, além do fortalecimento das condições tipo La Niña na região (Fig. 6.6).

Quando El Peñon é comparado com outros registros continentais da América Central, observa-se que há uma acentuada anomalia de precipitação semelhante à observada na Colômbia (Fig. 6.6). O LGM, de acordo com o registro da caverna de Juxtlahuaca (Lachniet et al, 2017), na Península de Yucatán (México), é relativamente mais úmido (Fig. 6.6) assim como o observado a partir do registro de Peten Itza (Guatemala) (Hodell et al, 2008), que embora não apresente uma alta

resolução e evidencie dois picos entre 24 e 18 Ky BP de diminuição de chuva, indica predominantemente o aumento da umidade (Fig. 6.6) Com base nas intercomparações entre os registros de El Peñon e da América Central pode-se dizer que no LGM a posição da ITCZ influenciou a Colômbia e toda a América Central como resposta à troca de umidade entre o Caribe e a EEP o que gerou um confinamento de chuvas nessas áreas (Fig. 6.6).

O confinamento da ITCZ na região de El Peñon e na América Central está relacionado às variações na temperatura do mar na zona das Caraíbas e EEP (Schmidt et al, 2004; Dubois et al, 2014). Os registros obtidos no testemunho marinho 999A ODP, localizado no oeste caribenho próximo à costa colombiana, revelou que durante o LGM a SST diminuiu, contudo foi acompanhada por um pulso de aquecimento cerca de 20 Ky BP. Na bacia de EEP durante o LGM um pulso de aumento da SST de aproximadamente 1,5°C indica que o gradiente de temperatura entre o Caribe e Pacífico diminuiu (Fig. 6.6 e 6.2). Embora a SST no Caribe seja a maior observada em todos os períodos, uma mudança no gradiente da SST entre o Caribe e o Pacífico pode influenciar o maior transporte de umidade para o Pacífico. A variação relativa da SST no Pacífico e no Caribe, além do fortalecimento dos ventos de nordeste poderia ter gerado um reforço na formação de jatos menores na América Central, favorecendo as chuvas localizadas nas águas quentes do Pacífico e produzindo anomalias de chuvas nas áreas que têm influência do Caribe e do Pacífico, como é o caso de El Peñon e da América Central durante os eventos tipo La Niña-like (Fig. 6.6)

Figura 6.11 Relações de Ba/Ca, Sr/Ca e Mg/Ca no espeleotema CAR12, comparado com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Observa-se anomalias nos nas relações dos elementos tracos entre 24 e 18 ky, associadas com processos de mudanças com a disponibilidades de agua no sistema.

Figura 6.12 Comparação do registro de El Peñon (c), com registros continentais de centro América e Brasil. Observa-se que nos registros de México, Guatemala e Colombia, se tem uma anomalia de chuvas para o período do LGM. No HS1 se apresentam condições de diminuição da pluviosidade nos registros de Centro América, Cariaco (Venezuela) e Jaragua (Brasil).

6.3 Mudanças na precipitação no Evento Heinrich Stadial 1

Após o período de maior pluviosidade em El Peñon durante o LGM, observa-se os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais altos de todo o registro isotópico indicando uma drástica diminuição de umidade na área no intervalo coincidente ao HS1, entre 17 e 14,5 Ky (Fig. 6.6). Nesse período, os valores mais altos ocorrem a ~ 15,8Ky. A relação entre a variação de El Peñon e os eventos HS também foi identificada durante a glaciação e também foi marcada pela diminuição significativa na precipitação na Colômbia, como já discutido nas seções anteriores (Fig. 6.6). No entanto, durante o evento HS1 observa-se um pico de precipitação mínima que é mais intensa quando comparado com os eventos HS anteriores. A variação nas razões isotópicas de oxigênio alcançou chegou a alcançar 6 ‰ no HS1.

Durante o início do HS1 há uma diminuição progressiva da umidade em El Peñon com um leve aumento na precipitação a aproximadamente 16,3 Ky. Após essa mudança ocorre intervalo mais seco em torno de 15,8Ky BP. Essa redução da precipitação é observada no registro % PA da lagoa do Fuquene, o qual indica uma mudança significativa na vegetação e temperatura, sendo esta última aproximadamente 10°C maior do que durante o LGM. Essa relação entre os dois registros durante o HS1 suporta a ideia de diminuição das chuvas associada a temperaturas mais altas (Fig. 6.6)

Na América do Sul, a precipitação mínima não é somente observada em El Peñon mas também se observa através do registro de reflectância de Cariaco que indica uma diminuição considerável na quantidade de matéria orgânica que entra na bacia devido à precipitação (Fig. 6.6). Essa diminuição está ligada ao fortalecimento dos ventos alísios, que desloca a faixa de nuvens da ITCZ para o sul e afeta a região norte da América do Sul.

Diferentemente ao observado na Colômbia e Venezuela, os registros de alta resolução do Peru, Equador e Brasil, indicam nas regiões afetadas pela monção sul-americana houve um aumento de chuvas. Os registros do centro-oeste do Brasil, da caverna Jaraguá, mostram picos de chuvas crescentes até o começo do HS1,

até apresentar um pico de chuva neste período, embora o tempo de duração seja diferente do observado na Colômbia (Fig. 6.6). Embora para este período haja um colapso do AMOC, o que influencia o deslocamento da ITCZ para o sul, os registros influenciados nesta seção apresentam um cenário de redução da pluviosidade em várias regiões de América do Sul (Fig. 6.6)

6. 4 Reconstrução paleoclimática durante o Holoceno

O registro do Holoceno de El Peñon mostra uma tendência geral na escala orbital e indica a empobrecimento contínuo dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ durante os últimos 10 mil anos (Fig. 6.7). A trajetória nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ segue a insolação de verão a 10°S no mês de dezembro, onde a diminuição (aumento) da insolação coincide com valores enriquecidos (empobrecidos) de $\delta^{18}\text{O}$ no registro de El Peñon durante o Holoceno temprano (tardio) (Fig. 6.7). A relação da insolação do Hemisfério Sul para o mês de dezembro (verão), contribui no deslocamento da ITCZ para o sul devido ao maior aquecimento da área continental em relação ao oceano, aumentando o gradiente entre ambos e impulsionando uma maior entrada de umidade para a região onde a Colômbia está localizada.

A relação entre os registros de El Peñon e a insolação são coerentes com observado em diferentes registros de outras regiões da América do Sul. (Fig. 6.7). A variação da insolação no Hemisfério Sul coincide com o registro de porcentagem de Titânio (Ti) e Ferro (Fe) de Cariaco, indicativo de mudanças nas taxas de descarga de sedimentos e precipitação, gerando condições de menor pluviosidade na área, e apresentando uma relação em anti-fase com o registro de El Peñon. Os registros isotópicos do Peru (Tigre Perdido) (van Breukelen et al., 2008) e Shatuca (Bustamante-Rosell, 2015), mostram um aumento da pluviosidade durante o Holoceno, exibindo mudanças no sinal isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ que concordam com a insolação de verão do Hemisfério Sul, semelhante ao observado em nosso registro, no entanto, durante o Holoceno Tardio se observa uma tendência á condições de enriquecimento do oxigênio os quais indicam a transição para condições mais secas

(Fig. 6.7). Do mesmo modo, a insolação parece haver condicionado marcadamente a precipitação no Sudeste (Cruz et al, 2005) e Nordeste brasileiro (Cruz et al, 2009, Barreto, 2010).

Diferente do último período glacial, as variações no AMOC como aquelas descritas pelos dados de Pa/Th (Bohm et al., 2015) são substancialmente menores durante o Holoceno e não mostram uma boa correspondência com o nosso registro isotópico espeleotema (Fig. 6.13). Por outro lado, os dados de $\delta^{18}\text{O}$ dos espeleotema de El Peñon seguem as mudanças na precessão de insolação durante o Holoceno. Apesar de sua localização no Hemisfério Norte a $\sim 6^\circ \text{ N}$, observa-se uma tendência decrescente nos valores isotópicos de El Peñon através do Holoceno que delineia uma relação em anti-fase com o registro continental associado com variações no aporte terrígeno da descarga fluvial, de Ti e Fe em Cariaco a $\sim 10^\circ \text{ N}$ (Haug et al., 2001) e em fase de Guayquil no $\sim 2^\circ \text{ S}$ (Mollier-Vogel, 2013). Esta relação confirma um movimento para o sul da ITCZ que pode ser associado a um aprimoramento gradual do SAMS ao longo dos registros holocênicos do oeste da América do Sul em locais como a Amazônia peruana e Andes (Baker et al., 2001; Van Breukelen et al, 2008; Cheng et al, 2013; Kanner et al, 2013; Bustamante et al., 2016) e do Sul do Brasil (Cruz et al., 2005; Bernal et al., 2016). O fato de a ITCZ na Colômbia estar se intensificando com incrementos no verão no hemisfério sul durante este período indica que a maioria das convenções é mantida pelo aquecimento diferencial da terra e do oceano, que por sua vez exerce um controle dominante sobre a intensidade e localização da monção de verão da América do Sul. Este padrão é muito diferente do período glacial quando a variabilidade da precipitação foi aparentemente governada por mudanças nas SSTs relacionadas à atividade da AMOC. Além disso, este padrão de ITCZ para o sul no Holoceno inicial ao tardio é suportado pela salinidade ligeiramente inferior no lado do Pacífico do Istmo do Panamá (Leduc et al., 2007) com comportamento oposto em alguns setores do Atlântico Norte (Arbuszewski et al., 2013). No entanto, os valores mínimos de $\delta^{18}\text{O}$ ocorrem no registro de El Peñon atualmente e sugerem que a

posição média da ITCZ não se deslocou para o sul além de ~ 6° N durante o Holoceno, caso contrário, uma relação de fase com mudanças de precipitação no Cariaco seria esperada.

A variação da insolação de verão pode ser considerada a principal forçante da chuva em El Peñon durante o Holoceno a longo prazo, no entanto, esse período é marcado por menores amplitudes de variação isotópicas em relação ao período glacial, até mesmo as variações em escala milenar apresentam uma amplitude de variação de apenas 1 ‰ (Fig. 6.7). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos testemunhos de gelo foraminíferos bentônicos da Groenlândia, caracterizaram o Holoceno como um período de estabilização climática quando comprado com o período glacial (Dansgaard et al, 1993; Rasmussen et al, 2014). Apesar dessa estabilidade do clima, no Holoceno também é marcado por mudanças climáticas abruptas, tal como observado no Pleistoceno, as quais ocorreram em ciclos de 1500 anos denominadas eventos Bond (Bond et al, 1997; Bond et al. 2001). Esses eventos são caracterizados por variações da temperatura do Atlântico Norte em escala milenar e foram identificados através de picos de IRD em testemunhos marinhos do Atlântico Norte. O evento mais estudado em escala milenar na América do Sul a partir de registros do Sudeste e Nordeste Brasileiro, bem como da região central do Brasil foi o ocorrido a aproximadamente 8.2 Ky (Cheng et al., 2009; Strikis et al, 2011). Já na escala de centenas de anos destacam-se as mudanças da precipitação ocorridas durante a anomalia climática medieval (MCA, sigla do termo em inglês *Medieval Climatic Anomaly*) e a pequena idade do gelo (LIA, sigla do termo em inglês *Little Ice Age*) (Novello et al., 2012; Apaestegui, 2014; Ramirez, 2014; Strikis, 2015)

Na Colômbia, os estudos paleoclimatológicos no Holoceno são feitos principalmente a partir de registros de pólen obtidos em lagos e na região de Piemonte de *Los Llanos* (Berrio et al 2002a; Berrio et al, 2002b; Behling et al, 2000). No entanto, devido à baixa resolução dos registros polínicos lacustres, os estudos

são enfocados em alguns eventos sobressalientes como o “Ótimo termal do Holoceno” (Berrio et al 2002a; Berrio et al, 2002b; Behling et al, 2000)

O fim da deglaciação e o início do Holoceno é marcado pela ocorrência do evento Younger Dryas (YD), denominado por alguns autores como HS0. Durante o YD nos registros de El Peñon ocorre uma excursão isotópica para valores mais empobrecidos de $\delta^{18}\text{O}$ indicando aumento da pluviosidade entre 12,7-11,7 Ky (YD) (Fig. 6.13). A nível regional se observa diminuição na quantidade de chuva na Venezuela (Haug et al, 2001) e na Península de Yucatán (América central) (Lachniet et al, 2017). Já os registros localizados nas áreas influenciadas pela monção sul-americana, como os do Peru, Centro-Oeste, Nordeste e Sudeste brasileiro indicam um aumento relativo da precipitação durante o YD. Esse padrão de precipitação é similar ao observado durante os eventos HS durante MIS3 e MIS2 indicando um comportamento semelhante da ITCZ (Fig. 6.7).

No Holoceno os eventos que coincidem com a variação isotópica em El Peñon são os Bond 5, 4, 3 e 2., embora, como mencionado anteriormente, as variações climáticas tenham sido menos dramáticas quando comparadas com as ocorridas no Pleistoceno. Sendo essas mudanças da precipitação menos profundas, as repercussões em escala regional não serão necessariamente tão expressivas quanto as observadas em outros eventos com características semelhantes. Durante o evento Bond 4 (5,1 a 6 Ky) se observa a maior variação da chuva em El Peñon dentre ocorridos durante o Holoceno (Fig. 6.13). O registro do centro leste colombiano mostra uma excursão para valores mais elevados de $\delta^{18}\text{O}$, indicando menor precipitação na área embora em Cariaco não haja variação significativa para este período (Fig. 6.13). Os registros de espeleotemas de Tigre Perdido e de Shatuca, do Peru, indicam o aumento das chuvas indicando o impacto do deslocamento da ITCZ para sul influenciando na monção sul-americana, devido ao resfriamento do Atlântico Norte e ao enfraquecimento do AMOC (Fig. 6.13).

Figura 6.13 Comparações de registros continentais de América Central e América do Sul para o Holoceno. a) $\delta^{18}\text{O}$ caverna Juxtlahuaca (México) (Lachniet et al, 2017); b) %Ti da bacia de Cariaco (Venezuela) (Haug et al, 2001); c) $\delta^{18}\text{O}$ El Peñon (Colômbia); d) $\delta^{18}\text{O}$ da caverna Shatuca (Peru) (Bustamante et al, 2016); e) $\delta^{18}\text{O}$ caverna Tigre Perdido (Peru) (van Breukelen et al, 2008); f) $\delta^{18}\text{O}$ da caverna Jaragua (Brasil) (Novello et al, 2017)

7. Considerações Finais

Os resultados obtidos para a região de El Peñon (Colômbia), a partir da análise de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas, contribuem para a compreensão do deslocamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) em diferentes escalas temporais, associadas a forçantes orbitais, além dos parâmetros de circulação oceânica em escala milenar. O registro de El Peñon representa o primeiro registro em espeleotemas, com alta resolução de amostragem, para a região noroeste da América do Sul, em um período que inclui entre 100ky e o presente.

A partir dos registros isotópicos nas estalagmites, foi possível verificar que nos períodos MIS5-MIS4 e MIS3 a forçante da insolação não exerceu influência significativa na modulação das chuvas associadas à ITCZ. No entanto, este acoplamento torna-se evidente no registro do Holoceno até o presente. Neste período, o fortalecimento da insolação de verão para o Hemisfério Sul (HS), estimula o deslocamento da ITCZ para o sul, fortalecendo as chuvas na região da Colômbia.

Na escala orbital, mudanças significativas foram observadas na precipitação da área entre MIS5-MIS4 e MIS3, mudanças que são coerentes com os registros de pólen arbóreo da laguna Fúquene, região próxima às nossas cavernas de estudo. Durante o período MIS5-MIS4, há condições de aumento de chuvas e temperaturas mais altas para a região centro-leste da Colômbia. Essas condições variam em relação a menos chuva e uma diminuição na temperatura durante o MIS3. As mudanças são consistentes com os registros de expansão/retração das calotas polares, que estão associados a processos de mudanças na temperatura global e na circulação oceânica.

Os eventos milenares GI, GS e HS são observados principalmente durante o MIS3, o que foi possível devido à alta resolução da amostragem no registro. Estes eventos foram marcados a partir da comparação com o registro da Groenlândia

$\delta^{18}\text{O}$, no qual eles são caracterizados por mudanças bruscas de temperatura. Mudanças na temperatura registrada no NGRIP estão ligadas a variações na circulação termohalina do Atlântico (AMOC), que por sua vez influencia o deslocamento latitudinal da ITCZ. Em nosso registro de $\delta^{18}\text{O}$ de El Peñon, foi mostrado que durante os eventos GI (quente) e GS (frio) há um deslocamento da ITCZ para o norte e sul, respectivamente. Durante os eventos GI, quando uma ITCZ é apresentada mais ao norte, condições mais baixas de chuva são geradas na Colômbia, suscitando uma relação antifásica com o registro Cariaco. Para o GS a situação oposta é apresentada, há um deslocamento da ITCZ para o sul, aumentando as condições de chuva na região. Os eventos de HS, nos quais são apresentados a redução do AMOC e o resfriamento do Atlântico Norte, a ITCZ está localizada em direção ao sul de sua posição atual, gerando menores condições de chuva na área de estudo.

Para o Último Máximo Glacial (LGM) El Peñon mostra uma anomalia de chuva, apresentando condições semelhantes às observadas durante o MIS5 e o Holoceno. Este registro contribui para a discussão levantada na paleoclimatología sobre a afinidade do LGM com as condições semelhantes ao La Niña ou ao El Niño. Nosso registro ao exibir um aumento nas condições de precipitação, tem afinidade com as variações observadas durante os eventos semelhantes à La Niña. Este comportamento das chuvas sobre a área colombiana é análogo ao observado nos registros da América Central, mostrando que esse aumento na precipitação pode ser devido a mecanismos de troca de umidade entre a bacia do Pacífico e o Caribe.

Por fim, o registro de $\delta^{18}\text{O}$ baseado em espeleotemas de El Peñon contribui é configurado como um dos registros de melhor resolução, que apresenta uma curva contínua de variação para os últimos 100k, na qual os processos de mudanças na precipitação na região noroeste da América do Sul. Este registro permite observar variações nas escalas orbital e milenar, com amplitudes e variações que não foram registradas em outros locais

8. Referencias

- Abreu, L; Shackleton, N.J; Schönfeld, J; Hall, M; Chapman, M. (2003). Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Mar. Geol.* 196, 1-20, doi: 10.16/S0025-3227(03)00046-X
- Adam, O; Bischoff, T; Schneider, T. (2016). Seasonal and Interannual Variations of the Energy Flux Equator and ITCZ. Part I: Zonally Averaged ITCZ Position. *American Meteorological Society*, V 29 (9), 3219: 3230
- Apaéstegui, J., Cruz, F. W., Sifeddine, A., Vuille, M., Espinoza, J. C., Guyot, J. L., Khodri, M., Strikis, N., Santos, R. V., Cheng, H., Edwards, L., Carvalho, E; Santini, W. (2014). 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*, 10, 1967-1981
- Arbuszewski, J.A; deMenocal, P; Cleroux, C; Bradtmiller, L; Mix, A. (2013). Meridional shifts of the Atlantic intertropical convergence zone since the Last Glacial Maximum. *Nat.Geosci.* v. 6, p. 1–4.
- Arias, P.A; Martinez, J.A; Vieira, S.C. (2015). Moisture sources to the 2010-2012 anomalous wet season in northern South America. *Climate Dynamics*, v. 45, p. 2861-2884
- 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. (2001). The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science* v. 291, p. 640- 643
- Baldini, J.U.L; McDermontt, F; Hoffman, D.L; Richards, D.A; Clipson, N. (2008). Very high frequency and seasonal cave atmosphere pCO₂ variability: Implications for stalagmite growth and oxygen isotope-based paleoclimate records. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 272, p. 118-129

- Barnes, C.J. and Allison, G.B. (1983). The distribution of deuterium and oxygen-18 in dry soils: I.Theory. *Journal of Hydrology*, v.60, p.141-156.
- Bernal, J.P.; Cruz, F.W; Strikis, N.M; Wag, X; Deininger, M; Cartunda; M.C; Ortega-Obregon, C; Cheng, H; Lawrence Edward, R; Auler, A. (2016). High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* 450, 186–196
- Bedoya, C., Nomesqui, H. E. (2013). Estratigrafía, quimioestratigrafía y petrografía de la Formación Rosablanca: implicaciones para la identificación de eventos anóxicos oceánicos en la Cordillera Oriental colombiana. Trablaho de Formatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Caldas, Colombia, 66
- Berrío, J. C; Hooghiemstra, H; Behling, H; Botero, P; Van der Borg, K. (2002a). Late-Quaternary savanna history of the Colombian Llanos Orientales from Lagunas Chenevo and Mozambique: a transect synthesis, *The Holocene*, v12, p 35–48.
- Berrio, J. C; Hooghiemstra, H; Marchant, R; Rangel, O. (2002b). Lateglacial and Holocene history of the dry forest area in the south Colombian Cauca Valley, *Journal of Quaternary Science*, v 17, p 667–682.
- Behling, H; Hooghiemstra, H. (2000). Holocene Amazon rainforest savanna dynamics and climatic implications: high-resolution pollen record from Laguna Loma Linda in eastern Colombia. *Journal Quaternary Science*, v 15, p 687–695
- Bird, B.W; Abbott, M.B; Vuille, M; Rodbell, D.T; Stansell, N.D; Rosenmeier, M.F. (2011). A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *PNAS* v 108 (21), p 8583-8588;
- Bogota-A, R.G; Groot, M.H.M; Hoogmiestra, H; Lourens, L. J; Van der Linden, M; Berrio, J.C. (2011). Rapid climate change from North Andean Lake Fúquene pollen records driven by obliquity: implications for a basin-wide biostratigraphic zonation for the last 284 ka. *Quaternary Science Reviews*, v30, p 3321-3337,

- Böhm, E.; Lippold, J; Gutjahr, M; Frank, M; Blaser, P; Antz, B; Fohlmeister, J; Frank, N; Andersen, M. B; Deininger, M. (2015). Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature*, 517, 73-76
- Bond, G; Heinrich, H; Broecker, W; LAbeyrie, L; McManus, J; Andrews, J; Huan, S; Jantschik, R; Clasen, S; Simet, C; Tedesco, K; Klas, M; Bonani, G; Ivy, S. (1991). Evidence of massive discharge of icebergs into the North Atlantic during the Last Glacial Period. *Nature*, v.360, p. 245-249
- Bond, G; Broecker, W; Jehnsen, J; McManus, J; LAbeyne, L; Jouzel, J; Bonani, G. (1993). Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, v.365, p.143-147
- Bond, G; Shower, W; Cheseby, M; Lotti, R; Almasi, P; Demenocal, P; Priore, P; Cullen, H; Hajda, I; Bonani, G. (1997). A pervasive Millennial-Scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climate. *Science*, v.278, p. 1257-1266
- Bond, G; Kromer, B; Beer, J; Muscheler, R; Evans, M.N; Shower, W; Hoffmann, S; Lotti-Bond, R; Hajda, I; Bonani, G. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, v.294, p.2130-2136.
- Broecker, W.S. (1994). Massive iceberg discharges a trigger for global climate changes. *Nature*, v.372, p. 421-424
- Brown, J. (2004). The response of stable water isotopes in precipitation and the surface ocean to tropical climate variability. Tesis de Doctorado. School of Earth Sciences University of Melbourne.
- Bustamante, M.G. Cruz, F.W; Vuille, M; Apaestegui, J; Strikis, N.M; Panizo, G; Novello, F.V; Deininger, M; Sifeddine, A; Cheng, H; Moquet, J.S; Guyot, J.L; Santos, R.V; Segura, H; Edward, R.L. (2016). Holocene changes in monsoon precipitation in the Andes of NE Peru based on $\delta^{18}\text{O}$ speleothem records. *Quaternary Science Reviews* 146, 274-287

- Chelliah, M.; Bell, G. D. (2004). Tropical multidecadal and interdecadal climate variability in the NCEP-NCAR reanalysis. *Journal of Climate*, v. 17, p. 1777-1803.
- Cheng, H.; Sinha, A; Cruz, F.W; Wang, X; Lawrence Edwards, R.L; d'Horta, F.M; Ribas, C.C; Vuille, M; Stott, L.D; Auler, A. (2013). Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature Communications*, v. 4, p. 1-6.
- Chiang, J.C.H; Biasutti, M; Battisti, D.J. (2003). Sensitivity of the Atlantic Intertropical Convergence Zone to the Last Glacial maximum boundary conditions. *Paleoceanography*, v.18, p. 1094-1112
- Chiang, J. & Bitz, C. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Clim. Dynam.* 25, 477–496 (2005).
- Claussen, M. Holocene rapid land cover change e evidence and theory. In: Battarbee, R., Binney, H. (Eds.), *Natural Climate Variability and GlobalWarming*. Wiley-Blackwell, Chichester, pp. 232e253. (2008)
- Clark, I; Fritz, P. (1997). *Enviromental Isotopes in Hydrology*. CRC Press, Boca Raton, 328p.
- Clement, A. C; Peterson, L. C. (2008). Mechanisms of abrupt climate change of the last glacial period, *Reviews of Geophysic*, v. 46, RG4002
- Craig, H., and L. Gordon (1965), Deuterium and oxygen-18 in the ocean and the marine atmosphere, in *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, edited by E. Tongiorgi, pp. 9-130
- Cruz, 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. (2005) Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116 ky in subtropical Brazil. *Nature*, v 434, p 63-66
- Cruz, F.W; Burns, S.J; Karmann, I; Sharp, W.D; Vuille, M; Ferrari, J. A. (2006). A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the

Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, v25, p 2749-2761

Cruz, F. W; Barns, S; Jercinovic, M; Karmann, I; Sharp, W; Vuille, M. (2007) 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

Cruz, F.W; Vuille, M; Burns, S.J; Wang, X; Cheng, H; Werner, M; Edwards, R.L; Karmann, I; Auler, A.S; Nguyen, H. (2009) Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. *Nature*, v 2, p 1-5

Curtis, S; Hastenrath, S. (1995). Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events. *Journal of Geophysical Research*, v100, p. 835–847.

Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, v.16, p. 436-468.

Deplazes, G; Lückge, L; Peterson, L.C; Axel, T; Hamman, Y; Hughen, K. A; Röhl, U; Laj, C; Cane, M.A; Sigman, D.M. (2013). Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. *Nat. Geosci.*, 6 (3), pp. 213-217, 10.1038/ngeo1712.

Dorale, J.A; Edwards, R.L; Ito, E; Gonzalez, L.A. (1998). 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

Dorale, J; Liu, Z. (2009). Limitations of hendy test criteria in judging the paleoclimatic suitability of speleothems and the need for replication. *Journal of Cave and Karst Studies*, v. 71, n°1, p. 73-80

Drysdale, R. N; Zanchetta, G; Helstrom, J.C; Fallick, A.E; Zhao, J.X; Isola, I; Brusch, G. Paleoclimatic implications of the growth history and stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) geochemistry of the Middle to Late Pleistocene stalagmite from central-western Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, v227, p 215-229, (2004)

- Dubois, N; Kienast, M; Kienast, S; Timmermann, A. Millennial-scale Atlantic/East Pacific sea surface temperature linkages during the last 100,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 134 –142 (2014)
- Dykoski, C; Edwards, R.L; Cheng, H; Yuan, D; Cai, Y; Zhang, M; Lin, Y; Qing, J; An, Z; Revenaugh, J. A high resolution, absolute-dated Holocene and Deglacial Asian monsoon record from Dongge cave, China. *Earth and Planetary Science Letter*, v 233, p 71-86, (2005)
- Escobar, J; Hodell, D.A; Brenner, M; Curtis, J.H; Gilli, A; Mueller, A.D; Anselmetti, F.S; Ariztegui, D; Grzesik, D.A; Perez, L; Shwalb, A; Guilderson, T.P. A ~43-ka record of paleoenvironmental change in the Central American lowlands inferred from stable isotopes of lacustrine ostracods. *Quat. Sci. Rev.*, 37, pp. 92-104, 10.1016/j.quascirev.2012.01.020 (2012)
- Fairchild, I J; Borsato, A; Tooth, A F ; Frisia, S ; Hawkesworth, Chris; Huang, Y M ; McDermott, F ; Spiro, B . (2000). Controls on trace element (Sr-Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. *Chemical Geology*, vol. 166, no. 3-4, pp. 255-269.
- Fairchild, I.J; Smith, C.L; Baker, A; Fuller, L; Spötl, C; Matthey, D; McDermott, F.E.I.M. (2006). Modification and Preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews*, v 75, p 105-153,
- Fairchild, I.J; Treble, P.C. (2008). Trace elements in speleothems as recorders of environmental change. *Quaternary Science Reviews*, v 28, p 449- 468,
- Fiorella, R. P; Poulsen, C.J; Zolá, R.S; Barnes, J.B; Tabor, C.R; Ehlers, T.A. A Spatiotemporal variability of modern precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in the central Andes and implications for paleoclimate and paleoaltimetry estimates *J. Geophys. Res.*, 4630–4656, doi:10.1002/2014JD022893 (2015)
- Fornace, Kyrstin L.; Hughen, Konrad A.; Shanahan, Timothy M.; Fritz, Sherilyn C.; Baker, Paul A.; and Sylva, Sean 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 Atmospheric Sciences*. 449. (2014)

Friedman, I. & O'Neil, J.R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: Data Geochemistry, sixth ed. U.S. Geological Survey Professional. Paper 440 (1977)

Gat, J.R. (1996), Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24, 225-262.

Garreaud, R.D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, v.7, p. 1-9.

Groot, M. H. M.; Bogota-A, R.G; Lourens, L. J; Hooghiemstra, H; Vriend, M; Berrio, J.C; Tuenter, E; Van der Plicht, J; Van Geel, B; Ziegler, M; Weber, S. L.; Betancourt, A.; Contreras, L.; Gaviria, S; Giraldo, C; Gonzalez, N; Jansen, J.H.F; Konert, M.; Ortega, D; Rangel, O; Sarmiento, G; Vandenberghe, J; Van der Hammen, T; Van der Linden, M; Westerhoff, W. (2011). Ultra-high resolution pollen record from the northern Andes reveals rapid shifts in montane climates within the last two glacial cycles. *Climate of the Past*, v 7, p. 299- 316.

Groot, M. H.M.; Van der Plicht, J; Hooghiemstra, H; Lourens, L.J; Rowe, H.D. (2011). Age modelling for Pleistocene lake sediments: A comparison of methods from the Andean Fúquene Basin (Colombia) case study. *Quaternary Geochronology*, v 22, p 144-154

Grossman, I. and Klotzbach, P. (2009). A review of North Atlantic modes of natural variability and their driving mechanisms, *Journal of Geophys. Res.-Atmos.*, v. 114, D24107

Hastenrath, S. (1976). Variations in low-latitude circulations and extreme climatic events in the tropical Americas. *Journal of Atmospheric Science*, v.33, p. 202–215

- Haug, G.H; Hughen, K; Sigman, D.M; Peterson, L.C; Röhl, U. (2001) Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science* 293, 1304e1308
- Hendy, H.D; Wilson, A.T. (1968). Paleoclimatic data from speleothems. *Nature*, v 129, p 45-51.
- Henry, L.G; McManus, J.F; Curry, W.B; Roberts, N.L; Piotrowski, A.M; Keigwin, L.D. (2016). North Atlantic ocean circulation and abrupt climate change during the last glaciation. *Science*, v.353, p. 6298
- Hodell, D.A; Anselmetti, F.S; Ariztegui, D; Brenner, M; Curtis, J.H; Gilli, A; Grzesik, D.A; Guilderson, T.J; Müller, A.D; Bush, M.B; Correa-Metrio, A; Escobar, J; Kutterolf, S. (2008). An 85-ka record of climate change in lowland Central America. *Quaternary Science Reviews*, v. 27, p. 1152– 1165,
- Hoyos, I. (2017). Transporte de humedad atmosférica en Colombia: origen, variabilidad y acople con fenómenos climáticos globales. Tesis de Doctorado. Facultad de Ingeniería. Universidad de Antioquia.
- Hurrell, J.W; Kushnir, Y; Ottersen, G; Visbeck, M. (2003). The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. *American Geophysical Union*, v. 134
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. IDEAM. Mapa de Precipitación media total anual. Promedio multianual 1981 - 2010. Extraído de Atlas Climatológico de Colombia 1981 – 2010 (Interactivo). <http://atlas.ideam.gov.co/visorAtlasClimatologico.html> (accesado Fevereiro de 2018)
- Jaeschke, A.; Rühlemann, C; Arz, C; Heil, G; Lohmann, G. (2007). 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.

- Kanner, L. C; Burns, S.J; Cheng, H; Lawrence Edwards, R. (2012). High-latitude forcing of the South American summer monsoon during the last glacial. *Science*, v. 335, p. 570–573
- Kanner, L.C.; Burns, S.J; Cheng, H; Lawrence Edwards, R; Vuille, M. (2013). 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 Review*, v. 75, p. 1 – 10
- Kienast, M; Kienast, S; Calvert, S.E; Eglinton, T.I; Mollenhauer, G; Francois, R; Mix, A. (2006). Eastern Pacific cooling and Atlantic overturning circulation during the last deglaciation. *Nature*, v. 443, p. 846–849
- Kienast, S.S; Friedrich, T; Dubois, N; Hill, P; Timmermann, A; Mix, A; Kienast, M. (2013). Near collapse of the meridional SST gradient in the Eastern equatorial Pacific during Heinrich Stadial 1. *Paleoceanography*, v. 28, p. 663–674,
- Koutavas, A.; Lynch-Stieglitz, J; Marchitto Jr, T.M; Sachs, J.P. (2002). El Niño-like pattern in ice age tropical pacific sea surface temperature. *Science*, v. 297, p. 226–230
- Koutavas, A & Sachs, J.P. (2008). Northern timing of deglaciation in the eastern equatorial Pacific from alkenone paleothermometry. *Paleoceanography*, vol. 23, p. 4205.
- Lachniet, M. (2009a) Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews*, v28, p 412-432,
- Lachniet, M; Johnson, L; Asmerom, Y; Burns, S.J; Polyak, V; Patterson, W.P; Burt, L; Azouz. (2009b) Late Quaternary moisture export across Central America and to Greenland: evidence for tropical rainfall variability from Costa Rican stalagmites. *Quaternary Science Reviews*, v.28, p. 3348–3360
- Lachniet, M.S., Asmerom, Y., Bernal, J.P., Polyak, V., Vazquez-Selem, L. (2013). Orbital pacing and ocean circulation-induced collapses of the Mesoamerican Monsoon over the past 22,000 y. *Proc. Natl. Acad. Sci*, v.110, p. 9255-9260.

- Lea, D.W; Pak, D; Spero, H.J. (2000). Climate Impact of Late Quaternary Equatorial Pacific Sea Surface Temperature Variations. *Science*, v. 289, p. 1719
- Lea, D.W; Martin, P.A; Pak, D; Spero, H.J. (2002). Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 283–293
- Leduc, G.; Vidal, L; Tachikawa, K; Rostek, F; Sonzogni, L; Beaufort, L; Bard, E. (2007). Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes. *Nature*, v. 445, p. 908–911
- Leduc, G; Vidal, L; Tachikawa, K; Bard, B. (2009). ITCZ rather than ENSO signature for abrupt climate changes across the tropical Pacific? *Quaternary Research*, v. 72, p. 123–131.
- Linge, H; Lauritzen, S; Lundberg, J. (2001) Stable isotope stratigraphy of a late last interglacial speleothem from Rana, northern Norway. *Quaternary Research*, v 56, p 155-164.
- Mantua, N.J., S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace, and R.C. Francis, 1997: A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bulletin of American Meteorology Society*, v. 78, p. 1069–1080
- Mattey, D. P., Lowry, D., Duffet, J., Fisher, R., Hodge, E., and Frisia, S. (2008). A 53 year seasonally resolved oxygen and carbon isotope record from a modern Gibraltar speleothem: Reconstructed drip water and relationship to local precipitation. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 269, p. 80-95.
- Marengo, J.A., Liebmann, B., Grimm, A.M., Misra, V., Silva Dias, P.L., Cavalcanti, I.F.A.; Carvalho, L.M.V; Berbery, E.H; Ambrizzi, T; Vera, C.S; Saulo, A.C; Nogues-Paegle, J; Zipser, E; Sethk, A; Alvese, L.M. (2012). Review: recent developments on the south American monsoon system. *Int. Journal of Climatology*, v. 32, p. 1-21.

- Martinez, I., L. Keigwin, T. T. Barrows, Y. Yokoyama, and J. Southon. (2003) La Niña-like conditions in the eastern equatorial Pacific and a stronger Choco jet in the northern Andes during the last glaciation. *Paleoceanography*, v. 18(2), p. 1033-1051.
- McGee, D; Donohoe, A; Marshall, J; Ferreira, D. (2014). Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the last glacial maximum, Heinrich stadial 1, and the mid-holocene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 390, p. 69-79,
- McGee, D; Moreno-Chamarro, E; Green, B; Marshall, J; Galbraith, E; Bradtmiller, L. (2018). Hemispherically asymmetric trade wind changes as signatures of past ITCZ shifts. *Quaternary Science Reviews*, v.180, p. 214-228.
- Merlivat, L; Jouzel, J. (1979). Global Climatic interpretation of the Deuterium-Oxygen18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 5029-5033,
- Mollier-Vogel, E., Leduc, G., BÉoschen, T., Martinez, P., Schneider, R.R. (2013). Rainfall response to orbital and millennial forcing in northern Peru over the last 18 ka. *Quaternary Science Review*, v. 76, p. 29-38,
- Moreno, A.; Cacho, I; Canals, M; Prins, M.A; Sanchez-Goñi, M.F; Grimalt, J.O; Weltje, G.J. (2002). Saharan dust transport and high-latitude glacial climatic variability: the Alboran Sea record. *Quaternary Research*, v. 58, p. 318-328
- 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. (2012). North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age. *Nat. Geoscience*, v. 5, p. 817-820.
- Mulitza, S., Chiessi, C.M., Schefuß, E., Lippold, J., Wichmann, D., Antz, B., Mackensen, A., Paul, A., Prange, M., Rehfeld, K., Werner, M., Bickert, T., Frank, N., Lynch-Stieglitz, J., Ramos, R., Sawakuchi, A., Schulz, M., Schwenk, T., Tiedemann, R., Vahlenkamp, M., Zhang, Y. (2017). Synchronous and

proportional deglacial changes in Atlantic Meridional Overturning and northeast Brazilian precipitation. *Paleoceanography*, v. 32

Novello, V. F; Cruz, F.W; Vuille, M; Strikis, N.M; Lawrence Edwards, R; Cheng, H; Emerick, S; S. de Paula, Marcos; Li, X; Barreto, E; Karmann, I; Santos, R.V. (2017). A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Science Report*, v.7

Pessenda, L.C.R., Aravena, R., Melfi, A.J., Boulet, R. (1996). The use of carbon isotopes (^{13}C , ^{14}C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. *Radiocarbon*, v.38, p. 191–201.

Peterson, L. C. & Haug, G. (2000). Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, v. 290, p. 1947–1951

Philander, S.G; Gu, D; Halpern, D; Lambert, G; Lau, N.-C; Li, T; Pacanowski, R.C. (1996). Why the ITCZ is Mostly North of the Equator. *Journal of Climate*, Vol 9, p. 2958-2972.

Poveda, G; Waylen, P.R; Pulwarty, R. (2006). Annual and interannual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 234, p. 3 – 27

Poveda, G; Jaramillo, L; Vallejo, L.F. (2014). Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers. *Water Resources Research*, v. 50, p. 98–118.

Pulwarty, R.S; Diaz, H. F.(1993). A study of the seasonal cycle and its perturbation by ENSO in the tropical Americas. Preprints, Fourth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Hobart, Australia, American Meteorology Society, p. 262–263.

Ramhstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, v.419, p. 207-214

- 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., Kinis, 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. (2014). 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 Review*, v.106, p. 14 - 28.
- Royero, J. M; Clavijo, J. (2001). Mapa geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1:300.000. INGEOMINAS. Bogota.
- Rozanski, K; Araguas-Araguas, L; Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, v.8, p. 1-36
- Sakamoto, M.S; Ambrizzi, T; Poveda, G. (2011) Moisture sources and life cycle of convective systems western Colombia. *Adv. Meteorol.* 2011:1–11.
- Schmidt, W; Spero, H.J; Lea, D.W. (2004). Links between salinity variation in the Caribbean and North Atlantic thermohaline circulation. *Nature*, v. 428, p. 160 – 163
- Schmidt, M.W; Vautravers, M; Spero, H.J. (2006) Western Caribbean sea surface temperatures during the late Quaternary. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 7, Q02P10
- Schneider, T; Bischoff, T; Haug, G. (2014) Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone *Nature*, v. 513, p. 45–53
- Scholz, D; Hoffmann, D. (2008). $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -dating of fossil corals and speleothems. *Quaternary Science Journal*, v. 57, n° 1-2, p. 52-76
- Shen, C-C; Edwards, R.L; Cheng, H; Dorale, J.A; Thomas, R.B; Moran, S.B; Weinstein, S.E; Edmonds, H.N. (2002). Uranium and Thorium isotopic and concentration

measurement by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chemical Geology*, v. 185, p 165-178.

Sinclair, D.J. (2011). Two mathematical models of Mg and Sr partitioning into solution during incongruent calcite dissolution. Implications for dripwater and speleothem studies. *Chemical Geology*, v 283, p 119-133

Sinclair, DJ; Taylor, F; Banner, J; Taylo, W.; Partin, J; Jenson, J; Mylroie, J; Goddard, E; Quinn, T; Jocson, J; Miklavič, B. (2012). Magnesium and strontium systematics in tropical speleothems from Western Pacific. *Chemical Geology*, v. 294, p. 1– 17

Strikis, N.M. (2011). Paleopluviosidade no Norte de Minas Gerais durante o Glacial Tardio e Holoceno com base em registros de Espeleotemas. Dissertacao (Mestrado). Instituto de Geociencia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Strikis, N.M; Cruz, F.W; Barreto, E.A.S; Naughton, F; Vuille, M; Cheng, H; Voelker, A.H.L; Zhang, H; Karman, I; Lawrence Edward, Auler, A; Santo, R; Sales, H. R. (2018). South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic. *PNA*, v. 115, p. 3788-3793

Tan, M; Baker, A; Genty, D; Smith, C; Esper, J; Cai, B. (2006). Applications of stalagmites/laminae to paleoclimate reconstructions: comparison with dendrochronology/climatology. *Quaternary Science Reviews*, v 25, p 2103-2117,

Timmermann, A., Y. Okumura, S. An, A. Clement, B. Dong, E. Guilyardi, A. Hu, J.H. Jungclaus, M. Renold, T.F. Stocker, R.J. Stouffer, R. Sutton, S. Xie, and J. Yin, (2007). The Influence of a Weakening of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on ENSO. *J. Climate*, 20, 4899–4919

Van Breukelen, M.R., Vonhof, H.B., Hellstrom, J.C., Wester, W.C.G., Kroon, D. (2008). Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. *Earth Planet. Science Letter*, v. 275, p.54-60

Van der Hammen, T; Hooghiemstra, H. (1995). The El Abra stadial, a Younger Dryas equivalent in Colombia. *Quaternary Science Reviews*, v. 14, p. 841-851.

- Van der Hammen, T. & Hooghiemstra, H. (2003). Interglacial-glacial Fuquene-3 pollen record from Colombia: an Eemian to Holocene Climate record. *Global and Planetary Change*, v. 36, p. 181-199
- Velasquez-R, C.A; Hooghiemstra, H. (2013). Pollen-based 17 kyr forest dynamics and climate change from Western Cordillera of Colombia; no-analogue associations and temporarily lost biomes. *Review of Paleobotany and Palynology*, v 194, p 38-49,
- Vimeux, F., Gallaire, R., Bony, S., Hoffmann, G., Chiang, J.C.H. (2005). What are the climate controls on dD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth Planet. Science Letter*, v. 240, p. 205-220.
- Vuille, M., Bradley, R.S., Keimig, F. (2000). Climatic variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies. *Journal of Climatology*, v. 13, p. 2520-2535.
- Vuille, M; Bradle, R.S; Werner, M; Healy, R; Keimig, F (2003). Modeling d18O in precipitation over the tropical Americas: Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, v 108, p 4174
- Vuille, M., Werner, M. (2005). Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability - observations and model results. *Climate Dynamics*, v. 25, p. 401-413.
- Waliser, D.E; Gautier, C. (1993). A Satellite-derived Climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, v 6, p 2162–2174.
- Walter, K; Graf, H.F. (2002). On the changing nature of the regional connection between the North Atlantic Oscillation and sea surface temperatura. *Climate and Dynamics*, v107, p. 1-13

- Wang, X; Auler, A.S; Edwards, R.L; Hai, C; Ito, E; Maniko, S. (2006). Interhemispheric antiphasing of rainfall during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews*, v25, p 3391-3403
- Wang, X; Auler, A.S; Edwards, R.L; Hai, C; Ito, E. (2007) Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90000 years. *Geophysics Research Letters*, v 241, p 699-706
- Wang, Y; Cheng, H; Edwards, R.L; Kang, X; Shao, X; Chen, S; Wu, J; Jiang, X; Wang, X; An, Z. (2008). Millennial – and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224000 years. *Nature*, v. 452, p 1090-1093
- Zhang, Y; Chiessi, C.M; Mulitza, S; Sawakuchi, A; Heaggi, C; Zabel, M; Portilho-Ramos, R.C; Schefub, E; Crivellari, S; Wefer, G. (2017). Different precipitation patterns across tropical South America during Heinrich and Dansgaard-Oeschger Stadials *Quat. Sci. Rev.*, 177, pp. 1-9

ANEXO I
Idades U-Th

CAR 1

Sample	^{238}U		^{232}Th		$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$		$\delta^{234}\text{U}^*$		$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$		^{230}Th Age (yr)		^{230}Th Age (yr)		$\delta^{234}\text{U}_{\text{Initial}}^{**}$		^{230}Th Age (yr BP)***	
Number	(ppb)		(ppt)		(atomic $\times 10^{-6}$)		(measured)		(activity)		(uncorrected)		(corrected)		(corrected)		(corrected)	
CAR1-7	3515.8	± 25.7	194	± 5	64	± 4	243.0	± 4.1	0.0002	± 0.0000	19	± 1	18	± 1	243	± 4	-40	± 1
CAR1-44	4089	± 5	2436	± 49	68.3	± 2.2	191.1	± 2.0	0.0025	± 0.0001	226	± 6	212	± 12	191	± 2	150	± 12
CAR1-88	4164.2	± 28.3	39	± 1	6016	± 225	215.0	± 3.7	0.0034	± 0.0000	309	± 3	309	± 3	215	± 4	251	± 3
CAR1-123	2737	± 16	442	± 10	1162	± 26	249.6	± 3.5	0.0114	± 0.0001	998	± 9	994	± 9	250	± 4	936	± 9
CAR1-138	4409.8	± 4.6	337	± 9	2694	± 77	233.3	± 1.6	0.0125	± 0.0001	1111	± 10	1109	± 10	234	± 2	1047	± 10
CAR1-150	4684.2	± 5.4	162	± 8	6502	± 329	258.1	± 1.8	0.0136	± 0.0001	1187	± 10	1186	± 10	259	± 2	1124	± 10
CAR1-180	4241.5	± 4.6	224	± 9	4677	± 185	250.8	± 1.7	0.0150	± 0.0001	1313	± 12	1312	± 12	252	± 2	1250	± 12
CAR1-196	5158	± 6	187	± 8	6867.9	± 308.3	222.3	± 1.6	0.0151	± 0.0001	1356	± 10	1355	± 10	223	± 2	1293	± 10
CAR1-227	4717	± 5	217	± 9	5781.5	± 238.3	189.0	± 1.7	0.0161	± 0.0001	1490	± 12	1489	± 12	190	± 2	1427	± 12
CAR1-244	3761.3	± 30.7	227	± 5	4583	± 111	185.6	± 4.3	0.0168	± 0.0002	1551	± 18	1550	± 18	186	± 4	1492	± 18

CAR 2

Sample	^{238}U		^{232}Th		$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$		$\delta^{234}\text{U}^*$		$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$		^{230}Th Age (yr)		^{230}Th Age (yr)		$\delta^{234}\text{U}_{\text{Initial}}^{**}$		^{230}Th Age (yr BP)***	
Number	(ppb)		(ppt)		(atomic $\times 10^{-6}$)		(measured)		(activity)		(uncorrected)		(corrected)		(corrected)		(corrected)	
CAR2-8	3179.3	± 22.1	565	± 12	314	± 8	200.6	± 4.1	0.0034	± 0.0000	308	± 4	304	± 5	201	± 4	246	± 5
CAR2-20	3215.8	± 4.4	91	± 2	2264	± 68	201.7	± 1.8	0.0039	± 0.0001	351	± 5	351	± 5	202	± 2	289	± 5
CAR2-27	3270	± 4	70	± 2	3241.8	± 105.1	208.9	± 1.8	0.0042	± 0.0001	378	± 5	378	± 5	209	± 2	316	± 5
CAR2-49	3013.2	± 4.3	195	± 4	1411	± 35	208.3	± 2.0	0.0055	± 0.0001	501	± 6	500	± 6	209	± 2	438	± 6
CAR2-71	2041.6	± 3.5	237	± 8	969.0	± 42.9	214.5	± 2.1	0.0068328	± 0.00020	615	± 18	612	± 18	214.9	± 2.1	550	± 18
CAR2-71	2638.5	± 3.3	174	± 4	1689	± 48	216.3	± 1.8	0.0067	± 0.0001	606	± 9	605	± 9	217	± 2	543	± 9
CAR2-82	2885.4	± 5.2	55	± 2	6365	± 261	211.3	± 2.3	0.0074	± 0.0001	665	± 13	664	± 13	212	± 2	602	± 13
CAR2-92	2710.7	± 14	304	± 7	1190	± 27	213.6	± 3.1	0.0081	± 0.0001	728	± 6	726	± 6	214	± 3	668	± 6

CAR 3

Sample	^{238}U		^{232}Th		$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$		$\square ^{234}\text{U}^*$		$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$		^{230}Th Age (yr)		^{230}Th Age (yr)		$\square ^{234}\text{U}_{\text{Initial}}^{**}$		^{230}Th Age (yr BP) ***	
Number	(ppb)		(ppt)		(atomic $\times 10^{-6}$)		(measured)		(activity)		(uncorrected)		(corrected)		(corrected)		(corrected)	
CAR3-2	308.9	± 1	1721	± 35	43	± 1	104.3	± 2.4	0.0144	± 0.0002	1432	± 22	1,285	± 106	105	± 2	1227	± 106
CAR3-63	521	± 0	2526	± 51	132.6	± 3.2	114.5	± 1.6	0.0390	± 0.0005	3880	± 51			116	± 2	3692	± 103
CAR3-84	1061.7	± 4	292	± 6	2209	± 50	106.5	± 2.7	0.0368	± 0.0002	3686	± 22	3,679	± 23	108	± 3	3621	± 23
CAR3-95	1035	± 1	119	± 4	5357.5	± 204.3	103.1	± 1.9	0.0375	± 0.0003	3767	± 31	3764	± 31	104	± 2	3702	± 31
CAR3-183	331.7	± 1	194	± 4	1715	± 40	279.1	± 3.0	0.0610	± 0.0004	5316	± 35	5,302	± 36	283	± 3	5244	± 36

CAR 7

Sample	^{238}U		^{232}Th		$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$		$\square ^{234}\text{U}^*$		$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$		^{230}Th Age (yr)		^{230}Th Age (yr)		$\square ^{234}\text{U}_{\text{Initial}}^{**}$		^{230}Th Age (yr BP) ***	
Number	(ppb)		(ppt)		(atomic $\times 10^{-6}$)		(measured)		(activity)		(uncorrected)		(corrected)		(corrected)		(corrected)	
CAR7a-4	464.2	± 1	521	± 11	156	± 4	616.8	± 3.3	0.0106	± 0.0001	716	± 9	696	± 17	618	± 3	638	± 17
CAR7-14mm	414	± 0	855	± 17	267	± 6	597.7	± 1.8	0.0334	± 0.0002	2300	± 12	2263	± 29	602	± 2	2198	± 29
CAR7-31mm	668	± 1	193	± 4	2321	± 49	628.7	± 1.6	0.0406	± 0.0002	2745	± 11	2740	± 11	634	± 2	2675	± 11
CAR-7-44	626.4	± 1.0	966	± 19	599	± 12	624.5	± 2.3	0.0560	± 0.0002	3817	± 15	3789	± 24	631	± 2	3724	± 24
CAR-7-52	584.2	± 0.6	309	± 7	1759	± 38	616.7	± 2.1	0.0565	± 0.0003	3869	± 19	3859	± 21	623	± 2	3794	± 21
CAR7-64mm	539	± 1	215	± 4	2841	± 60	695.6	± 1.8	0.0687	± 0.0002	4501	± 16	4494	± 16	705	± 2	4429	± 16
CAR7-78mm	619	± 1	143	± 3	5727	± 121	657.2	± 1.8	0.0805	± 0.0002	5413	± 14	5409	± 14	667	± 2	5344	± 14
CAR7-100mm	615	± 1	108	± 1	8494	± 72	635.6	± 1.7	0.0907	± 0.0002	6200	± 16	6197	± 16	647	± 2	6132	± 16
CAR-7-110	595.7	± 0.5	273	± 6	3619	± 76	633.3	± 1.8	0.1005	± 0.0003	6899	± 20	6890	± 21	646	± 2	6825	± 21
CAR7-132mm	207	± 0	38	± 2	9789	± 464	614.0	± 1.8	0.1093	± 0.0006	7616	± 42	7612	± 42	627	± 2	7547	± 42
CAR7-144mm	550	± 1	233	± 5	4605	± 94	618.9	± 1.7	0.1183	± 0.0002	8234	± 19	8226	± 20	633	± 2	8161	± 20

CAR7-208mm	653	±1	273	±6	5827	±120	644.4	±1.4	0.1477	±0.0003	10201	±23	10193	±23	663	±1	10128	±23
CAR7b-48 (229)	550.0	±1.5	750	±16	1962	±41	624.4	±3.3	0.1623	±0.0006	11406	±52	11,382	±55	645	±3	11324	±55
CAR7-242mm	866	±1	5497	±110	453	±9	660.8	±1.7	0.1743	±0.0003	12004	±27	11894	±82	683	±2	11829	±82
CAR7-297mm	609	±1	320	±7	6177	±126	662.0	±1.6	0.1967	±0.0003	13629	±28	13620	±29	688	±2	13555	±29
CAR7c-50 (337)	619.4	±2.0	2596	±53	835	±17	614.7	±3.3	0.2121	±0.0010	15226	±80	15,151	±96	642	±3	15093	±96

CAR 12

Sample	²³⁸ U		²³² Th		²³⁰ Th / ²³² Th		□ ²³⁴ U*		²³⁰ Th / ²³⁸ U		²³⁰ Th Age (yr)		²³⁰ Th Age (yr)		□ ²³⁴ U _{Initial} * *		²³⁰ Th Age (yr BP)***	
Number	(ppb)		(ppt)		(atomic x10 ⁻⁶)		(measured)		(activity)		(uncorrected)		(corrected)		(corrected)		(corrected)	
CAR-12-13mm	717.8	±0.5	266	±5	8660	±177	647.4	±1.4	0.1943	±0.0003	13579	±24	13573	±24	673	±1	13508	±24
CAR12-53mm	940.4	±1.0	312	±6	12076	±246	578.4	±1.5	0.2429	±0.0004	18045	±34	18039	±34	609	±2	17974	±34
CAR12-76mm	1284.1	±1.5	109	±3	55406	±1578	626.1	±1.7	0.2859	±0.0006	20830	±56	20829	±56	664	±2	20763	±56
CAR12-97mm	1199.4	±1.6	57	±2	98459	±3995	582.7	±1.8	0.2827	±0.0006	21205	±60	21204	±60	619	±2	21138	±60
CAR12-110mm	1057.9	±1.3	84	±2	58591	±1506	554.1	±1.5	0.2829	±0.0005	21652	±48	21650	±48	589	±2	21584	±48
CAR12-122mm	1092.6	±1.3	62	±3	87661	±3739	592.4	±1.7	0.3010	±0.0005	22557	±49	22556	±49	631	±2	22490	±49
CAR12-129mm	1223.0	±1.5	107	±3	56998	±1556	635.5	±1.7	0.3028	±0.0005	22034	±50	22032	±50	676	±2	21966	±50
CAR12-144mm	1177.0	±1.5	82	±2	73173	±2165	627.7	±1.6	0.3091	±0.0005	22661	±49	22659	±49	669	±2	22593	±49
CAR12-160mm	1360.4	±1.8	46	±2	154535	±8014	616.5	±1.7	0.3140	±0.0005	23236	±51	23235	±51	658	±2	23169	±51
CAR12-170mm	1344.5	±1.5	115	±3	60279	±1619	594.2	±1.5	0.3123	±0.0005	23455	±46	23453	±46	635	±2	23387	±46
CAR12-203mm	818.1	±1.0	378	±8	11563	±234	617.0	±1.6	0.3241	±0.0005	24049	±48	24041	±49	660	±2	23976	±49
CAR12-210mm	875.4	±0.9	68	±2	70187	±2416	595.1	±1.5	0.3318	±0.0008	25066	±69	25064	±69	639	±2	24998	±69
CAR12-234mm	877.1	±0.8	89	±3	63435	±2088	621.7	±1.5	0.3902	±0.0009	29485	±85	29483	±85	676	±2	29417	±85
CAR12-242mm	594.0	±0.6	157	±3	26523	±560	681.9	±1.5	0.4254	±0.0006	31162	±58	31157	±58	745	±2	31092	±58

CAR12-252mm	717.8	±0.7	309	±7	17897	±379	648.5	±1.4	0.4673	±0.0009	35538	±86	35531	±86	717	±2	35465	±86
CAR12-260mm	797.8	±0.8	95	±3	67460	±1786	671.3	±1.5	0.4850	±0.0008	36498	±78	36496	±78	744	±2	36430	±78
CAR12-272mm	702.7	±0.7	127	±3	46055	±1182	648.1	±1.5	0.5043	±0.0009	38850	±95	38847	±95	723	±2	38781	±95
CAR12-285mm	856.5	±0.9	96	±2	77493	±1853	621.8	±1.7	0.5292	±0.0008	41937	±94	41935	±94	700	±2	41869	±94
CAR12-295mm	628.3	±0.7	73	±2	80556	±2121	607.9	±1.5	0.5675	±0.0010	46097	±110	46095	±110	692	±2	46029	±110
CAR12-312mm	418.7	±0.4	109	±3	42219	±1153	670.7	±1.6	0.6665	±0.0012	53479	±138	53474	±138	780	±2	53408	±138
CAR12-323mm	453.0	±0.5	689	±14	7214	±145	610.8	±1.7	0.6652	±0.0010	55956	±127	55930	±128	715	±2	55865	±128
CAR12-332mm	426.4	±0.4	951	±19	5128	±104	579.6	±1.5	0.6940	±0.0018	60636	±221	60598	±222	688	±2	60532	±222
CAR12-345mm	959.8	±1.0	514	±11	22121	±456	558.4	±1.4	0.7182	±0.0010	64580	±144	64570	±144	670	±2	64504	±144
CAR12-358mm	935.8	±1.2	342	±7	32109	±665	549.8	±1.7	0.7120	±0.0012	64346	±178	64339	±178	659	±2	64273	±178
CAR12-370mm	972.0	±0.9	87	±2	139475	±3947	553.1	±1.2	0.7584	±0.0011	69758	±153	69757	±153	673	±2	69691	±153
CAR12-380mm	833.0	±0.9	59	±2	180764	±5383	563.1	±1.5	0.7751	±0.0010	71183	±162	71182	±162	688	±2	71116	±162
CAR12--390MM	937.1	±0.8	79	±2	151550	±4156	544.7	±1.5	0.7748	±0.0014	72361	±205	72359	±205	668	±2	72293	±205
CAR12-401MM	1090.0	±1.3	200	±4	70886	±1569	542.8	±1.5	0.7881	±0.0012	74191	±184	74188	±184	669	±2	74122	±184
CAR12-411MM	615.3	±0.7	98	±2	83787	±1926	555.1	±1.5	0.8057	±0.0011	75595	±179	75592	±179	687	±2	75526	±179
CAR12-420MM	781.1	±0.9	125	±3	82451	±2090	520.2	±1.5	0.7986	±0.0012	77214	±191	77211	±191	647	±2	77145	±191
CAR12-429MM	846.9	±1.0	94	±3	122164	±3497	538.6	±1.6	0.8194	±0.0012	78610	±200	78608	±200	672	±2	78542	±200
CAR12-441mm	988.0	±1.4	314	±6	42650	±868	523.8	±1.7	0.8221	±0.0014	80132	±232	80126	±232	657	±2	80061	±232
CAR12-454mm	855.4	±0.9	732	±15	16487	±333	535.8	±1.5	0.8561	±0.0011	83865	±200	83850	±201	679	±2	83784	±201
CAR12-465mm	723.6	±0.8	453	±9	22676	±464	466.7	±1.5	0.8601	±0.0011	90745	±231	90734	±231	603	±2	90668	±231
CAR12-480mm	720.1	±0.7	739	±15	15333	±311	527.6	±1.5	0.9539	±0.0011	99264	±238	99247	±238	698	±2	99181	±238
CAR12-490mm	900.4	±0.9	203	±5	69868	±1621	506.9	±1.4	0.9562	±0.0011	101936	±250	101932	±250	676	±2	101866	±250

CAR12-500mm	1356.4	±1.3	5337	±107	4048	±81	495.3	±1.4	0.9660	±0.0015	104948	±315	104879	±318	666	±2	104813	±318
CAR12-503mm	789.3	±0.9	2336	±47	5375	±108	484.3	±1.4	0.9649	±0.0013	106100	±286	106047	±288	653	±2	105982	±288

CAR 21

Sample	²³⁸ U		²³² Th		²³⁰ Th / ²³² Th		$\delta^{234}\text{U}^*$		²³⁰ Th / ²³⁸ U		²³⁰ Th Age (yr)		²³⁰ Th Age (yr)		$\delta^{234}\text{U}_{\text{Initial}}^{**}$		²³⁰ Th Age (yr BP)***	
Number	(ppb)		(ppt)		(atomic x10 ⁻⁶)		(measured)		(activity)		(uncorrected)		(corrected)		(corrected)		(corrected)	
C21-1	108.1	±0.1	161	±4	8468	±218	870.9	±2.1	0.7663	±0.0025	54944	±238	54922	±239	1017	±3	54858	±239
CAR-21-12mm	160.4	±0.1	37	±1	74044	±3000	857.2	±2.4	1.0325	±0.0019	82158	±260	82155	±260	1081	±3	82090	±260
CAR21-45 mm	194	±0	329	±7	10772	±217	1003.9	±2.2	1.1100	±0.0020	81286	±242	81264	±243	1263	±3	81198	±243
CAR21-89mm	136	±0	44	±1	52055	±1316	3768.4	±3.7	1.0323	±0.0021	25779	±61	25777	±61	4053	±4	25711	±61
CAR21-118mm	166	±0	41	±1	69644	±2077	830.1	±1.8	1.0304	±0.0021	83733	±268	83729	±268	1051	±2	83663	±268
CAR-21-148mm	155.9	±0.1	403	±8	6612	±135	832.5	±1.9	1.0373	±0.0014	84360	±210	84323	±211	1056	±3	84258	±211
CAR21-200	192	±0	93	±2	39290	±839	750.9	±2.9	1.1555	±0.0033	106363	±562	106356	±562	1014	±4	106290	±562
CAR21-240	193	±0	24	±1	141397	±5082	851.7	±1.9	1.0634	±0.0024	86028	±305	86026	±305	1086	±3	85960	±305
CAR-21-282mm	183.8	±0.1	27	±1	116364	±5529	832.1	±1.9	1.0551	±0.0012	86456	±199	86454	±199	1062	±2	86389	±199
CAR21-313mm	213	±0	60	±2	62642	±1651	849.4	±2.0	1.0694	±0.0017	86881	±245	86877	±245	1085	±3	86811	±245
CAR-21-486mm	164.1	±0.1	425	±9	6866	±141	826.4	±2.3	1.0790	±0.0017	89701	±269	89664	±271	1064	±3	89599	±271
CAR21-529	198	±0	381	±8	9114	±187	787.8	±2.2	1.0646	±0.0023	90911	±339	90883	±339	1018	±3	90817	±339

CAR21-559	176	±0	67	±2	46896	±1161	821.1	±1.8	1.0913	±0.0021	91598	±294	91593	±294	1063	±2	91527	±294
CAR21-647	177	±0	55	±1	61746	±1589	758.1	±2.5	1.1659	±0.0027	107124	±463	107120	±463	1026	±4	107054	±463
CAR21-680	205	±0	87	±2	42138	±958	780.3	±2.3	1.0766	±0.0027	93029	±385	93023	±385	1014	±3	92957	±385
CAR-21-710mm	146.4	±0.1	39	±2	68526	±4207	799.2	±2.5	1.0929	±0.0021	93544	±334	93540	±334	1041	±3	93475	±334
CAR21-760	128	±0	68	±2	34315	±823	800.2	±2.6	1.0970	±0.0027	93978	±402	93971	±402	1043	±4	93905	±402
CAR21-794	159	±0	44	±1	65096	±1747	786.1	±2.3	1.0901	±0.0029	94264	±420	94260	±420	1026	±3	94194	±420
CAR-21-823mm	195.8	±0.2	71	±2	49946	±1264	774.4	±2.2	1.1053	±0.0015	97228	±274	97223	±274	1019	±3	97158	±274
CAR21-846	140	±0	50	±1	50855	±1305	766.4	±2.5	1.1062	±0.0029	98058	±445	98052	±445	1011	±3	97986	±445
CAR21-879	182	±0	69	±2	48054	±1092	763.5	±2.1	1.1097	±0.0026	98797	±400	98792	±400	1009	±3	98726	±400
CAR-21-935mm	165.2	±0.1	34	±2	90504	±5480	773.7	±2.2	1.1250	±0.0019	99925	±324	99922	±324	1026	±3	99857	±324
CAR21-962	180	±0	75	±2	43987	±963	766.1	±2.7	1.1078	±0.0028	98300	±439	98294	±439	1011	±4	98228	±439
CAR21-995	174	±0	69	±2	46332	±1104	765.0	±1.7	1.1147	±0.0021	99333	±323	99327	±323	1012	±2	99261	±323
C21-10	140.5	±0.1	75	±4	34347	±1694	718.5	±2.0	1.1082	±0.0026	102837	±421	102829	±421	960	±3	102765	±421

CAR 26 e CAR36

Sample	²³⁸ U		²³² Th		²³⁰ Th / ²³² Th		$\delta^{234}\text{U}^*$		²³⁰ Th / ²³⁸ U		²³⁰ Th Age (yr)		²³⁰ Th Age (yr)		$\delta^{234}\text{U}_{\text{Initial}}^{**}$		²³⁰ Th Age (yr BP) ^{***}	
Number	(ppb)		(ppt)		(atomic x10 ⁻⁶)		(measured)		(activity)		(uncorrected)		(corrected)		(corrected)		(corrected)	
CAR36-28	86.8	±0.6	2924	±59	66	±3	-24.3	±38.2	0.1358	±0.0056	16348	±1013	15338	±1208	-25	±40	15271	±1208
CAR36-55	63.4	±0.1	351	±8	545	±21	-81.3	±3.5	0.1830	±0.0054	24300	±813	24123	±821	-87	±4	24056	±821
CAR36-71	68.4	±0.1	710	±14	317	±7	-66.5	±1.3	0.1996	±0.0011	26303	±171	25977	±287	-72	±1	25910	±287
CAR-36-71	60.6	±0.1	196	±5	1048	±27	-63.5	±1.3	0.2058	±0.0024	27143	±356	27042	±363	-69	±1	26975	±363
CAR36-100	110.6	±0.1	249	±7	1568	±54	-94.5	±2.7	0.2145	±0.0038	29618	±610	29545	±612	-103	±3	29478	±612
CAR36-110	105.0	±0.1	184	±4	2054	±44	-88.8	±1.2	0.2177	±0.0008	29908	±140	29851	±146	-97	±1	29784	±146
CAR36-120	86.2	±0.1	304	±8	1079	±36	-82.1	±3.2	0.2311	±0.0046	31776	±753	31663	±756	-90	±3	31596	±756
CAR26-157	121.0	±0.1	225	±7	2538	±84	450.2	±3.2	0.2857	±0.0037	23657	±341	23620	±342	481	±3	23553	±342
CAR-26-157	114.4	±0.1	262	±5	2074	±42	447.0	±1.7	0.2882	±0.0008	23947	±78	23902	±84	478	±2	23835	±84
CAR26-176	80.7	±0.1	286	±6	1496	±31	462.9	±1.6	0.3217	±0.0011	26722	±106	26653	±116	499	±2	26586	±116
CAR26-192	87.7	±0.1	309	±8	1619	±50	432.4	±3.9	0.3463	±0.0053	29758	±521	29688	±523	470	±4	29621	±523
CAR26-232	75.5	±0.1	237	±5	2081	±43	422.3	±1.6	0.3959	±0.0013	34982	±137	34919	±144	466	±2	34852	±144
CAR26-272	82.7	±0.1	297	±6	1960	±40	436.6	±1.4	0.4274	±0.0010	37788	±117	37717	±127	486	±2	37650	±127
CAR26-312	112.2	±0.1	152	±6	5400	±209	458.0	±3.1	0.4441	±0.0041	38823	±439	38797	±439	511	±4	38730	±439
CAR26-347	94.8	±0.1	200	±4	3606	±75	450.8	±1.5	0.4621	±0.0012	40944	±136	40903	±139	506	±2	40836	±139
CAR26-367	68.4	±0.1	193	±6	2784	±93	433.2	±4.1	0.4754	±0.0060	43001	±672	42946	±673	489	±5	42879	±673

ANEXO 2

“The impact of the intertropical convergence zone on the South American monsoon rainfall during last glacial period based on speleothem isotope records from Colombia”

The impact of the intertropical convergence zone on the South American monsoon rainfall during last glacial period based on speleothem isotope records from Colombia

The relationship between the South American Monsoon System (SAMS) and the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) has not been sufficiently studied in the climatic paleo investigations. Exploring the relation of the ITCZ impact on the SAMS needs a registry located in an area where the relationship of the two systems can be observed, that also has a good chronological model. Here we present a new record of $\delta^{18}\text{O}$ of speleothems collected in El Peñon (Colombia), which goes from 100 ky to the present. Our record allows observing variations in orbital and millenarian scale, documenting the changes in the rainfall conditions in different events associated with the latitudinal displacement of the ITCZ. These variations allow the understanding of the relationship between the ITCZ and the SAMS, mainly during the millennial events, the Last Glacial Maximum (LGM) and during the Holocene.

The Intertropical Convergence Zone, or ITCZ, is a key feature modulating the hydrological cycle seasonally over the tropics with maximum rainfall associated with warmer sea surface temperatures in each hemisphere (Philander et al, 1996; Schneider et al, 2014; Adam et al, 2016). Although the ITCZ activity has been considered the major factor controlling the paleo-precipitation patterns within the monsoon region (Schneider et al, 2014; Bustamante et al, 2016; Strikis et al, 2017), there is a lack of records in the equatorial area to evaluate the relative changes in its position and intensity at both orbital and millennial time scales. It is likely that the impact of ITCZ on monsoon rainfall is probably overestimated in the studies based on proxy records because it has not changed in position significantly during last glacial period and Holocene (McGee et al., 2014). In this regard, there is a need for long and well-dated records of precipitation in between North and South America to evaluate how

ITCZ has influenced the precipitation over large areas affected by tropical summer monsoons on orbital and millennial time-scales.

Variations in the tropical hydrological cycle have been linked to changes in the strengthening/weakening of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), which are associated with temperatures recorded in the Greenland ice cores and the latitudinal displacement of the ITCZ in South America (Haug et al., 2001; Peterson et al., 2002). The meridional displacement in the ITCZ recorded is strongly dependent on the cross-equatorial SST gradient between the Atlantic and Pacific Ocean and the related seasonal changes in prevalent trade winds direction (Schneider et al., 2014). During the last glacial period, the negative anomalies in ITCZ rainfall over northern South America (Haug et al., 2001; Peterson et al., 2000) are associated with cooler North Atlantic and stronger NE trade-winds in both orbital and millennial scales while the positive anomalies are reported just south of equator line in Peru and Ecuador (Mosblech et al., 2012; Cheng et al., 2013). However, the role by the Pacific Ocean is remains poorly understood.

Despite of the increased number of records, it is not well-known how the gradual changes in ITCZ precipitation related to insolation forcing during the late Pleistocene precession cycles is coupled with abrupt shifts in response to millennial scale events recorded in different proxy records (citations). In addition, it has not recognized yet what would be the increment in the meridional position of ITCZ of a millennial event because of low frequency variability associated with insolation and long-term ocean dynamics. For instance, it is possible that a stronger southward (northward) shift in the ITCZ during the Heinrich (D-O) events in South America might be linked with high (low) insolation phase and a long period

of prevalent cooler (warmer) SST over North Atlantic ocean (Schmidt et al, 2004; Schmidt et al, 2006).

Here we present a long record of paleo-precipitation based on speleothem oxygen isotope ratios from Caracos cave (6° N, 75° W). The site is located central Colombia over Eastern Cordillera (~2500 m above sea level) in the El Peñon municipality in the Santander State (Fig. S1). The El Peñon speleothem record (CAR– Fig.1) is based on 6857 $\delta^{18}\text{O}$ measurements with result in an average temporal resolution of ~20.5 years for $\delta^{18}\text{O}$. It presents a robust independent chronology constrained by 132 U/Th dates (Fig. 1, Fig. S2 and Table S1) performed in nine stalagmites collected in the Caracos cave (CAR1, CAR2, CAR3, CAR7, CAR12, CAR20, CAR21 and CAR 36). The stable isotope data was linearly interpolated between U-Th ages, covering a time interval between 103 ky B.P to the present.

The climate at the study area in central Colombia is tropical humid with 2000 mm of rain per year distributed in the different seasons (Poveda et al., 2006; Arias et al., 2015). In particular, the maximum in rainfall are observed in March-May and September-November and are linked to the double passage of the ITCZ over the region during boreal spring and autumn seasons. In comparison, the minimum accumulation occurs during the summer and winter months in December-February and June-August, respectively (Fig. S3). The average annual temperature of the town of El Peñon, which is located at the same altitude of 2300 meters as the Caracos cave, is 14°C.

A rainfall monitoring program was performed to collect samples on weekly basis during two years, in order to interpret the climate signature embedded in the isotopic composition of precipitation (Fig. S4). The weekly $\delta^{18}\text{O}$ values show a high range of values between -1 to -16 ‰ which is no reasoned with very small temperature variability in the region. The monthly weighted $\delta^{18}\text{O}$ values vary from -10 to -5‰ with more negative values

observed in the periods of higher rainfall in response to the ITCZ activity. This data is consistent with the 32 years monthly data obtained at IAEA-GNIP Bogotá Station located at about ~130 km apart from El Peñon village from 1971 to 1990 and from 1998 to 2000 (Fig. S3). However, the correlation with rainfall accumulation is not so strong in both weekly and weighty monthly averaged data probably due to a mixture of moisture with different isotopic signatures varying from more local to distal sources whose percentage of contribution is different throughout the year (Poveda et al., 2006; Sakamoto et al., 2011; Arias et al., 2015) and the respective degree of rainout upstream (DRU) along these distinct air masses trajectories reaching Andes cordillera (Vimeux et al., 2005; Vuille and Werner, 2005; Fiorella et al., 2015). The estimated DRU values show a high statistical significance with the weekly $\delta^{18}\text{O}$ but it does not explain most of discrepancy with local rainfall accumulations (Fig. S5). On the other hand, the amount effect is evident in the seasonal averaged $\delta^{18}\text{O}$ when the isotopic memory produced by previous highly depleted or enriched events is attenuated in both local precipitation and DRU data (Fig. S5).

Particularly, the Caribbean and tropical Atlantic are the most important moisture sources to northern South America and explain more than 50% of regional precipitation that is imprinted in the minimum $\delta^{18}\text{O}$ values observed from April to June at both EP and Bogotá stations (Fig. S5). This is the period when the influence of ITCZ is stronger in Colombia, with an enhanced northeasterly cross-equatorial flow and the ITCZ reaches its southernmost position (Poveda et al., 2006; Sakamoto et al., 2011; Arias et al., 2015). During the following JJA and SON seasons the back trajectories splits into two main branches with increased zonal transport from the tropical Atlantic over the Amazon and also local sources in Amazon and nearby regions such as tropical Pacific (Fig. S6). These higher blended sources comprise about 30 % of the precipitable water over northern continent (Sakamoto et al.

2011; Arias et al., 2015) and are likely the cause weaker amount effect noticed. This feature is very apparent at the second peak of ITCZ when highest rainfall events no strong count part with $\delta^{18}\text{O}$ values in October, possibly due to influence of Pacific Choco jet (Sakamoto et al. 2011; Arias et al., 2015). However, the tropical Pacific source accounts for only 3 % annual rainfall on average (Arias et al., 2015).

Despite these regional differences in rainfall regime, more negative $\delta^{18}\text{O}$ values is highly negative (positive) correlated with the regional precipitation in Northern (southern South America) at the Bogota GNIP station (Fig. S7a). In addition, this relationship between the $\delta^{18}\text{O}$ of precipitation and rainfall amount is mainly associated with the intensification of the ITCZ precipitation at the study region during MAM that more closely linked with the rather depleted Caribbean moisture in ^{18}O (Fig. S8). Comparatively, no significant correlation is observed in SON in the region as a consequence of multiple source area influencing the isotopic composition of precipitation during the second peak of ITCZ (Fig. S8).

Based on these evidences, we interpret $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the eastern Andes of Colombia as being mainly related to combined effects by rainfall intensity upstream and local rainfall amount associated with ITCZ activity. In addition, past changes in the meridional position of ITCZ could be interpreted if the sign of modern climate relationship between the $\delta^{18}\text{O}$ with regional precipitation is inverted. For instance, in case of anti-phased relationship between our El Peñon cave site at $\sim 6^\circ \text{N}$ and Cariaco Basin at $\sim 10^\circ \text{N}$ (Peterson et al., 2000; Haug et al., 2003) or in phase relationship with sites south of equator line in Ecuador (Mosblech et al., 2012; Mollier-Vogel et al., 2013), Peru (Cheng et al., 2013; Kanner et al., 2012) and Eastern Amazon in Brazil (Wang et al., 2017).

The stable oxygen El Peñon record evidences substantial long-term variability of ITCZ on orbital time scales from 103 to 19 ky B.P. that are not so apparent in the Cariaco

basin reflectance, Ti and Fe records (Peterson et al., 2000; Desplazes et al., 2013). The $\delta^{18}\text{O}$ values show high amplitude values that varies from -2.0 to -11.0‰ delineated by three intervals of long-term changes in ITCZ activity in Colombia from 103 to 63 to 25 ky B.P. and from 25 to 19 ky B.P. (Fig.1). The first, a period of strong ITCZ, is characterized by rather negative $\delta^{18}\text{O}$ values of about 9‰ that persisted throughout Marine Isotope Stages (MIS) 5 and the 4 until 63 ky B.P. This period finish up with an abrupt increase of approximately 3‰ at transition to MIS 3 that defines the transition to a long period of weak ITCZ in Colombia characterized by an enriched isotopic plateau of about 6‰. This feature is also observed in the speleothem isotope record from located Costa Rica, in the northern branch of ITCZ area of influence in Meso-America (Lachniet et al., 2009). In contrast, a very strong ITCZ is observed in Colombia during the Last Glacial Maximum (LGM), as indicated by one of the most negative series of $\delta^{18}\text{O}$ values in El Peñon speleothem that are within present-day isotopic range.

El Peñon site is located at a suitable altitude to discuss possible influence of ITCZ precipitation on the changes in humid montane forests, the dominant vegetation at the region (Bakker et al., 2008). Indeed, these long-term changes in the ITCZ activity related to $\delta^{18}\text{O}$ variations in our speleothem record show a striking match with changes in Andean vegetation reconstructed from Fuquene Lake pollen record, a site located only 70 km apart from Caracos cave in Colombia (Bogota-A et al, 2011, Groot et al, 2011, Groot et al, 2014). Periods of strong ITCZ rainfall in EP coincide with maximum (minimum) percentages of arboreal pollen at Fuquene Lake record during MIS 5 and MIS 4 (MIS 3). These results suggest higher position of the Upper Forest Line (UFL) in response to increased temperatures over eastern cordillera during periods of intense ITCZ activity in central Colombia during the first period. The opposite is also valid for the second period,

characterized by a lowering of UFL due to cooler temperatures from MIS3 to the end of glacial period. However, while abrupt fluctuations from lowest to highest $\delta^{18}\text{O}$ values are observed from 25 to 16 ky B.P., the percentages of arboreal pollen remained at their minimum values. These results suggest that altitudinal position of Montane forests responds mainly to the temperature variations and its relationship with ITCZ rainfall is non-stationary.

The same relationship found during LGM (Fig. 1) can be used to test effects of temperature and changes in $\delta^{18}\text{O}$ of global ocean water on the isotopic composition of El Peñon's speleothems in order to obtain an accurate precipitation reconstruction, as suggested by Baker and Fritz (2015). For instance, by assuming a drop in mean temperature of approximately 7°C for LGM estimated from Fuquene pollen assemblage (Bogota-A et al, 2011, Groot et al, 2011, Groot et al, 2014), we would expect to see a temperature-induced increase during the LGM of $\sim 2\text{‰}$ (Friedman and O'Neil, 1977). The global increase of $\delta^{18}\text{O}$ in ocean water during the LGM was $\sim 1\text{‰}$ (Schrag et al., 2002) and would have led to an additional increase in the $\delta^{18}\text{O}$ of water vapor, precipitation, groundwater, and speleothem carbonate of about $\sim 1\text{‰}$. Thus, if one considers all these fractionation factors on the isotopic variations of speleothems the $\delta^{18}\text{O}$ values will be even more negative during LGM in our record, reaching values 3‰ lower than the observed. In addition, our results do not support the notion that a lowering in the SST by $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ in equatorial western Atlantic (Jaeschke et al., 2007) or a substantial cooling on land temperatures produced by very low atmospheric CO_2 had suppressed moisture convergence and deep convection over the ITCZ region in South America (Wang et al., 2017).

One of the most interesting findings in EP speleothem ITCZ precipitation record is the complete lack of relationship with insolation during the glacial period (Fig. 1). Nonetheless, the in-phase relationship between the $\delta^{18}\text{O}$ in EP and the southern hemisphere summer insolation is intriguing given the factor that our cave site is located in the opposite

hemisphere. It is known that summer insolation exert a strong control on monsoonal precipitation in conjunction with changes in the ITCZ position in South America during to last glacial/interglacial cycles (Baker et al., 2001; Cruz et al., 2005; Cruz et al. 2006; Wang et al., 2007; Mosblech et al, 2012; Cheng et al., 2013). In this regard, high insolation in austral summer is found to enhance SASM precipitation regime as a result of a southward shift in the ITCZ over the equatorial region (Cruz et al., 2005). However, it is not clear how the changes in intensity of monsoon are coupled with the ITCZ system, once the insolation forcing is only evident in the records located in the exit region of SAMS in subtropical Brazil in all precession cycles (Cruz et al., 2005; Cruz et al. 2006; Wang et al., 2007). Interestingly, the relationship with insolation is very apparent in the SAMS records during the high amplitude cycles even at low latitude over the continent, for instance during the MIS 4 and MIS 5. (Mosblech et al, 2012; Cheng et al., 2013) but it is missing during the MIS 3, MIS 2 and LGM not only in these equatorial records but in the majority SAMS precipitation records over the Andes and Brazil (Baker et al., 2001; Fornace et al., 2014; Novello et al., 2017; Strikis et al., 2018). Thus, a common feature in both paleoclimate records from SAMS and ITCZ regions in South America is the non-apparent control by summer insolation, in particular from 60 to 19 ky B.P.

Long-term speleothem $\delta^{18}\text{O}$ variability bears a close resemblance to the changes in the sea-surface temperature with lower $\delta^{18}\text{O}$ values observed in periods of warmer SSTs over both tropical Atlantic and Pacific oceans (Fig. 2). Although this pattern is likely a result of combined influence of SST anomalies in both oceans (e.g. Poveda et al., 2006), it is difficult to use the reconstructed variations in Caribbean and Eastern Equatorial Pacific SSTs to estimate cross-equatorial gradients during glacial period, once this is a strongly seasonal feature. Albeit, our new records indicate that the ITCZ is substantially enhanced in northern South America at the periods of warmer tropical oceans during the MIS 5 and 4

(Schmidt et al, 2004), while the contrary is observed from 65 ky B.P. to 25 during the MIS 3 (Schmidt et al, 2004). Interestingly, these results are very coherent with the warm (stronger) and cold (weaker) modes of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) (Bohn et al., 2014). They are also consistent with rather intense convection in at the first period than it is observed in the second one over ITCZ in Colombia and also Costa Rica (Lachniet et al., 2009). In this context, a weaker AMOC after 65 ky B.P. is associated increased freshwater flux on ocean heat transport due to larger inland ice-volume over the northern hemisphere (Claussen et al., 2003, Chiang et al. 2003, 2005), stronger northeasterly trade winds and cooler tropical North Atlantic (Moreno et al., 2002; Abreu et al., 2003) that resulted in a shift of ITCZ to a position south of our cave site at 6° S in Colombia. Indeed, a southern ITCZ can elucidate the excessive monsoon rainfall seeing on the west side of South America at sites south of Colombia in Peruvian Amazon, Central Andes, Western and Southern Brazil during this period (Baker et al., 2001; Cruz et al., 2007; Fornace et al., 2014; Novello et al., 2017). On the other hand, this pattern cannot be explained by a simple meridional mode of ITCZ movement because dry climate conditions are observed during the same period at sites located over southern portion of ITCZ region in eastern Amazon (Wang et al., 2017) and northeastern Brazil (Cruz et al., 2009).

Our results reinforce the idea of a strong control by the glacial boundary conditions on the strength of SAMS observed during the MIS 3 and 2 in western South America, possibly associated with increased NE trade winds and an anomalous transport of Atlantic moisture into the Amazon Basin. However, this pattern should involve a preferential path of moisture advection from Atlantic through the western region of ITCZ region (e.g. Colombia) rather than through the eastern areas in Amazon and Northeastern Brazil. Therefore, the most coherent way to explain the southward displacement of ITCZ and the anomalous northeasterly cross-equatorial moisture flow during this period is by cooling the tropical north

Atlantic (Citations). As a consequence, the ice-volume forcing through the changes in AMOC exerts a dominant forcing on the SAMS intensity which overlay the cyclic insolation changes from 65 to 19 ky B.P. and reinforces the moisture transport from the Amazon Basin and produce longer and more intense summertime rainfall over subtropical Brazil in this period (Cruz et al., 2007).

Different from the last glacial period, the variations in AMOC as those constrained by Pa/Th (Bohm et al., 2015) data are substantially smaller during Holocene and they do not show a good match with the our speleothem isotope record (Fig. 1). On the other hand the EP speleothem $\delta^{18}\text{O}$ data does follow the changes in insolation precession during Holocene. Despite its location in northern Hemisphere at $\sim 6^\circ \text{N}$, it is observed a decreasing trend in the EP isotopic values through the Holocene that delineates an anti-phased relationship with rainfall-induced riverine runoff Ti and Fe records from ITCZ in Cariaco at $\sim 10^\circ \text{N}$ (Haug et al., 2001) and an in phase from Guayquil at $\sim 2^\circ \text{S}$ (Mollier-Vogel, 2013). This relationship confirm a southward movement of the ITCZ that can be associated with a gradual enhancement of the SAMS throughout Holocene records from the western South America at sites such as Peruvian Amazon, Andes (Baker et al., 2001; Van Breukelen et al., 2008; Cheng et al., 2013; Kanner et al, 2013; Bustamante et al., 2016) and from Southern Brazil (Cruz et al., 2005; Bernal et al., 2016). Indeed, the fact that the ITCZ in Colombia is getting intensified with increments in the southern hemisphere summer insolation during this period indicates that most of convection is maintained by differential heating of land and ocean, which in turn exerts a dominant control on the intensity and location of the South American summer monsoon. This pattern is very different from the glacial period when precipitation variability was apparently governed by changes in SSTs related to AMOC activity. In addition, this southward pattern of ITCZ from early to late Holocene is supported by slightly lower salinity in the Pacific side of Panama Isthmus (Leduc et al., 2007) with opposite

behavior in some sectors of North Atlantic (Arbuszewski et al., 2013). Nonetheless, the minimum $\delta^{18}\text{O}$ values occurs in EP record at the present time and suggest that the mean position of ITCZ has not shifted south of $\sim 6^\circ \text{N}$ during Holocene, otherwise an in phase-relationship with precipitation changes in Cariaco would be expected.

The passage MIS 3 to LGM is marked by a very significant shift in $\delta^{18}\text{O}$ of about 2 ‰ (Fig. 1). It is observed an anomalously high ITCZ convection in Colombia during the Last Glacial Maximum as indicated by very low $\delta^{18}\text{O}$ values at levels of - 10 ‰ and -13 ‰. This lowest value considers the isotope corrections for the both very cold temperatures and ocean mean isotopic composition during LGM as mentioned above. In addition, the very active ITCZ in EP ($\sim 6^\circ \text{N}$) during LGM at the same period that substantial increase in salinity occurs in the Caribbean Sea just off Colombia ($\sim 12^\circ \text{N}$, Schmidt et al., 2004) (Fig. S9) implies in a significant southward shift of marine rain belt of a few degrees latitude relative present-day position such as previously reported (Arbuszewski et al., 2013). These climate circumstances suggest that the ITCZ excursions could reach latitudes farther inland seasonally in southern hemisphere, but its mean position of ITCZ was never south of $\sim 6^\circ \text{N}$ during LGM, as well as predicted above for Holocene at our study site. Our results are consistent with the notion that the mean location of the ITCZ acts as an important modulator of the monsoon intensity on orbital scales. In fact, the ITCZ serves as the major moisture flux conduit fueling convective activity over the SASM region and a more southern position leads to enhanced moisture flux into the tropical continent and enhanced convective activity over the main monsoon domain (Marengo et al., 2012; Vuille et al., 2012). On the other hand, it becomes clear that the long-term monsoon intensification not necessarily requires a SH mean position of ITCZ so that a change of few degrees latitude is enough to produce anomalous positive monsoon rainfall.

Wang et al., (2017) postulated a deficit in moisture availability linked with Tropical Ocean cooling would be the cause of a collapse of convection over ITCZ region in South America during LGM (Fig. S). Contradicting this hypothesis, the ITCZ during LGM is in its maximum strength over the entire last glacial period to the west in Colombia. In fact, the Colombian speleothem record brings new insights into the mechanism that triggered the very zonal asymmetric spatial pattern of precipitation in both ITCZ and Monsoon regions during Last Glacial period (Fig. S). This pattern includes a large deficit in ITCZ precipitation over eastern South America at the same period (Cruz et al., Wang et al., 2017 Mulitza et al., 2017) that cannot be explained if we take only the meridional mode of ITCZ into account. This is because a southward shift in the ITCZ during the LGM would imply an enhanced moisture flux also to the east. Thus an alternative mechanism to explain the precipitation excess (deficit) in the west (east) side of ITCZ and SAMS regions in South America would be a more dominant northeasterly moisture transport from tropical Atlantic toward Amazon through Colombia rather than over eastern coast Atlantic Coast in South America. In this context, the perception of a more zonal moisture transport and a preferential convergence in the western South America during LGM is also supported by the anomalous increase in precipitation and lake levels indicated by speleothem and lake records from Guatemala and Mexico (Fig. S9) located right to the west of our study (Escobar et al., 2012; Lachniet et al., 2013). This record comparison confirms strong precipitation redistribution during LGM over the tropics in the region influenced by ITCZ in South and Meso-Americas instead of a collapse in the climate system.

Reconstructed paleoclimate for LGM suggests a possible forcing by the glacial boundary conditions on changes in wind-pattern and cross-equatorial moisture transport (Figure 2; Fig. S). In this regard, previous studies have associated the preponderance of El Niño-like conditions on the dynamics of the Pacific Basin (Koutavas et al, 2002, Koutavas

et al, 2003, Koutavas and Joanides, 2013), while others have attributed to conditions La Niña-like type (Martínez et al, 2002, Lea et al, 2000, Lea et al, 2002). Our results combined with cooler SST and high salinity in the Caribbean (Schmidt et al, 2004); suggest not only the southward shift of ITCZ but a confinement of the rain belt to the northwestern region of South America and Central America. This scenario with cooler Eastern Equatorial Pacific during LGM (Dubois et al., 2014), would favor a decreased SST gradient that would impede the ITCZ from having a further southward shift in Colombia.

The EP speleothem isotope record is characterized by numerous millennial scale events of high amplitude, recording abrupt isotopic excursions of about 2‰ with an average duration of less than 1.5ka (Fig. 3). It shows a striking relationship with millennial changes in Greenland and Cariaco Basin which confirm its ability to capture the changes in ITCZ rainfall with high accurateness. In addition, the association of high ITCZ activity recorded in Cariaco Basin (Desplazes et al., 2013) with higher speleothem $\delta^{18}\text{O}$ values in Colombia, Peruvian Andes (Kanner et al., 2012), Eastern Amazon (Wang et al., 2017) during the Dansgaard-Oeschger events (D-O) and Bolling-Allerod event, suggest a ITCZ mean position north of $\delta^{18}\text{O}$ during the glacial inter-stadials (GI) in the Arctic Ice cores (Rasmussen et al., 2014). In contrast, the opposite relationship observed during glacial-stadial events (GS) implying in an ITCZ position at about the same latitude of our cave site in Colombia. The exception to this relationship is observed at interval from 42 to 33 ky B.P., when the ITCZ is apparently positioned at El Penon latitudes in Colombia during D-O events 8 and 9 and farther south inland at times of GS 8 (Fig. 3a).

In comparison, the largest shift in the ITCZ position occurs in response to the Heinrich Stadial events (HS) when the AMOC is near complete shutdown and a rather dry climate is observed in Colombia relative to GS events (Fig. 3). In particular, the maximum values of $\delta^{18}\text{O}$ are recorded during the HS1 events (~4 ‰) and represents a range of about

~4 ‰ relative to minimum values recorded during LGM in EP speleothem record (Fig. 1). This finding is very coherent with highest reflectance values observed in Cariaco record (Desplazes et al., 2013) and indicate the weakest convection in the ITCZ region recorded in the Last Glacial Period in Northern South America. However, the isotope variations can be of the same magnitude as in the D-O events in EP record but for different reasons. For instance, a change from dry to wet climate is observed from D-O 10-9 to HS4 events in Paraiso record coincide with similar $\delta^{18}\text{O}$ values of about -5.5 ‰ in El Peñon from 42 to 39 ky B.P. (Fig. 3a). In these cases, the relative dry climate in EP is due to a northerly and southerly position of ITCZ, respectively. The differences in the relative responses of ITCZ rainfall to D-O, GS and HS events described here are in good accordance with the changes recorded in the SAMS region, where a intensification of convection is coincident with massive fresh water release associated with melting iceberg and IRD deposition in Northern Atlantic (Strikis et al., 2018).

Up to date the mechanisms driving changes in timing and magnitude of the millennial events over the tropics are still not well understood. The EP isotope record reveals long-term trends in ITCZ trends that are driven by AMOC and related changes in SST's during Last Glacial Period and by summer insolation during Holocene in South America, respectively (Fig.1). We have noticed significant changes in the amplitude of $\delta^{18}\text{O}$ associated with large shifts of ITCZ during HS events that apparently follow the magnitude of AMOC variations (Bohm et al., 2015; Henry et al., 2016). For instance, the speleothem isotopic signal is significantly higher during HS4 and HS4 events that corresponds to the strongest episodes of AMOC weakening in comparison with the HS3 event (Fig. 3a). The same relationship is not apparent during the HS5a and HS5, when the EP $\delta^{18}\text{O}$ record bears a resemblance to the GS-15 and GS-13 events in NGRIP, which suggest only a gentler southward shift of ITCZ.

In the case of D-O events there is a shift in phase and magnitude of events recorded in the speleothem records in South America relative to the NGRIP ice core (Fig. 3a). Paraiso record, for example, show similar magnitude $\delta^{18}\text{O}$ excursions during MIS 3 (Wang et al., 2017), while D-O events are defined by high amplitude $\delta^{18}\text{O}$ peaks from 50 to 39 ky and low amplitude in the subsequent period from 39 to 27 ky. It might be possible that the amplified drought signal described at first period is modulated by an increase in summer insolation in southern hemisphere that gives an extra push the ITCZ to south making the D-O events 12 to 9 more prominent in Colombia (Fig. 3a). For the same reason, the intensification of SAMS may obliterate the millennial events to the South as suggested by muted signal during the D-O events in central Peruvian Andes (Kanner et al., 2012). The second period is marked by high amplitude dry events in central Peruvian Andes (D-O 8 to 3) that are barely visible in Colombia during a low insolation phase in SH that possibly modulated the millennial events by forcing a gradual northward shift of ITCZ in western equatorial South America.

Differently from the EP record, SAMS isotope records from latitudes just south of Equator at 3° in Ecuador (Mosblech et al., 2012) to subtropical latitudes at 27° in southern Brazil (Cruz et al., 2005) show strong coupling with summer insolation in SH during MIS 5 and 4 (Fig. 3b). On the other hand, the EP isotope record shows a long-term negative shift in $\delta^{18}\text{O}$ of about 2 ‰ that is possibly linked with a change to weaker AMOC at approximately 81 ky B.P. Despite the low resolution of Pa/Th data (Bohm et al., 2015), these results suggest a primary control of AMOC on the control ITCZ that acts independently from insolation forcing over South America. Thus, we verify that insolation is only a dominant climate forcing in SAMS region during high amplitude precessional phases as observed from 103 to 65 ky B.P. (Fig. 1). However, it is not clear the relationship between the millennial variability and the climate forcing operating on orbital scales during MIS 5 and 4 in Colombia.

Although the millennial D-O events identified during MIS 5 and 4 (Fig. 3b) are also associated with dry ITCZ climate as observed in most of time in Colombia, we noticed no equivalence in the magnitude with the same events portrayed by both NGRIP and Cariaco records. Interestingly, the magnitude of $\delta^{18}\text{O}$ changes in EP is comparable with the increases in sediment reflectance in Cariaco but not with NGRIP during GS events (Fig. 3b). For instance a moderate increase in reflectance is connected with significantly low $\delta^{18}\text{O}$ values in our speleothem record, while the highest values corresponds to a substantial increases in $\delta^{18}\text{O}$ such as observed during GS-22 event. In a comparison with the speleothems records of SAMS region, these conditions imply in a more active ITCZ at El Peñon in the first case and south of our study site in the second.

Our new registry contributes to the understanding of the relationship between the latitudinal displacement of the ITCZ and the strengthening of the SAMS. It is related to the ITCZ as the main source of moisture flow for the convective activity of the SAMS, strengthening the moisture flow within the continent and increasing the activity on the main domain of the monsoon. From these established relationships, it is demonstrated as a displacement of a few degrees of the ITCZ towards the south, produce positive anomalies of rain in the monsoon system. In orbital scale our record shows a lack of association with the forcing of insolation, which only becomes evident for the Holocene. From this epoch the record of $\delta^{18}\text{O}$ shows a decrease in the values, following the trend of strengthening of the summer insolation of the Southern Hemisphere, which influences the displacement of the ITCZ towards the south. The EP record shows how summer insolation on a millennial scale contributes to the strengthening of GI events, for the records of Peru and Colombia.

References

1. Abreu, L. et al. Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Mar. Geol.* 196, 1-20, doi:10.16/S0025-3227(03)00046-X (2003).
2. Adam, O. et al. Seasonal and Interannual Variations of the Energy Flux Equator and ITCZ. Part I: Zonally Averaged ITCZ Position. *American Meteorological Society*, V 29 (9), 3219: 3230 (2016)
3. Arbuszewski, J.A. et al. Meridional shifts of the Atlantic intertropical convergence zone since the Last Glacial Maximum. *Nat. Geosci.* 6, 1–4. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1961> (2013)
4. Arias, P.A. et al. A correlated shortening of the North and South American monsoon seasons in the past few decades. *Clim. Dynam.* (45), 3183-3203 (2015)
5. Baker, P.A. et al. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science* 291, 640 e 643 (2001)
6. Bernal, J.P. et al. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* 450, 186–196 (2016)
7. Bogota-A, R.G. et al. Rapid climate change from North Andean Lake Fúquene pollen records driven by obliquity: implications for a basin-wide biostratigraphic zonation for the last 284 ka. *Quaternary Science Reviews*, v30, p 3321-3337, (2011)
8. Böhm, E. et al. Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature*, 517, 73-76 (2015)
9. Bustamante, M.G. et al. Holocene changes in monsoon precipitation in the Andes of NE Peru based on $\delta^{18}\text{O}$ speleothem records. *Quaternary Science Reviews* 146, 274-287 (2016)
10. Cheng, H., et al. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nat. Commun.* 4, 1e6. <http://dx.doi.org/10.1038/ncomms2415> (2013).
11. Chiang, J. & Bitz, C. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Clim. Dynam.* 25, 477–496 (2005).
12. Claussen, M. Holocene rapid land cover change: evidence and theory. In: Battarbee, R., Binney, H. (Eds.), *Natural Climate Variability and Global Warming*. Wiley-Blackwell, Chichester, pp. 232e253. (2008)
13. Cruz, F.W. et al. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature* 434, 63e66. <http://dx.doi.org/10.1038/Nature03365> (2005)
14. Cruz, F.W. et al. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth Planet. Sci. Lett.* 248, 494e506 (2006)
15. Cruz, F.W. et al. 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* 71: 2250–2263 (2007)
16. Deplazes, G. et al. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. *Nat. Geosci.*, 6 (3), pp. 213-217, 10.1038/ngeo1712 (2013)
17. Dubois, N. et al. Millennial-scale Atlantic/East Pacific sea surface temperature linkages during the last 100,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 134 –142 (2014)

18. Escobar, J. et al. A ~43-ka record of paleoenvironmental change in the Central American lowlands inferred from stable isotopes of lacustrine ostracods *Quat. Sci. Rev.*, 37, pp. 92-104, 10.1016/j.quascirev.2012.01.020 (2012)
19. Fiorella, R. P. et al. A Spatiotemporal variability of modern precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in the central Andes and implications for paleoclimate and paleoaltimetry estimates *J. Geophys. Res.*, 4630–4656, doi:10.1002/2014JD022893 (2015)
20. Fornace, K.L. et al. 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 Planet. Sci. Lett.* 408, 263e271. (2014).
21. Friedman, I. & O'Neil, J.R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: Data Geochemistry, sixth ed. U.S. Geological Survey Professional Paper 440 (1977)
22. Groot, M. H. et al. Ultra-high resolution pollen record from the northern Andes reveals rapid shifts in montane climates within the last two glacial cycles. *Climate of the Past*, v 7, p. 299-316, (2011)
23. Haug, G.H. et al. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science* 293, 1304e1308 (2001)
24. Henry, L.G. et al. North Atlantic ocean circulation and abrupt climate change during the last glaciation. *Science* 353, 6298 (2016)
25. Jaeschke, A. et al. 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* 22, PA4206. doi:10.1029/2006PA001391 (2007)
26. Kanner, L. C. et al. High-latitude forcing of the South American summer monsoon during the last glacial. *Science* 335, 570–573 (2012)
27. Kanner, L.C. et al. 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 Review*. 75 (1), 1 – 10 (2013)
28. Kienast, M. et al. Eastern Pacific cooling and Atlantic overturning circulation during the last deglaciation. *Nature* 443, 846–849 (2006)
29. Koutavas, A. et al. El Niño-like pattern in ice age tropical pacific sea surface temperature. *Science* 297, 226–230 (2002)
30. Lachniet, M. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen isotope values. *Quaternary Science Review* 28, 412e432 (2009)
31. Lachniet, M. et al. Late Quaternary moisture export across Central America and to Greenland: evidence for tropical rainfall variability from Costa Rican stalagmites. *Quaternary Science Reviews* 28 3348–3360 (2009)
32. Lea, D.W. et al. Climate Impact of Late Quaternary Equatorial Pacific Sea Surface Temperature Variations. *Science* 289, 1719 (2000)
33. Lea, D.W. et al. Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca
34. and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews* 21, 283–293 (2002)

35. Leduc, G. et al. Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes. *Nature* 445, 908–911 (2007)
36. Marengo, J.A.L. et al. Review: recent developments on the South American monsoon system. *Int. J. Climatol.* 32, 1e21 (2012)
37. McGee, D. et al. Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the last glacial maximum, Heinrich stadial 1, and the mid-holocene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 390 (C), pp. 69–79, 10.1016/j.epsl.2013.12.043 (2014)
38. Mollier-Vogel, E. et al. Rainfall response to orbital and millennial forcing in northern Peru over the last 18 ka. *Quaternary Science Review* 76, 29e38 (2013)
39. Moreno, A. et al. Saharan dust transport and high-latitude glacial climatic variability: the Alboran Sea record. *Quat. Res.* 58, 318e328 (2002)
40. Mulitza, S. et al. Synchronous and proportional deglacial changes in Atlantic meridional overturning and northeast Brazilian precipitation. *Paleoceanography*, 32, pp. 622–633, 10.1002/2017PA003084 (2017)
41. Novello, V. F. et al. A high-resolution history of the South American Monsoon from
42. Last Glacial Maximum to the Holocene. *Sci. Rep.* 7, 44267; doi: 10.1038/srep44267 (2017)
43. Peterson, L. C. et al. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science* 290, 1947–1951 (2000)
44. Philander, S.G. et al. Why the ITCZ is Mostly North of the Equator. *Journal of Climate*, Vol 9, 2958:2972. (1996).
45. Poveda G. et al. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 234:3–27 (2006)
46. Rasmussen, S.O. et al. 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 Review*, 106, 14e28 (2014)
47. Sakamoto, M.S. et al. Moisture sources and life cycle of convective systems western Colombia. *Adv. Meteorol.* 2011:1–11. doi: 10.1155/2011/890759 (2011)
48. Schmidt, W. et al. Links between salinity variation in the Caribbean and North Atlantic thermohaline circulation. *Nature* (428), 160 – 163 (2004)
49. Schmidt, M.W. et al. Western Caribbean sea surface temperatures during the late Quaternary. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7, Q02P10. doi:10.1029/2005GC000957 (2006)
50. Schneider, T. et al. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, 13636 (1 - 9) (2014)
51. Strikis, N.M. et al. South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic. *PNA*, pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1717784115 (2017)
52. Van Breukelen, M. R., et al. Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 275, 54–60 (2008)
53. Vimeux, F. et al. What are the climate controls on dD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 240, 205–220, (2005).

54. Vuille, M. & Werner, M. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability - observations and model results. *Climatology Dynamic*, 25, 401-413, doi:10.1007/s00382-005-0049-9, (2005)
55. Wang, X., et al. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophysical Research Letters* 34, L23701. doi:10.1029/2007GL031149. (2007)
56. Zhang, C.M. et al. Different precipitation patterns across tropical South America during Heinrich and Dansgaard-Oeschger Stadials *Quat. Sci. Rev.*, 177, pp. 1-9, 10.1016/j.quascirev.2017.10.012 (2017)

Figure 1. Comparison of continental records between 100 k BP to the present. a) NGRIP (Rasmussen et al, 2014), b) Reflectance in the Cariaco Basin (Venezuela) (Deplazes et al, 2013); c) Record of $\delta^{18}\text{O}$ in speleothems of El Peñon (Colombia)), in red curve of summer insolation for the month of June at 10°N ; d) % AP of the Fuquene lagoon (Colombia) (Groot et al, 2014); e) $\delta^{18}\text{O}$ from El Terciopelo cavern (Costa Rica) (Lachniet et al, 2009); f) Record of $\delta^{18}\text{O}$ in the El Diamante cavern (Peru) (Cheng et al, 2013); g) Record of $\delta^{18}\text{O}$ of the Botuvera cavern, southeast of Brazil, with insolation curve for the month of February at 30°S

Figure 2. Comparison for the record between 100 ky to the present. a) Record of $\delta^{18}\text{O}$ of foraminifera of the NGRIP (Rasmussen et al, 2014), b) Reflectance in the Cariaco Basin (Venezuela) (Deplazes et al, 2013), c) Record of $\delta^{18}\text{O}$ in speleothems of El Peñon (Colombia), in red curve of summer insolation for the month of June at 10°N ; d) North Atlantic ϵNd record from Bermuda (Böhm et al, 2014); e) Pa / Th curve of the North Atlantic (Bermuda) (Böhm et al, 2014); f) Variation curve of the Western Caribbean SST (ODP999A) (Schmidt et al, 2006); g) Variation curve of the Eastern Equatorial Pacific SST (Dubois et al, 2014)

Figure 3. Comparison between a) NGRIP (Rasmussen et al, 2014); b) Reflectance of the Cariaco basin (Deplazes et al, 2013); c) $\delta^{18}\text{O}$ of El Peñon with insolation curve for December at 10 ° S; d) $\delta^{18}\text{O}$ Pacupahuain cave (Peru) (Kanner et al, 2012); e) $\delta^{18}\text{O}$ Paraiso cave (Brazil); f) Pa / Th variations of Bermuda Rise (Henry et al, 2016; Böhm et al, 2014). The GI, GS and HS events are marked for the periods MIS5 and MIS3

Supplementary Information for

**The impact of the intertropical convergence zone on the South American
monsoon rainfall during last glacial period based on speleothem isotope
records from Colombia**

Figure S1. Location of El Peñon in the central eastern region of Colombia, on the eastern cordillera.

Figure S2. Deposition intervals of studied stalagmites of Caracos cave for the last 105 thousand years. The U / Th ages are highlighted for each stalagmite sample plotted on the Y-axis

Figure S3. Monthly precipitation compared to the d18O values for each month at the Bogota station

Figure S4: Local precipitation and $\delta^{18}\text{O}$ at el Peñón for the period from 15/12/2012 to 12/12/2014 on a) seasonal and b) weekly timescales.

Figure S5: Monthly degree of rainout upstream (DRU) and $\delta^{18}\text{O}$ at el Peñón for the period from 15/12/2012 to 12/12/2014 on seasonal timescale.

Figure S6. The panels on the left show the percentage of back-trajectories that pass through each grid point during DEF-MAM-JJA-SON from 01/06/2012 to 05/31/2014. The back-trajectories were started at 6.080 ° N, -73.830 ° W, 1500 m above ground level (~ 750hPa). The panels on the right show the average clusters and the percentage of rollbacks included in each cluster.

Figure S7. Spatial correlation between monthly $\delta^{18}\text{O}$ at IAEA station Bogotá (yellow dot) station and regional precipitation (GPCC V7; Schneider et al., 2011) between 1971 and 2009

Figure S8: Spatial correlation between monthly $\delta^{18}\text{O}$ at IAEA station Bogotá (yellow dot) station and regional precipitation (GPCC V7; Schneider et al., 2011) between 1971 and 2009 for a) March, April and May and b) September, October and November. Only pixel with significant correlation are shaded (p < 0.05).

Figure S9. Comparison El Peñon record (c), with continental records of Central America and Brazil. It is observed that in the records from Mexico, Guatemala and Colombia, there is a rainfall anomaly for the LGM period. HS1 shows rainfall reduction conditions in the registries of Central America, Cariaco (Venezuela) and Jaraguá (Brazil)