UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental

**CARSTE E CAVERNAS NO BRASIL: DISTRIBUIÇÃO, DINÂMICA ATUAL E
REGISTROS SEDIMENTARES, BREVE HISTÓRICO E ANÁLISE CRÍTICA
DAS PESQUISAS REALIZADAS NO ÂMBITO DO IGc USP**

Ivo Karmann

Sistematização crítica de parte da obra do Candidato apresentada ao Concurso para obtenção do Título de Livre Docente junto ao Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, na área de conhecimento: geologia, hidrologia e geomorfologia de sistemas cársticos.

São Paulo

2016

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

Karmann, Ivo

Carste e cavernas no Brasil: distribuição, dinâmica atual e registros sedimentares, breve histórico e análise crítica das pesquisas realizadas no âmbito do IGc USP / Ivo Karmann. - São Paulo, 2016.

62 p.: il. + anexos

Tese (Livre-Docência) : IGc/USP

1. Sistema cárstico 2. Cavernas 3. Registros sedimentares no carste 4. Brasil I. Título

Sumário

	Página *
1. Introdução	01
1.1 Apresentação do tema	01
1.2 Objetivos	02
2. Histórico	02
3. Apresentação sistemática e discussão de parte da obra	06
3.1- Geomorfologia do carste	06
3.2 Geoespeleologia e distribuição de cavernas no Brasil	13
3.3 Hidrogeoquímica do carste e sua dinâmica atual	27
3.4 Registros sedimentares no carste – contribuição à geologia e paleoclimatologia do Quaternário	36
3.4.1 Sedimentos químicos – espeleotemas	36
3.4.2 Sedimentos clásticos em cavernas	41
3.5 Hidrologia do sistema cárstico – contribuição ao estudo do aquífero	46
4. Considerações finais e perspectivas de pesquisa	50
5. Referências bibliográficas	54

* Número da página refere-se à sequência de texto excluindo a paginação dos anexos

Lista de figuras

	Pag.
Figura 1 – Distribuição das unidades geológicas de rochas carbonáticas (Bizzi <i>et al.</i> , 2001) e cavernas no Brasil (CECAV, 2012). A faixa carbonática no estado do Pará corresponde à Formação Itaituba.	14
Figura 2 - Exemplo de padrão em rede labiríntica de caverna do Grupo Bambuí, Lapa Sem Fim, Luislândia, MG. A escala gráfica corresponde a 50 m.	18
Figura 3 - Exemplos de padrões planimétricos de cavernas do Grupo Una, BA. Toca da Boa Vista, Campo Formoso e Lapa Doce, Iraquara, BA (Auler e Rubbioli, 2001)	19
Figura 4 - Exemplos de padrões planimétricos de cavernas na unidade carbonática do Grupo Açunguí, Iporanga, vale do Ribeira, SP. (Karmann e Ferrari, 2002)	21
Figura 5 – Exemplo de morfologia em seção, caverna Água Suja, Iporanga, SP. (Karmann e Ferrari, 2002)	22
Figura 6 – Caverna Buraco das Abelhas, Jardim, MS. Exemplo de sistema de condutos freáticos em desenvolvimento no aquífero cárstico. A entrada do sistema é uma nascente temporária (mapa de Barroco et al 2012).	23
Figura 7 – Caverna Lago Azul, Bonito, MS. Mapa e seção, extraído de Boggiani et al.(2009)	24
Figura 8 - Caverna Dente de Cão, Bodoquena, MS. Escala gráfica de 50 m.	25
Figura 9 - Distribuição de cavernas e rotas de fluxo da água subterrânea no sistema Pérolas Santana, bacia do rio Betari, Iporanga, SP.	47

Lista de anexos – artigos publicados

Anexo 1 – pg. 08

KARMANN, I.; FERRARI, J. A., 2002. “Carste e cavernas do Parque estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), sul do estado de São Paulo”. *In*: Carlos Schobbenhaus; Manfredo Winge; Mylene Berbert Born. (Org.). SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL, 1ª ed. Brasília: DNPM - Departamento Nacional da Produção Mineral, p. 401-413.

Anexo 2 – pg. 08

KARMANN, I.; PEREIRA, R. G. F.; MENDES, L. F., 2002. “Poço Encantado, Chapada Diamantina (Itaete), BA - Caverna com lago subterrâneo de rara beleza”. *In*: Carlos Schobbenhaus, Diogenes de Almeida Campos, Emanuel Teixeira de Queiroz, Manfredo Winge e Myléne Luiza Cunha Berbert-Born (Org.). SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL. DNPM - Departamento Nacional da Produção Mineral, p. 491-498.

Anexo 3 – pg. 10

SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I., 2007a. Geomorphological map of the Serra da Bodoquena karst, west-central Brazil. *Journal of Maps*, v. 2007, p. 282-295.

Anexo 4 – pg. 10

SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I.; WANG, X.; EDWARDS, L.; CHENG, H., 2006. “Neotectônica vs. clima na submersão de cavernas na Serra da Bodoquena, MS. *In*: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju, SE. *Anais*, ST06: AO-462, p. 122.

Anexo 5 – pg. 12

SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I., 2007b. “Dolinas em arenitos da Bacia do Paraná: evidências de carste subjacente em Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR)”. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, p. 551-564.

Anexo 6 – pg. 30

KARMANN, I.; CRUZ JR., F. W.; SIAL, A. N.; VIANA JR., O.; 2001. Tests for isotopic equilibrium in stalagmites and temperature dependence of $\delta^{18}O$ of modern calcite from karst areas in Brazil”. *In*: South American Symposium on Isotope Geology, 3, 2001, Pucón, Chile. *Revista Comunicaciones: una revista de geología andina*, Santiago, n. 52, p. 105.

Anexo 7 – pg. 32

CRUZ JR., F. W.; KARMANN, I.; MAGDALENO, G. B.; COICHEV, N.; VIANA JR., O., 2005a. “Influence of hydrological and climatic parameters on spatial-temporal variability of fluorescence intensity and DOC of karst percolation waters in the Santana Cave System, Southeastern Brazil”. *Journal of Hydrology*, v. 302, n. 1-4, p. 1-12.

Anexo 8 – pg.34

CRUZ JR., F. W.; KARMANN, I.; VIANA JR., O.; BURNS, S.; FERRARI, J.A.; VUILLE, M.; SIAL, A. N.; MOREIRA, M. Z., 2005b. “Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: implications for paleoclimate inferences from speleothems”. *Chemical Geology*, Amsterdam, v. 220, n. 3-4, p. 245-262.

Anexo 9 – pg. 34

KARMANN, I.; CRUZ F. W.; VIANA JR., O.; BURNS, S. J. 2007. Climate influence on trace element geochemistry of waters from Santana-Pérolas cave system, Brazil. *Chemical Geology*, v.244, p. 232-247.

Anexo 10 – pg. 38

CRUZ JR., F. W.; BURNS, S.; KARMANN, I.; SHARP, W.; VUILLE, M.; FERRARI, J.A.; DIAS, P. L. S.; VIANA JR., O., 2005c. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116 ky in subtropical Brazil. *Nature*, v. 434, p. 63-66.

Anexo 11 – pg. 38

CRUZ JR., F. W.; BURNS, S.; KARMANN, I.; SHARP, W.; VUILLE, M., 2006a. “Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the Late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems”. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 248, p. 495-507.

Anexo 12 – pg. 43

LAUREANO, F.V.; KARMANN, I; GRANGER, D.E; AULER, A.S.; ALMEIDA, R.P., CRUZ JR, FW; STRÍCKS, N. M.; NOVELLO, V.F. 2016. Two million years of river and cave aggradation in NE Brazil: implications for speleogenesis and landscape evolution. *Geomorphology* (em revisão).

RESUMO

Apresenta-se a discussão e análise crítica de um conjunto representativo dos resultados e das atividades de pesquisa referentes à carreira científica e docente do candidato ao Concurso de Livre Docência junto ao Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. A trajetória de pesquisa do candidato no período de 1994 a 2016 teve como meta geral a implantação e desenvolvimento da linha de pesquisa em geologia de sistemas cársticos junto à graduação e pós-graduação deste Instituto. Considerando o caráter sistêmico, a pesquisa foi planejada e compartimentada de acordo com os subsistemas que compõem o carste, ou seja: o sistema geomórfico (inclui o espeleológico), o geoquímico, o hidrológico e o sedimentológico. Seguindo estes principais temas que compõem as questões científicas do sistema cárstico, os trabalhos iniciaram-se com o estudo da geomorfologia de terrenos cársticos em áreas representativas das principais unidades de rochas carbonáticas e em ambientes tectônicos distintos: as rochas carbonáticas do Grupo Acunguí, com evolução geomórfica fortemente condicionada pela tectônica cenozóica da serra do mar, em contraste com as rochas carbonáticas do Grupo Una, no ambiente tectônico do Cráton do São Francisco, e ainda, um ambiente de transição entre os anteriores, as rochas carbonáticas da Serra da Bodoquena. Obtiveram-se assim os diferentes padrões de relevo cárstico, característicos de cada unidade geológica. As pesquisas do relevo foram integradas ao estudo da ocorrência e desenvolvimento de sistemas de cavernas devido ao condicionamento do relevo pela drenagem subterrânea na maioria dos terrenos cársticos. O sistema químico relativo ao carste foi abordado visando a obtenção de parâmetros quantitativos de taxas de erosão química em bacias de rochas carbonáticas, assim como, dos controles geoquímicos e ambientais, principalmente dos isótopos estáveis do O e C e elementos menores, Mg e Sr, da percolação vadosa em sistemas cársticos e seus depósitos associados de carbonato de cálcio secundário em cavernas. Relações entre origem da umidade e efeitos de quantidade de chuva foram avaliadas em relação ao efeito sobre o $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ de depósitos químicos em cavernas. Estas relações foram utilizadas para calibrar interpretações paleoclimáticas em estalagmites do Brasil, as quais representam atualmente os registros continentais contínuos mais antigos de paleopluviosidade da América do Sul (últimos 120 mil anos). Os resultados obtidos consolidaram a linha de pesquisa, conforme é documentado com publicações anexadas. Os sedimentos clásticos preservados nas cavernas da Chapada Diamantina, BA, revelaram um registro que atinge cerca de 2 milhões de anos de agradação fluvial subterrânea associada à variações do nível de base em ambiente de taxa de erosão baixa (estimada em 2m/milhão de anos). São discutidos ainda exemplos de integração de pesquisas multidisciplinares, como a geocronologia da megafauna pleistocênica e sua possível associação com humanos, a partir dos estudos de sedimentos clásticos em cavernas do vale do Ribeira, e a hidrologia de sistemas cársticos, com determinação de parâmetros hidrodinâmicos a partir de hidrogramas de nascentes cársticas.

ABSTRACT

We present a critical discussion and analysis of a representative set of results and research activities related to the scientific and teaching career of the candidate for the Habilitation Contest (as Associate Professor) within the Department of Sedimentary and Environmental Geology of the Geosciences Institute of the University of São Paulo. The candidate's research trajectory in the period 1994-2016 had as a general goal the implementation and development of the research line in karst geology in undergraduate and graduate programs of the Institute. Given the systemic nature of karst, the research was planned and compartmentalized according to the subsystems that make up the karst, ie the geomorphic, geochemical, hydrological (including the Speleological) and sedimentological systems. Following these major themes that make up the scientific issues of the karst system, the work began with the study of the geomorphology of karst terrains in representative areas of the main units of carbonate rocks and in different tectonic environments. Therefore, the carbonate rocks of the Acungui Group, with a geomorphic evolution strongly conditioned by the Cenozoic up lift tectonics of the Serra do Mar, in contrast to the carbonate rocks of the Una Group, in a tectonic setting of the São Francisco craton (very slow uplift) were studied, as well as, a transitional environment between the previous ones, the carbonate rocks of the serra da Bodoquena have been investigated, resulting in different patterns of karst topography according to the geologic unit. The incidence of surface topographic features was related to underground drainage and cave systems, represented in karst maps. The chemical system was approached in order to obtain quantitative parameters of chemical denudation rates of carbonate rock basins, as well as, the geochemical and environmental controls, especially of stable isotopes of O and C and minor elements (Mg and Sr), of the vadose percolation system and the associated secondary deposits of calcium carbonate in caves. Relations between source of moisture and rainfall effects were evaluated for the effect on the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of chemical deposits in caves. These relationships were used to calibrate paleoclimatic interpretations based on stalagmites from Brazil, which currently represent the oldest continuous records of paleopluviosity in South America (last 120,000 years). These results consolidated the research line, as exemplified with attached publications. The siliciclastic sediments preserved in caves of the Chapada Diamantina, BA, revealed a record that reaches about 2 million years of underground river aggradation (using the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ burial dating method) associated with changes in the base-level and environment of low erosion rate (estimated at 2m / million years). Furthermore, multidisciplinary studies of cave sediments of the Upper Ribeira valley (Sao Paulo) also supported new findings of the dating of the extinct South American Megafauna and its possible association with humans. Finally, some advances in the hydrology of karst systems are presented, discussing the determination of hydrodynamic parameters (groundwater residence time, aquifer conduit morphology, input pulse response) from time series analysis of pluviosity and discharge of karst springs in the Ribeira karst.

1. Introdução

1.1 Apresentação do tema

Terrenos cársticos representam áreas da superfície terrestre pertencentes a um sistema natural da dinâmica superficial e da circulação de águas subterrâneas, que envolve como materiais, rochas solúveis, e como processos principais, a dissolução, erosão química e incremento da permeabilidade terciária (condutos) das rochas com o tempo.

O sistema cárstico, do ponto de vista geocientífico, pode ser compartimentado em quatro subsistemas, ou áreas de conhecimento: o sistema de relevo (geomorfológico); o químico (as reações de interação água-rocha); hidrológico (a absorção, reservação e transmissão de água) e o deposicional (deposição e preservação de sedimentos químicos e clásticos).

No contexto geomórfico, o sistema cárstico constitui um conjunto de formas de relevo, onde o processo essencial é a substituição total ou parcial de sistemas de drenagens fluviais por redes de bacias de drenagem centrípeta. Neste processo, desenvolvem-se pontos de absorção (sumidouros) do escoamento superficial, em resposta ao aumento da capacidade de infiltração e transmissão da água subterrânea. Neste quadro surgem feições típicas com vales cegos, dolinas, cenotes, vales de abatimento, pavimentos cársticos poljes e outras formas. O modelado cárstico é um típico exemplo da ação geomorfológica da água subterrânea, como é tratado em Higgins e Coates (1990).

Do ponto de vista geoquímico, o carste é visto através das reações do sistema químico formado pelos minerais solúveis em águas naturais, seus solventes e processos de dissolução e os produtos destas reações, ampliando a porosidade e gerando depósitos de minerais secundários (espeleotemas) em variados ambientes do sistema cárstico, desde a zona vadosa até a freática. Ressalta-se aqui a ação biogênica na produção de agentes corrosivos através da ação de bactérias no sistema (Hill, 2000).

Em relação à hidrologia, a característica que distingue o sistema cárstico dos demais aquíferos é a transformação de parte do sistema fissurado (aquífero de fraturas) em aquífero de condutos, consequência do desenvolvimento de permeabilidade terciária. Neste processo de interação entre fatores hidrológicos, químicos e geológicos, e consequente ampliação da porosidade terciária, ocorre a espeleogenese, responsável pela instalação de cavernas, que constituem trechos acessíveis ao ser humano da rede de drenagem subterrânea do aquífero cárstico. Devido ao fato de que o sistema de condutos

confere poros de elevado volume às rochas, estes aquíferos são altamente produtivos, representando um importante recurso hídrico subterrâneo.

Apesar do sistema cárstico representar um ambiente dominado por processos erosivos, tanto químicos como mecânicos, localmente pode desenvolver sítios deposicionais. A deposição de minerais secundários na porosidade cárstica tende a preencher os espaços previamente abertos pela dissolução, principalmente quando expostos na zona vadosa, onde pode ocorrer intensa sedimentação química, gerando os espeleotemas. Por outro lado, a movimentação de materiais detríticos através dos espaços vazios pode deixar testemunhos de sedimentos clásticos, gravitacionais ou fluviais, os quais acabam sendo preservados dos processos erosivos da superfície, representando, portanto, importantes testemunhos sedimentares da evolução do relevo e de eventos do Quaternário.

1.2 Objetivos

No contexto dos temas acima apontados, a presente sistematização crítica tem como objetivo apresentar e discutir alguns dos principais resultados obtidos em relação ao estudo geológico de sistemas cársticos no Brasil, no âmbito das pesquisas desenvolvidas junto ao Instituto Geociências da Universidade São Paulo, pelo candidato, inserido no grupo de pesquisas em sistemas cársticos.

A sistematização é apresentada através do comentário e análise crítica de conceitos e publicações referentes aos temas de pesquisa, abordando os seguintes tópicos:

- Geomorfologia do carste
- Geoespeleologia e distribuição de cavernas no Brasil
- Geoquímica e dinâmica atual do sistema do sistema cárstico
- Registros sedimentares no carste – contribuição a geologia do Quaternário
- Hidrologia do carste

2. Histórico

As atividades do candidato em cavernas iniciaram-se através da participação em grupos de exploração espeleológica. Acompanhando o espeleólogo Guy Collet, da Sociedade Brasileira de Espeleologia, teve sua iniciação na espeleologia e oportunidade de participar da descoberta e exploração de cavernas e sítios arqueológicos na região de

Iporanga e Apiaí, sul de São Paulo. O interesse científico nas cavernas surgiu principalmente por influência dos estudantes da graduação em geologia da USP, Geraldo Gusso (Peninha) e Mauro Stavale, nos anos de 1974 a 79, período no qual o candidato participou de expedições do CEU (Centro Excursionista Universitário da USP, formado principalmente por estudantes), explorando e mapeando as grandes cavernas na região de São Domingos, Goiás. Foram as discussões e conversas com o amigo Geraldo e as palestras do Prof. Sergio Estanislau do Amaral que levaram o candidato a entrar na graduação em Geologia, eram muitas as perguntas não respondidas e cada vez mais cavernas descobertas.

Na graduação, as explorações espeleológicas continuaram, e deram origem ao primeiro projeto de Iniciação Científica do candidato, sob orientação do Prof. Dr. Thomas Fairchild, e apoio da FAPESP (auxílio à pesquisa e bolsa de Iniciação Científica), com o estudo multidisciplinar da caverna dos Ecos, em Corumbá de Goiás (GO), na época com os maiores vãos livres subterrâneos conhecidos. Tardamente os resultados foram publicados em Karmann et al. (2001). Em seguida foram descobertos os sítios paleontológicos nos abismos do Fóssil e Ponta de Flecha (entre 1979 e 1982), região do vale do Betari, Iporanga, onde o candidato participou de projetos paleontológicos, realizando o mapeamento e estudo geológico das cavernas e depósitos sedimentares, com bolsa de IC, sob orientação do Prof. Dr. Oscar Rosler. (Barreto et al, 1982). Nestas pesquisas foi revelado um rico material paleontológico de espécies extintas da Megafauna pleistocênica, incluídos nos acervos do Museu de Zoologia da USP e Instituto de Geociências da USP.

Em 1982 o candidato iniciou as atividades didáticas e sua carreira acadêmica junto ao Departamento de Geologia Geral do Instituto de Geociências da USP, na qualidade de Auxiliar de Ensino, participando das disciplinas Fotogeologia, Geologia Estrutural e Geologia Geral. Em parceria com a Prof. Dra. Eleonora Trajano, do Instituto de Biociências, criou em 1988 a disciplina optativa Espeleologia, de responsabilidade interinstitucional, oferecida para o curso de Biologia e Geologia. Representou a primeira disciplina na área dos estudos de cavernas oferecida no nível de graduação no Brasil. Posteriormente esta disciplina foi reformulada, e denominada Geologia de Terrenos Cársticos, passando para responsabilidade do Instituto de Geociências, mas mantendo vagas para alunos do Instituto de Biociências, Departamento de Geografia e 4 vagas para a graduação de todas unidades da Universidade.

A dissertação de mestrado foi apresentada em 1987 (Karmann, 1987), onde foi realizado o mapeamento geológico, análise estratigráfica e estrutural das rochas

metassedimentares de baixo grau da bacia proterozóica do Grupo Rio Pardo, sul do estado da Bahia, sob orientação do Prof. Dr. Roland Trompette.

A dedicação total ao estudo do carste foi retomada em 1988, através dos trabalhos relativos à obtenção de dados para a tese de doutoramento do candidato, envolvendo o mapeamento geoespeleológico de sistemas de cavernas nas faixas carbonáticas da bacia do rio Betari, Iporanga, SP, mapeamento geomorfológico e monitoramento hidrológico e hidroquímico, por um ano hidrológico, da nascente cárstica do sistema de cavernas Pérolas - Santana, importante tributário subterrâneo do rio Betari. Estas atividades contaram com projetos de auxílio à pesquisa da FAPESP, concedidos ao Prof. Dr. Aldo da Cunha Rebouças, na época, grande incentivador das pesquisas geoespeleológicas e hidrológicas do carste. A tese teve como objetivos elaborar um modelo espeleogenético dos sistemas de cavernas, integrado com a evolução do relevo cárstico e a dinâmica erosiva atual do sistema Pérolas Santana, através do cálculo da taxa de erosão química da bacia associada ao sistema. A tese foi orientada pelo Prof. Derek Ford, da McMaster University (Hamilton, Canadá), onde o candidato cumpriu os créditos referentes ao doutoramento no exterior, incluindo o exame de qualificação (comprehensive examination). A cooperação com a equipe do Prof Derek (1991 a 1993) permitiu trazer equipamentos para o monitoramento hidrológico (linígrafos e medidores de parâmetros hidroquímicos), na época de difícil aquisição no Brasil, além da sua participação em parte do trabalho de campo. Junto à McMaster, o candidato teve a oportunidade de acompanhar as pesquisas sobre geocronologia de carbonato de cálcio depositado em cavernas e geoquímica isotópica do sistema deposicional de espeleotemas, com cursos e trabalhos de laboratório. Os trabalhos de campo no vale do Ribeira (SP) e laboratório contaram com a colaboração de alunos de IC e voluntários de grupos de espeleologia. Nesta época participou da criação do Grupo da Geo de Espeleologia, formado principalmente por alunos do IGc, os quais intensamente participaram do mapeamento de cavernas.

A tese foi defendida em 1994 (Karmann, 1994), sob orientação do Prof. Dr. Georg Robert Sadowski, pelo programa de pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica do IGcUSP. Em seguida o candidato iniciou as atividades de orientação, com a criação da linha de pesquisa em sistemas cársticos, junto a este programa de pós-graduação, em 1995. Foram desenvolvidas dissertações e teses abrangendo a geoespeleologia, geomorfologia e hidrologia de sistemas cársticos em várias regiões do Brasil, com destaque ao carste do Grupo Una, Bahia.

Durante o período do doutoramento, foi criada a disciplina de graduação Geologia de Terrenos Cársticos (GSA 0289, comentada acima) e posteriormente a de pós-graduação “Sistemas Cársticos”, sob responsabilidade do candidato.

Com a crescente procura por parte de alunos interessados na pós-graduação na então emergente linha de pesquisa em sistemas cársticos, surgiu a necessidade de mais orientadores no tema, para abranger os vários temas específicos. Inicia-se cooperação com Drs. José Antonio Ferrari, e William Sallun Filho, do Instituto Geológico da SMASP, para desenvolver as pesquisas na área da hidrologia e geomorfologia, e em seguida, com a entrada do Prof. Dr. Francisco William da Cruz, o grupo de pesquisa estabelece a área de paleoclimatologia do Quaternário com base em depósitos sedimentares em cavernas.

Atualmente a linha de pesquisa em sistemas cársticos, desenvolvida pelo candidato, junto ao Instituto de Geociências da USP, conta com vários orientadores e cooperação científica com docentes e pesquisadores de instituições e laboratórios nacionais e do exterior, aliados a uma significativa produção científica, comprovada por dissertações, teses e publicações.

No contexto do grupo de pesquisa, as atividades do candidato tem-se concentrado atualmente nos estudos relativos ao monitoramento da dinâmica atual do sistema de percolação vadosa associada à cavernas em rochas carbonáticas, enfatizando a geoquímica dos isótopos estáveis de O e C na interação rocha-água e a deposição de carbonatos secundários nas cavidades. Trabalhos na área de espeleogênese de aquíferos cársticos e sistemas de cavernas também estão sendo desenvolvidos pelo candidato, com orientação em andamento de mestrado e doutorado, com cavernas no Grupo Bambuí em Minas Gerais e oeste da Bahia.

3. APRESENTAÇÃO SISTEMÁTICA E DISCUSSÃO DE PARTE DA OBRA

Esta sistematização refere-se à parte da produção científica e formação de recursos humanos, desenvolvidos pelo candidato e referentes ao período de 1994 a 2016, junto ao Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, concentrados na linha de pesquisa de sistemas cársticos. É apresentada em itens seguindo os principais temas de pesquisa e a discussão de publicações.

3.1 Geomorfologia de terrenos cársticos no Brasil

As pesquisas desenvolvidas pelo candidato na área da geomorfologia tiveram como objetivo inicial aplicar os métodos da geomorfologia quantitativa e de processos sobre as principais áreas carbonáticas do Brasil, seguindo tendências internacionais de abordagem do tema, conforme Ford e Williams (1989). Desta maneira, iniciou-se um estudo sistemático de áreas de amostragem destas regiões carbonáticas. As publicações em anexo exemplificam alguns dos resultados e serão discutidas abaixo.

Grupo Açungui –Alto vale do rio Ribeira de Iguape, SP (Anexo 1 - Karmann e Ferrari, 2002),

O primeiro alvo foram as rochas carbonáticas do Açungui, Faixa Ribeira, através dos trabalhos relativos a tese de doutoramento do candidato (Karmann, 1994). Através da fotointerpretação (escala 1:25.000) e análise de base topográfica 1:10.000 foram produzidos mapas de compartimentação morfológica, onde pela primeira vez no estudo do carste brasileiro foi identificado o carste poligonal, através do traçado de divisores topográficos delimitando bacias de drenagem centrípeta, seguindo a metodologia de Williams (1971) e Day (1976). Estes resultados representaram, na época, um novo paradigma no estudo geomorfológico de áreas cársticas, pois estas bacias poligonais de drenagem centrípeta constituem um dos elementos fundamentais do relevo cárstico, até então não reconhecidas como tal, no Brasil. Este conceito geomorfológico foi demonstrado no volume da tese do candidato, publicado em Karmann e Ferrari (2002), anexo 1, e em seguida, amplamente aplicado em estudos geomorfológicos de terrenos cársticos no Brasil, sob orientação do candidato. (Cruz Jr., 1998; Pereira 1998, Ferrari et al. 1998, Sallun Filho, 2005, Hiruma et al 2007) .

Grupo Una, regiões das bacias geológicas Una- Utinga e Irecê, BA (Karmann, et al, 2002, Anexo 2)

A metodologia de mapeamento geomorfológico de terrenos cársticos acima citada, foi em seguida aplicada nos domínios das rochas carbonáticas do Grupo Una (Formação Salitre), em áreas de situação geológica distinta daquela encontrada no domínio da Faixa Ribeira, que ao contrário das altas amplitudes de relevo, apresenta

topografia suavemente ondulada sobre as rochas carbonáticas. A proposta foi comparar a evolução do relevo em domínios neotectônicos contrastantes, ou seja, taxas relativamente altas de soerguimento cenozóico, associada à tectônica da Serra do Mar (Faixa Ribeira), com terrenos em ambiente cratônico, com baixas taxas de soerguimento (região central da Bahia). Os resultados deste mapeamento foram apresentadas na dissertação de Pereira (1998) intitulada “Caracterização geomorfológica e geoespeleológica do carste da Bacia do Rio Una, Borda Leste da Chapada Diamantina (Município de Itaetê, Estado da Bahia)”, através do mapa de fenômenos cársticos da bacia do rio Una, região do município de Itaetê, BA. Foi demonstrada a ocorrência de carste poligonal no planalto carbonático de Itaetê, onde as bacias de drenagem centrípeta, imperceptíveis nas escalas dos mapas topográficos 1:100.000, foram identificadas em fotografias aéreas 1:60.000 e através de seções topográficas em campo. A amplitude topográfica destas feições varia em torno de alguns metros. As características da superfície cárstica foram quantificadas através de índices morfométricos, os quais permitem quantificar e comparar a intensidade do relevo sobre rochas carbonáticas. Parte destes resultados foram publicados em Karmann et al. (2002), **Anexo 2.**

ANEXOS

1 e 2

Carste e Cavernas do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), SP

Sistemas de cavernas com paisagens subterrâneas únicas

SIGEP 43

Ivo Karmann ¹

José Antônio Ferrari ²

O Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR) representa uma unidade de conservação com 35.102,8 ha, localizada na margem esquerda do alto curso do Rio Ribeira, sul do estado de São Paulo. Os terrenos cársticos do PETAR estão inseridos na faixa de transição entre o Planalto Atlântico e a Baixada Costeira, destacando-se pelos altos gradientes hidráulicos, recarga alogênica significativa e entalhamentos subterrâneos, com *canyons* vadosos de até 60 m, onde é comum a incidência de cavernas verticais (abismos) e gigantescos salões de abatimento. Na superfície destaca-se o carste poligonal com amplitudes altimétricas de até 300m. Este contexto imprime ao carste do Vale do Ribeira, um padrão contrastante com as demais áreas cársticas do Brasil. Entre cerca de 200 cavernas conhecidas na região do PETAR, ressalta-se a caverna Santana, com 6,5 km de condutos mapeados. As rochas carbonáticas da área pertencem ao Subgrupo Lajeado, do Proterozóico Médio. A importância ambiental desta área é suportada pela associação entre mata tropical, em grande parte preservada, e relevo de exceção, com sistemas de cavernas que abrigam paisagens subterrâneas únicas (grande variedade morfológica de espeleotemas) e sítios paleontológicos do Quaternário.

Karst and Caves of the Upper Ribeira Touristic State Park (PETAR), State of São Paulo - Cave systems and karst topography with an unique underground scenery

The Upper Ribeira Touristic State Park (PETAR-Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira) is a conservation unit with an area of 35,102.8 ha on the left margin of the upper reaches of the Ribeira river in southern São Paulo State. The karst here lies in the transition zone between the Atlantic Plateau and the Coastal Lowlands, and stands out for its steep hydraulic gradients, its important allogenic recharge and incised underground drainage with vadose canyons up to 60 m deep, where vertical caves or abysses and huge collapse halls are common. Polygonal karst with deep blind valleys and karst canyons occur at the surface, and this pattern distinguishes the Ribeira Valley karst from other Brazilian karst regions. Amongst the more than two hundred known caves, the Santana cave with 6.3 km of mapped passages is the most important. The carbonate rocks in the area belong to the Middle Proterozoic Lajeado Subgroup. The environmental importance of the area is due to the association between usually well-preserved tropical forest, exceptionally rugged relief, and cave systems whose unique underground scenery combines a wide variety of speleothem forms and Quaternary palaeontological sites.

INTRODUÇÃO

No cenário geral dos 5 a 7% do território brasileiro ocupados por terrenos cársticos (Karmann 1994), as faixas carbonáticas dos Grupos Açungui e Itaiacoca, no sudeste e sul do Estado de São Paulo e nordeste do Paraná, ocupam uma posição de destaque por sustentarem feições cársticas únicas e depósitos sedimentares associados. No contexto dos metassedimentos do Grupo Açungui, o PETAR (Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira) representa uma unidade de conservação que abriga uma significativa amostra da variedade morfológica do carste da região serrana do vale do rio Ribeira, em ambiente subtropical úmido, com serras e vales recobertos por densa floresta, popularmente conhecida como Mata Atlântica (Karmann *op. cit* e Ferrari *et. al.* 1999).

O presente sítio geológico é marcado por um exuberante patrimônio geomorfológico e espeleológico, com feições típicas, como carste poligonal, cones e *canyons* cársticos, vales fluviais profundos, escarpamentos rochosos com pórticos de cavernas, sistemas de drenagem subterrânea com grande variedade espeleomorfológica, e cavernas com sítios paleontológicos do Quaternário.

O PETAR representa o extremo noroeste de uma sequência de unidades de conservação, que se inicia na zona costeira, com o Parque Estadual da Ilha do Cardoso, passando pela Serra do André Lopes, com o Parque Estadual de Jacupiranga e, finalmente o Petar e Parque de Intervalos, na zona de transição entre Planalto e Baixada do Ribeira.

LOCALIZAÇÃO

Acesso

O PETAR localiza-se no sul do Estado de São Paulo, abrangendo parte dos municípios de Iporanga e Apiaí (Figura 1). Partindo de São Paulo, seus acessos principais são através das rodovias SP 280 (passando por Apiaí) ou BR 116 (Régis Bittencourt), por Jacupiranga e Iporanga.

Situação geomorfológica

O PETAR encontra-se sobre o flanco sudeste da Serra de Paranapiacaba, com relevo montanhoso e amplitudes topográficas de até 700m. Esta área constitui a Serrania do Ribeira (IPT, 1981), representando a zona de transição entre o Planalto Atlântico, a noroeste do parque, com cotas entre 800 e 1200m, e a Baixada Costeira, a leste-sudeste com altitudes máximas em torno de 600m (Figura 2).

Figura 1. Localização do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR).

Figure 1. Localization of the Upper Ribeira State Park (PETAR).

Localizado na margem esquerda do médio a alto curso do rio Ribeira, a área do parque é drenada pelas bacias dos rios Betari, Iporanga e Pilões (Figura 1), os quais tem suas nascentes na borda do Planalto Atlântico (localmente denominado de Planalto de Guapiara), nas cotas entre 900 e 1100m, atingindo o Ribeira entre 80m e 70m. Pelo fato destas bacias drenarem a Serrania do Ribeira, os rios apresentam vales encaixados e perfis longitudinais de alto a médio gradiente, localmente encachoeirados. O rio Betari é um belo exemplo do comportamento hidráulico das drenagens principais da área: alto gradiente e capacidade erosiva com vales fechados nas rochas não carbonáticas e baixos gradientes com vales alargados e planícies de agradação, quando cruza as superfícies carbonáticas, como por exemplo, o Planalto do Lajeado.

Clima e vegetação

A área está inserida numa região climática de transição entre o clima quente das latitudes baixas e o clima temperado mesotérmico das latitudes médias, típico da região sul. Nimer (1977) classifica o clima da área como subquente e superúmido, sem estação seca. A média anual de precipitação para o período de 1970-

1996 é de 1663,3 mm, sendo que a estação chuvosa (outubro a março) concentra 1281,5 mm e a estação mais seca (abril a setembro), 681,8 mm. As médias térmicas anuais normalmente encontram-se entre 20° a 22° C. As amplitudes térmicas anuais são relativamente baixas, em grande parte devido à presença da vizinhança oceânica.

Na região, este clima permite o desenvolvimento da Floresta Perenifolia Higrófila Costeira (Alonso, 1977), que apresenta uma fisionomia alta e densa, consequência da variedade de espécies pertencentes a várias formas biológicas e estratos. Seus elementos mais altos podem alcançar de 25 a 30 metros. O grande número de lianas, epífitas, fetos arborescentes e palmeiras dá a esta floresta um caráter tipicamente tropical.

Situação geológica

O contexto geológico regional é o da Faixa Dobrada Apiaí, composta pela sequência metassedimentar supra-crustal vulcano-sedimentar,

Figura 2 – Compartimentação topográfica do setor norte do PETAR. Modificado de Ferrari *et. al.* 1999.

Figure 2 – Topographic compartmentation of the northern area of PETAR. Modified from Ferrari *et. al.* 1999.

Figura 3 – Mapa geológico do Petar adaptado de Campanha 1991 e IG 1999.

Figure 3 – Geologic map of the Petar, adapted from Campanha 1991 and IG 1999.

genericamente denominanda de Grupo Açungui, o qual é compartimentado em blocos tectônicos seguindo um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes com direções NE-SW (Campanha, 1991 e IG, 1999). O PETAR localiza-se no bloco tectônico do Lajeado, limitado a norte pelo lineamento Quarenta Oitavas e a sul pela falha da Figueira. Este bloco é ocupado pela seqüência metassedimentar de baixo grau metamórfico do Subgrupo Lajeado, composta por unidades pelíticas, psamíticas e carbonáticas, incluindo um corpo de gabro no topo. As rochas carbonáticas pertencem às Formações Bairro da Serra (metacalcarenitos e metacalcilutitos impuros calcíticos e dolomíticos), Mina de Furnas (metacalcarenitos e calcilutitos laminados) e Passa Vinte (metacalcarenitos dolomíticos). A primeira tem maior expressão em área, tanto no PETAR, como no Bloco Lajeado (Figura 3).

HISTÓRICO E MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Evidências arqueológicas identificadas por De Blasis e Robrahn (1998) na bacia do rio Betari, mostram que desde tempos pré-coloniais este vale representa uma rota de comunicação entre a baixada do Ribeira e o Planalto Atlântico. Em tempos históricos, esta rota também foi utilizada pelos primeiros exploradores do vale do Ribeira em busca de recursos minerais no planalto.

O carste do Alto Ribeira começou a ser descoberto pela ciência através de Richard Krone, naturalista que no princípio deste século investigou várias cavernas no Alto Ribeira em busca de material paleontológico, arqueológico e informações etnográficas. Seus relatos foram publicados em 1914 pela Comissão Geográfica e Geológica através do volume “Exploração do Rio Ribeira de Iguape” e posteriormente em Krone (1950), onde descreveu a descoberta de 41 cavernas e o achado de ossadas da megafauna pleistocênica, ressaltando a vocação turística e a beleza natural da região. Da expedição de 1908 resultou uma primeira iniciativa de preservar algumas cavernas na atual região do Núcleo Caboclos, com a desapropriação, em 1910, das áreas que envolvem as cavernas Pescaria, Monjolinho, Arataca e Chapéu.

A exploração sistemática e mapeamento das cavernas foi iniciada por grupos espeleológicos ligados à Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE) e técnicos do Instituto Geográfico e Geológico (atual Instituto Geológico da SMA), onde ressalta-se a publicação de Guimarães e LeBret (1966), intitulada “Grutas Calcárias – Estudos Espeleológicos no Vale do Alto Ribeira”.

A criação de uma unidade de conservação para proteger as cavernas e a mata, remonta a 1957, quando o Eng. de Minas José Epitácio Passos Guimarães, do Instituto Geográfico e Geológico, encaminhou uma proposta de parque estadual na região, a qual foi concretizada em 1958, através do Decreto Estadual no. 32.283, criando a entidade jurídica do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), com 35.712 ha. Em 1963 o Decreto 41.626 coloca o PETAR sob responsabilidade do Serviço Florestal do Estado (atual Instituto Florestal do Estado de São Paulo).

Em 1969 o PETAR perde 609,17 hectares através do Decreto 14.321, ficando com 35.102,83 ha, em função de interesses minerários na região.

Em 1983 foi encaminhada ao CONDEPHAAT uma proposta de tombamento do PETAR e de áreas adjacentes com importância científica e cênica, com o objetivo principal de ampliar a proteção do patrimônio espeleológico e incluir as cabeceiras dos rios de importantes sistemas de cavernas (Sanchez, 1984). Esta medida foi efetivada com o tombamento de toda Serra do Mar (incluindo a Serra de Paranapiacaba) e declaração desta como Área de Proteção Ambiental (APA da Serra do Mar).

SUPERFÍCIE CARBONÁTICA
Carbonate rock surface

ARRANJO DAS DEPRESSÕES FECHADAS
Closed depression geometry

Figura 4. Compartimentação topográfica do setor sudeste do PETAR.

Figure 4. Topographic compartmentation of the southeastern area of the PETAR.

A implantação do parque somente ocorreu entre os anos de 1987 e 1988, quando através do Instituto Florestal de São Paulo seus limites foram demarcados em campo, juntamente com o início da fiscalização pela Polícia Florestal do Estado, visando diminuir desmatamentos causados pela extração ilegal de madeira e palmito.

A demarcação do PETAR significou um grande avanço para a preservação do patrimônio natural. No entanto, as bacias de captação e parte do sistema subterrâneo das cavernas Pérolas - Santana e Areias encontram-se fora dos limites do parque. Estas áreas estão inseridas na zona de tombamento da Serra do Mar, fato que não assegura uma proteção tão efetiva. Algumas cavernas estão totalmente fora dos limites do parque e de outras áreas de proteção limítrofes ao PETAR.

CARACTERIZAÇÃO DA PAISAGEM CÁRSTICA

Formas de relevo do carste

Conforme o padrão geral da faixa carbonática associada ao Subgrupo Lajeado, a superfície cárstica encontra-se rebaixada em relação às rochas pelíticas, psamíticas e graníticas, com desníveis de até 700m entre os topos de cristas não carbonáticas e fundos de vales nas rochas carbonáticas (Figuras 2 e 4). Esta característica condiciona sistemas cársticos de recarga mista, com importante injeção alogênica em relação à recarga autogênica.

Com base no agrupamento de feições de relevo, Karmann (1994) definiu os seguintes compartimentos morfológicos nas áreas carbonáticas do Lajeado e Furnas-Santana, setor sudoeste do Petar (bacia do rio Betari):

Zona de contato - é marcada por feições de absorção de água alogênica, formando uma faixa ao longo do contato dos metacalcários. Caracteriza-se por vales cegos, poljes de contato e sumidouros, os quais absorvem o escoamento superficial das rochas insolúveis que contornam os metacalcários. De modo geral, o contato é marcado por vales assimétricos, onde a vertente sobre os carbonatos frequentemente é escarpada, exibindo paredões rochosos. Pórticos de cavernas associados à paleo-sumidouros, atualmente em níveis superiores e com salões de abatimento, são frequentes (Figura 5). Os vales cegos possuem desníveis entre montante e jusante que variam de 260 a 580 m.

Zona fluviocárstica - corresponde a superfície sobre os metacalcários onde a drenagem superficial é predominante, com feições cársticas localizadas. Este tipo de situação pode ser observado junto ao Bairro da Serra, onde o rio Betari corta a faixa carbonática do Lajeado. Neste caso, o vale fluvial assume talvegue largo, com planície de agradação desenvolvida e canal fluvial com padrão meandrante, onde as feições cársticas estão restritas às vertentes do vale, com ressurgências e entradas de cavernas. As larguras dos vales variam entre 60m a 1100m sobre os metacalcários em contraste aos 20m a 40m sobre os metapelitos.

Figura 5- Vista aérea do vale cego associado ao sumidouro da caverna Casa de Pedra.

Figure 5 – Aerial view of the blind valley of the Casa de Pedra cave.

Figura 6 – Exemplo do arranjo de depressões poligonais fechadas sobre a faixa carbonática do sistema de cavernas Pérolas-Santana. Adaptado de Karmann 1994.

Figure 6 – Distribution of polygonal closed depressions over the carbonatic belt of the Perolas-Santana cave system. Adapted from Karmann 1994.

Figura 7 – Localização das principais cavernas em relação ao perímetro do Petar e os núcleos de visitação. No quadro menor, localização das cavernas nos arredores do parque.

Figure 7 – *Localization of the main caves with respect to the perimeter of the Petar. In the upper left, localization of caves in the vicinity of the park.*

Zona de carste poligonal – esta é a paisagem típica sobre rochas carbonáticas onde o escoamento superficial, de natureza essencialmente autogênica, é totalmente absorvido por sumidouros localizados em fundos de depressões, cujos divisores de águas formam um padrão planimétrico poligonal (Figura 6).

O termo depressão poligonal segue a definição de Williams (1971) e Day (1976). De modo geral, esta unidade morfológica caracteriza-se por uma superfície intensamente ondulada, com cristas nas cotas de 600 a 700m e fundos de vales fechados entre 420 e 550m, produzindo variações altimétricas em torno de 130m. No setor norte do Petar, foi identificada uma depressão poligonal com amplitude de até 630m, representando um dos entalhamentos mais profundos da faixa carbonática do Subgrupo Lajeado (Ferrari *et. al.* 1999).

Uma das áreas mais representativas de carste poligonal ocorre no corpo carbonático do Lajeado (sudoeste do PETAR), onde a análise morfométrica permitiu identificar depressões simples e compostas, na escala de 1:25.000 (Figura 4). As depressões simples são aquelas com área planimétrica entre 0,003 km² e 0,05 km² e somente um sumidouro. A drenagem interna é formada por ravinas e canais incipientes, de até segunda ordem. As depressões compostas caracterizam-se pela área maior (aproximadamente entre 0,05 e 0,8 km²) e contorno mais irregular, quando comparadas com as depressões simples. A rede de drenagem interna é mais complexa, frequentemente de terceira ordem, com múltiplos sumidouros, que interrompem os canais de drenagem, mas com divisores não individualizados na escala analisada. Sua profundidade é muito variável, oscilando entre 10m e 80m, com um valor excepcional de 130m.

Tanto as depressões simples com as compostas são demarcadas por cones cársticos, caracterizados por

Figura 8 – Exemplos de padrões planimétricos de cavernas do Petar. As setas indicam o sentido de fluxo de rios subterrâneos.

Figure 8 – *Samples of planimetric cave patterns of the Petar. Arrows indicate the direction of water flow. Adapted from Karmann, 1994.*

Figura 9 – Planta e seções transversais da caverna Santana.

Figure 9 – Plan view and transversal sections of the Santana cave. Adapted from Karmann 1994.

Figura 10 – Perfil longitudinal da caverna Água Suja. A direita, seção transversal do abismo Vargem Grande (abismo “Dívida Externa”). Adaptado de Batistucci 1988.

Figure 10 – Longitudinal profile of the Água Suja cave. On the right, transversal section of the Vargem Grande abyssm (the “Foreign Debt abyssm”). Adapted from Batistucci, 1988.

morros agudos, as vezes com seção triangular e encostas suavemente concavas e fortemente inclinadas. As depressões simples são semelhantes às formas denominadas de *cockpits*, definidas por Sweeting (1972) no carste da Jamaica, enquanto as compostas enquadram-se na categoria de uvalas, pelo fato de envolverem múltiplos pontos de absorção. Nos pontos mais baixos destas depressões ocorrem tres tipos de formas de absorção do escoamento superficial: dolinas de dissolução, com infiltração difusa ao longo de fraturas alargadas e colmatadas com material residual; dolinas de dissolução com infiltração concentrada ao longo de condutos verticais abertos e dolinas de colapso, onde há conexão direta com cavernas e rios subterrâneos, através do colapso de tetos de cavernas. O segundo e o terceiro tipo representam o acesso à maioria das cavernas verticais (abismos), muito frequentes na região.

As análises morfométricas do carste poligonal realizadas por Karmann op. cit. mostraram valores de densidades de depressões (número de depressões por área de carste poligonal) entre 7,7 km² e 13 por km², valores estes, típicos de carste tropical, como aqueles descritos na Jamaica, Porto Rico (Day, 1976) e Nova Guiné (Williams, 1972), analisados na escala 1:25.000. Os setores com padrão poligonal mais desenvolvido, representam a expressão superficial das principais rotas de fluxo da água subterrânea associadas as cavernas. No carste poligonal, ainda é possível distinguir em foto aérea, os segmentos dos paleovales que antecederam a formação das bacias de drenagem centrípeta.

As características morfológicas do setor nordeste do PETAR (bacias dos rios Iporanga e Pilões), são semelhantes às identificadas no setor sudeste (bacia do rio Betari), conforme demonstrado em Ferrari *et. al.* (1999), com exceção dos *canyons* cársticos, não incidentes no setor sudeste. Como exemplo desta feição ressalta-se o vale do rio Temimina, associado à caverna homônima. Trata-se de um córrego com nascentes sobre o planalto de Guapiara (granito Três Córregos), que ao atingir os metacalcários, entalha um vale de vertentes abruptas, que após percorrer aproximadamente 2 km, termina num sumidouro junto à caverna. O acesso à caverna não é possível devido à obstrução por blocos.

Figura 11 – Vista do salão do Disco, caverna Santana. Grande variedade de espeleotemas, ressaltando-se um do tipo escudo (também chamado de disco, com crescimento secundário de estalactites e cortinas na base).

Sistemas de cavernas

Os atrativos mais procurados pelos visitantes do PETAR são as cavernas. Atualmente são conhecidas cerca de 200 cavernas na região do parque e arredores (figura 7). A caverna com maior desenvolvimento planimétrico é a caverna Santana, com 6300m, enquanto o maior desnível é encontrado ao longo da caverna Água Suja, com 297m.

A maioria das cavernas representa trechos acessíveis de rotas de circulação da água subterrânea. O padrão geral dos sistemas subterrâneos é do tipo convergente, onde a água coletada por muitos sumidouros é drenada para poucas ressurgências. Para a região sudoeste do PETAR, a razão entre sumidouros alogênicos e ressurgências varia entre 8 e 12, indicando baixo grau de ramificação da circulação cárstica (Karmann 1994). O principal acesso aos trechos subterrâneos é através de sumidouros ou ressurgências. Estes segmentos acessíveis representam partes do sistema de circulação cárstica atualmente na zona insaturada. No caso do sistema Pérolas-Santana, com uma distância de 5970 m entre o sumidouro principal e a ressurgência, cerca de 2500 m são acessíveis. O restante tem sua continuidade quase que exclusivamente na zona saturada, conforme interpretação de Karmann (1994). Estas rotas de fluxo da água subterrânea têm orientação geral NE-SW, com ressurgências localizadas ao longo dos principais rios (Betari, Píloes e Pescaria), que interceptam os sistemas de condutos, representando os níveis de base dos sistemas cársticos.

Os sistemas apresentam gradientes hidráulicos altos e muito variáveis, com um valor médio de 65,5 m/km e coeficiente de variação de 86,4% (12 medidas). Como exemplos, cita-se as cavernas Ouro Grosso, com 221 m/km e Água Suja, com 129 m/km.

O padrão planimétrico das cavernas varia desde retilíneo e anguloso até curvilíneo e sinuoso. Nas cavernas Santana e Ouro Grosso, predominam segmentos retilíneos longos com inflexões angulosas e agudas (figura 8), enquanto na caverna Areias, predomina o padrão curvilíneo e sinuoso. Esta morfologia planimétrica é função direta do mergulho das camadas, principal estrutura condicionante dos condutos, onde, quanto maior o mergulho (de 45 a

Figura 11 – View of the Disco Hall, Santana cave. Great variety of speleothems, with emphasis to an example of shield type speleothem, with secondary growth of stalactites and curtains on the base.

80°), mais retilíneo e anguloso é o padrão da caverna (Karmann, op. cit.).

Em seção transversal, predomina a morfologia de entalhamento vadoso (*canyons*) sobre o alargamento freático (Figura 9). Os *canyons* subterrâneos possuem seções retilíneas ou escalonadas e perfil longitudinal meandrante, ainda com rios subterrâneos ativos e alturas que variam de 10 a 60m. Os alargamentos freáticos são raramente preservados ou acessíveis. São observados acima dos rios atuais, nos níveis superiores dos afluentes dos ramos principais. Paisagens subterrâneas de colapso são freqüentes. Os maiores volumes de salões associados a abatimentos são observados nas cavernas Água Suja e Laje Branca, respectivamente com cerca de $2,80 \times 10^5$ e $1,7 \times 10^5$ m³. Outra morfologia notável nas cavernas do Alto Ribeira são os condutos verticais, genericamente chamados de abismos. Foram gerados pela captura de rios superficiais pela rocha carbonática com drenagem subterrânea em avançado estágio evolutivo. Ressaltam-se os abismos das cavernas Ouro Grosso, Casa de Pedra e Água Suja. Nesta última, o abismo da Vargem Grande (popularmente conhecido como Dívida Externa) é formado por um conduto vertical que se afunila em direção ao topo, com um desnível de 95m (figura 10). Representa a conexão entre dois níveis de cavernas: a caverna Vargem Grande, superior e a caverna Água Suja, inferior.

Idade das cavernas

Com base em datações geocronológicas pela série de desequilíbrio do urânio ($^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$) de calcita secundária depositada diretamente sobre testemunhos de sedimentos fluviais subterrâneos nas cavernas Santana, Pescaria e Alambari, Karmann (1994) estimou uma taxa média de entalhamento dos rios subterrâneos de 0,0042cm/ano (42mm/ka) atuante nos últimos 240.000 anos. Aplicando esta taxa aos *canyons* subterrâneos, estimou-se sua idade aproximada de 1,7 milhões de anos e, uma idade mínima, no caso para o sistema de cavernas Pérolas Santana, de cerca de 2 milhões de anos, incluindo cerca de 300.000 anos para a fase de iniciação e desenvolvimento freático deste sistema.

Espeleotemas

As cavernas do PETAR destacam-se pela grande diversidade morfológica dos espeleotemas. Em ordem decrescente de ocorrência foram identificados espeleotemas de calcita, aragonita, hidromagnesita, gipsita, hidroxiapatita e leucofosfita (Barbieri 1993).

Calcita ocorre na forma de estalactites, estalagmites, cortinas, helictites, heligmites, escorrimentos com represas de travertino, discos (*shields*), pérolas de caverna (oólitos e pisólitos), cones tipo “vulcões”, dentes de cão, jangadas (calcita flutuante) e como um dos componentes nos depósitos de “leite de lua”. Neste conjunto são notáveis estalagmites de até 12 m de altura e 3m na base, com crescimentos secundários formando “pilhas de pratos”; estalactites tubiformes (tipo “canudos de refresco”), com até 2m de comprimento; helictites e heligmites de até 1m de comprimento e 2cm de espessura; cortinas com cerca 15m, aglomerações de helictites decimétricas formando tufos; cones associados à represas de travertino com cristais euhedrais centimétricos (“dentes de cão”), além de cortinas decamétricas e espeleotemas tipo discos (*shields*) (Figura 11), que atingem 3m de diâmetro. As estalactites tipo canudo, assim como helictites, são constituídos principalmente de calcita hialina a branca, formando monocristais com vários decímetros de comprimento.

Aragonita ocorre constituindo estalactites, estalagmites, espatites e exuberantes flores (*anthodites*), tendo como controle de precipitação uma relação molar Mg/Ca a partir de 0,6 nas águas de percolação lenta, provenientes da intercalação de estratos dolomíticos nos calcários calcíticos predominantes. A associação de calcita e aragonita ocorre freqüentemente, através de crescimentos secundários de pequenas flores de aragonita, a partir de estalactites.

Hidromagnesita, mineral constituinte do “leite de lua”, juntamente com calcita, foi identificada nas extremidades de agulhas de aragonita, em antodites, onde forma glóbulos ou tufos milimétricos, parecidos com cotonetes, assim como, cobrindo a superfície de diversos espeleotemas pré-existentes, sendo caracterizada pelo aspecto fosco e pastoso, quando úmida (Barbieri 1993).

O único sulfato identificado nas cavernas do petar é a gipsita. Ocorre formando pequenos tufos com cristais fibrosos ondulados de comprimento desde milimétrico até 1cm, de coloração branca, ou na forma de crostas com espessura milimétrica sobre superfícies da rocha calcária alterada, em trechos secos de galerias superiores.

Como curiosidade mineralógica, cita-se a ocorrência de fosfatos, identificada por Barbieri (1993). Trata-se de uma associação entre leucofosfita e hidroxiapatita, na forma de crostas com tons acastanhados a levemente esverdeados, com espessura milimétrica a cerca de 3cm, friáveis, capeando superfícies rochosas e espeleotemas.

SÍTIOS PALEONTOLÓGICOS

Na região da bacia do rio Betari, os abismos do Fóssil, Juvenal e Ponta de Flecha são importantes sítios paleontológicos da transição Pleistoceno – Holoceno. No primeiro e terceiro foram escavados depósitos sedimentares clásticos com aplicação de técnicas arqueológicas. Estes sedimentos caracterizam-se pelo alto grau de imaturidade e baixa seleção, apresentando granulometria desde calhaus à fração argila, com alto teor em matéria orgânica, coloração cinza escuro e cimentação carbonática em alguns níveis. De modo geral exibem retrabalhamento por recorrentes enxurradas, destruindo empilhamentos estratigráficos. Formam acumulações em patamares ao longo de condutos verticais escalonados ou em trechos de condutos horizontais. Suas espessuras são muito variáveis, atingindo raramente alguns metros. O máximo escavado foi de 1,3 m.

Entre as formas extintas identificadas nestes depósitos destacam-se os dentes, fragmentos de crânio e diversos ossos pertencentes a *Toxodon platensis*. A maior quantidade de ossos fósseis encontrados nos abismos são atribuídos a ordem Edentata (preguiças gigantes), como *Eremotherium lundii*, *Megatherium sp.*, *Nothrotherium sp.* e *Scelidotherium cuvieri*. No abismo do Fóssil foi identificada a presença do tatu gigante *Glyptodon clavipes* (Barros Barreto et. at. 1982). Fato interessante é a provável convivência entre as espécies da Megafauna, como Toxodontes e Megatérios, com o homem pré-colonial do Alto Ribeira, conforme evidências obtidas através de ossos e dentes destes animais com incisões de desmembramento e descarnamento descritas no material do Abismo Ponta de Flecha (Barros Barreto, op. cit.).

ORGANIZAÇÃO DO PARQUE E VISITAÇÃO

O PETAR é dividido em duas áreas principais de visitação, denominados de Núcleos Santana (setor sul do Parque) e Caboclos (setor norte). A partir destes centros, foram elaborados roteiros de visitação, os quais são acompanhados por guias locais e funcionários do parque.

A importância do PETAR nos roteiros ecoturísticos do sudeste do Brasil pode ser expresso pelo número de visitantes por ano recebidos pelo parque no período de 1996 e 1998, que variou entre 24.831 e 28.850 (Allegrini, 1999).

Informações gerais sobre o parque podem ser obtidas no Instituto Florestal da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, ou na página eletrônica www.iflorestsp.br.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alonso, M. T. A -1977- *Geografia do Brasil - Região Sudeste*. IBGE - Rio de Janeiro. 667 p.
- Allegrini, M. -1999- *Documentos básicos para o plano de manejo do PETAR*. Instituto Florestal, SEMA-SP.
- Barbieri, A.J.-1993- *Depósitos minerais secundários das cavernas Santana, Pérolas e Lage Branca, município de Iporanga*, São Paulo. São Paulo, 96 p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).
- Barros Barreto, C.N.G.; De Blasis, P.D.; Dias Neto, C.M.; Karmann, I.; Lino, C.F.; & Robrahn, E.M -1982 - Abismo Ponta de Flecha: um projeto arqueológico, paleontológico e geológico no médio curso de Ribeira de Iguape, São Paulo. *Revista de Pré-História*, vol. 3(4): 195-215, USP.
- Campanha, G.-1991- *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo, 296p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/ USP).
- Day, M.-1976- The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. *Earth-Surface Processes* 1(2): 111-129.
- De Blasis, P. e Robrahn, E.M. -1998 - Investigações arqueológicas no Médio/Baixo Vale do Ribeira de Iguape, SP. *Revista do MAE*, v. 8 :
- Ferrari, J.A.; Hiruma, S.T. e Karmann, I. -1999- Caracterização morfométrica da superfície cárstica do núcleo Caboclos (PETAR). *Revista do Instituto Geológico*, 13(1-2):
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO- IPT-1981a- *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:1.000.000*. São Paulo, Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo e IPT (Publicação IPT no 1183).
- Instituto Geológico -1999- Contribuição ao conhecimento do meio físico no Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira - PETAR (Apiá e Iporanga, SP). Coordenadoria de Informações Técnicas, Documentação e Pesquisa Ambiental, Secretaria de Estado do Meio Ambiente - São Paulo. 241 p.
- Karmann, I. -1994- *Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto Vale do rio Ribeira de Iguape, sudeste do estado de São Paulo*. Tese de doutoramento IGc-USP. 241 pp.
- Krone, R.-1914- Informações ethnográficas do valle do rio Ribeira de Iguape. In: COMISSÃO GEOGRAPHICA E GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO (ed.) *Exploração do Rio Ribeira de Iguape*. 2a edição, São Paulo, p. 24-34.
- Krone, R.-1950- As grutas calcárias do vale do rio Ribeira de Iguape. *O I.G.G.*, 8(3): 248-297 (transcrição do vol. VX, Arquivos do Museu Nacional, 1909, Rio de Janeiro).
- Le Bret, M.-1966- Estudos espeleológicos no vale do Alto Ribeira. *Boletim I.G.G.*, 47: 71-123, São Paulo.
- Nimer, E. -1977- *Geografia do Brasil - Região Sudeste*. IBGE - Rio de Janeiro. 667 p.
- Sánchez, L.E.-1984- Cavernas e paisagem cárstica do Alto Vale do Ribeira/SP: uma proposta de tombamento. *Espeleo-Tema*, 14: 9-21.
- Sweeting, M.M.-1972- *Karst landforms*. New York, Mcmillan, 362p.
- Williams, P.W.-1971- Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea. *Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge*, 15: 40-61.

¹ Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências Universidade de São Paulo - Rua do lago 562, Cidade Universitária - 05508-090 São Paulo - SP
ikarmann@usp.br

² Instituto Geológico - Secretaria Estadual do Meio Ambiente - São Paulo (SMA-SP)
Av. Miguel Stefano 3900 - 04301-903 São Paulo - SP

Poço Encantado, Chapada Diamantina (Itaetê), BA

Caverna com lago subterrâneo de rara beleza e importância científica

SIGEP 91

Ivo Karmann¹

Ricardo Galeno Fraga de Araujo Pereira²

Liana de Figueiredo Mendes³

Na região central do Estado da Bahia, borda leste da Chapada Diamantina, ocorre um extenso planalto carbonático, drenado pela bacia do Rio do Una, no qual se insere o Poço Encantado, uma caverna de aspecto singular e rara beleza, que atrai uma média de 7.000 visitantes por ano. A caverna do Poço Encantado é uma feição cárstica desenvolvida em dolomitos do Grupo Una, dotada de grande relevância científica, uma vez que se trata de um local de observação direta do nível d'água, através de um grande e profundo lago, ilustrando um dos padrões morfológicos típicos de cavernas da região (salões de abatimento em fundos de depressões que levam ao nível d'água), servindo de abrigo para uma espécie de bagre cego (Subfamília Heptapterinae) endêmico da região da Chapada Diamantina, o que torna esta caverna de especial importância para preservação.

A caverna está situada no fundo de uma dolina. No seu interior encontra-se um salão, com um lago de águas cristalinas e tons azulados com eixo maior de 110m e até 60m de profundidade. A morfologia dominante na caverna é de abatimento com um padrão em rede parcialmente preservado. Nos meses de abril a setembro um fecho de luz solar penetra através do pórtico de entrada, compondo um cenário que representa um dos mais conhecidos cartões postais da Chapada Diamantina.

Poço Encantado Cave, Chapada Diamantina (Itaetê) State of Bahia - Cave with a lake of special beauty and scientific importance

The Poço Encantado cave lies in the Una river basin formed over an extensive carbonatic plateau along the eastern border of the Chapada Diamantina range in central Bahia State. The cave has a special beauty attracting an average of 7,000 visitors per year. It is a karstic feature developed in the Late Proterozoic dolomites of the Una Group. Characterized by a large and deep lake, it is an example of one of the most frequent cave patterns of the region, with large breakdown chambers which reach and continue below the water table. This lake is the habitat of an endemic species of troglitic fish (Subfamily Heptapterinae), which makes this cave of special importance for environmental preservation.

The cave is localized at the bottom of a doline. Two morphological zones compose the cave: a large breakdown chamber with a lake of crystalline water 110m long, 90m wide and 60m, deep and a zone of network conduits modified by breakdown. Between the months of April and September the solar light reaches the lake, turning the water in a deep blue color and composing one of the best known postcard pictures of the Chapada Diamantina.

INTRODUÇÃO

O Estado da Bahia possui um rico patrimônio espeleológico, principalmente sobre as rochas carbonáticas dos Grupos Bambuí e Una, com cavernas como a Toca da Boa Vista, com cerca de 80 km de desenvolvimento (Auler e Farrant, 1996). O maior número de cavernas ocorre na região central do estado, sobre planaltos carbonáticos do grupo Una, adjacentes à serra dos metarenitos da Chapada Diamantina, como a região de Iraquara, no setor oeste da Chapada, hoje com uma das maiores concentrações de cavernas por unidade de área e cavernas com até 17km de galerias, a exemplo do sistema Lapa Doce. A caverna do Poço Encantado está inserida no contexto da borda leste da Chapada Diamantina, bacia do rio Una, que em contraste ao setor oeste, possui um número menor de cavernas e exibe um padrão morfológico mais freqüente de cavernas com grandes salões de abatimento, onde aflora o nível da água com vistosos lagos subterrâneos. A maior caverna conhecida no carste da bacia do rio Una é a Lapa do Bode, com cerca de 5,3 km de desenvolvimento planimétrico. O Poço Encantado deve seu nome ao fenômeno de iluminação do lago que ocorre entre os meses de abril a setembro, quando um fecho de luz solar vindo através do pórtico de entrada da caverna penetra no lago iluminando-o com uma intensa coloração azulada, permitindo visualizar quase todo seu fundo (Figura 1).

LOCALIZAÇÃO

O Poço Encantado localiza-se na região central da Bahia (Figura 2), município de Itaetê, sendo dotado de rodovia asfaltada até a sua entrada. A caverna situa-se na margem esquerda do Rio Una e seu acesso é feito através de uma trilha que contorna a parede de uma dolina de colapso, a qual ocupa o topo de uma elevação. O acesso se dá através de uma pequena entrada lateral, equipada com escadas de madeira e pedra, com corrimões rústicos, improvisados com cordas. O primeiro salão é iluminado por lampiões à gás. O trecho do segundo salão que permite a visualização do lago apresenta iluminação natural que penetra na caverna.

HISTÓRICO

De acordo com os moradores locais, o primeiro descobridor do Poço Encantado foi um fazendeiro da região, de nome Gustavo, que explorou a caverna inicialmente em 1940, instalando em 1943, uma escada que dava acesso ao lago de águas azuladas. Posteriormente, em 1980, o guia Miguel de Jesus Mota assume a administração local do Poço, tornando-se seu “segundo descobridor”, junto com seu irmão Ailton de Jesus Mota. A visitação mais intensiva do local ocorre a partir do ano de 1992, quando este ganha notoriedade nacional. Desde 1990 o IBAMA proibiu o banho no lago, em decorrência da descoberta de uma espécie de bagre endêmica, que habita o poço. Mendes (1995 a e b) trabalhou com a ecologia populacional e o comportamento deste peixe. A administração municipal de Itaetê desapropriou em 1994 uma pequena área situada sobre a caverna, instaurando uma área de preservação municipal.

A partir de 1997, o IBAMA restringiu o número de visitantes no interior do Poço Encantado para 25 pessoas por grupo a cada ½ hora, tendo em vista que o sítio recebe uma média de 7.000 visitantes por ano, com maior visitação no período de Janeiro a Fevereiro. As iniciativas de preservação e infra-estrutura do local partiram do guia Miguel de Jesus Mota, o qual recolhe uma taxa de visita ao local, cuja renda é revertida principalmente às melhorias das condições de acesso.

CONTEXTO GEOLÓGICO, TAXONÔMICO E BIOESTRATIGRÁFICO

Clima

A região do sítio em questão se enquadra no “polígono das secas”, apresentando um clima de transição entre semi-árido a sub-úmido, com uma média de 716 mm anuais (período de 1969-1995) de precipitação pluviométrica, concentrada no período de novembro a março, com períodos mais secos entre os meses de maio a outubro. Segundo Pereira (1998), a área apresentou uma deficiência hídrica de 24,5 mm no período de 1970 a 1994, com uma distribuição irregular das chuvas a cada ano.

Figura 1– Vista geral do salão do Lago, caverna Poço Encantado. Foto de Adriano Gambarini.

Figure 1 – View of the main chamber “Salão do Lago” of the Poço Encantado cave. Photo by Adriano Gambarini.

Figura 2 (detalhe)– Localização da caverna Poço Encantado.

Figure 2 (detail)– Location of the Poço Encantado cave.

Vegetação

A vegetação natural da região é a Floresta Estacional Decídua Submontana (RadamBrasil, 1981), apresentando árvores de grande porte e madeira de lei. Grande parte desta vegetação natural foi devastada e substituída por pastagens e agricultura. Atualmente restam na área somente agrupamentos residuais esparsos, remanescentes da formação vegetal primária. Nos arredores do Poço Encantado a vegetação original encontra-se totalmente descaracterizada.

Geologia

O Poço Encantado desenvolve-se em rochas carbonáticas neoproterozóicas da Formação Salitre (Figura 3), unidade superior do Grupo Una (Bonfim & Pedreira, 1990). De acordo com Inda & Barbosa (1978), o Grupo Una engloba seqüências cronocorrelatas ao Grupo Bambuí.

Observações de campo segundo Pereira (1998) confirmam parcialmente para a região do rio Una, a leste do Poço Encantado, a estratigrafia de Misi (1979) e Souza *et al.* (1993) definida para a Formação Salitre na bacia de Iraquara, definindo uma unidade basal, constituída por calcilutitos e calcissiltitos avermelhados, finamente laminados correspondentes a unidade Nova América. No topo do pacote carbonático, dominam calcarenitos cinzentos finamente laminados (alternância de lâminas carbonáticas e lâminas com grande concentração de quartzo e feldspatos subordinados) atribuídos a Unidade Irecê. Em posição intermediária ocorrem

Figura 3 – Situação geológica da caverna Poço Encantado e aspectos morfológicos do carste da bacia do rio Una. Adaptado de Pereira (1998).

Figure 3 – Geological setting of the Poço Encantado cave and morphological aspects of the Una River valley karst. Adapted from Pereira (1998).

calcarenitos cinzentos com intercalações de *chert*, passando para uma porção superior maciça com estilólitos, localmente exibindo brechas intraformacionais, com intraclastos centimétricos. Pereira (1998) registra ainda porções de calcarenitos esbranquiçados laminados, as vezes oolíticos e com estratificações cruzadas de pequeno porte, similares às descrições de Souza *et. al.*, (1993), referentes à Unidade Jussara, de posição intermediária. Pela razão CaO/MgO estes carbonatos são classificados como dolomitos a calcários dolomíticos.

As rochas carbonáticas na bacia do rio Una estão estruturadas em amplo sinclínório com eixo a NS e flancos com mergulhos variando em torno de 10°, localmente atingindo até 35° em dobras de arrasto junto a falhamentos. A caverna Poço Encantado apresenta acamamento subhorizontal, com localização na zona de charneira do sinclínário acima citado.

Geomorfologia

O Poço Encantado está situado no planalto cárstico da borda oriental da Chapada Diamantina, na bacia hidrográfica do Rio Una, que por sua vez, é um importante afluente da margem direita do alto curso do Rio Paraguaçu (Figuras 2 e 3). O planalto é

suavemente ondulado, com um índice de rugosidade de 0,998 (escala 1:100.000, Karmann *et. al.*, 1996). A superfície cárstica apresenta-se encoberta por um manto intempérico com espessura muito variável. A seção transversal do vale do Rio Una é assimétrica, com uma vertente fortemente escarpada na margem esquerda e uma rampa suavemente inclinada e ondulada na margem direita. As serras escarpadas da margem esquerda são sustentadas pelos metarenitos do Grupo Chapada Diamantina (Bonfim & Pedreira, 1990) atingindo altitudes entre 900 até 1200m. A vertente da margem direita, com declividade média em torno de 2°, atinge cota máxima de 730m na sua borda leste que delimita uma segunda escarpa, sustentada por rochas carbonáticas da Formação Salitre no topo e arenitos finos e siltitos da Formação Bebedouro na base (seção, Figura 3). Na base desta escarpa inicia-se a extensa planície do Rio Paraguaçu, com cotas em torno de 320, desenvolvida sobre rochas do embasamento arqueano (Bonfim & Pedreira, 1990).

A superfície cárstica caracteriza-se por amplas depressões poligonais de pequena amplitude altimétrica que contornam dolinas de subsidência lenta e colapso. Os terrenos cársticos apresentam alto índice de subsidências catastróficas relacionadas principalmente com eventos de alta pluviosidade, conforme dados históricos recuperados em Pereira (1998).

Figura 4 – Mapa planimétrico e seções transversais da caverna Poço Encantado. Base topográfica adaptada do Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas.

Figure 4 – Map and cross sections of the Poço Encantado cave. Topographic map adapted from Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Situação topográfica

A entrada da caverna Poço Encantado situa-se no alto de um divisor de águas. Na proximidade da crista deste divisor ocorre uma depressão cárstica circular (cerca de 100 m de diâmetro), com uma dolina de colapso no centro. Esta dolina de colapso possui seção assimétrica na direção N-S, onde no lado norte ocorre uma rampa inclinada a 45° coberta por grandes blocos abatidos, enquanto o lado sul é marcado por uma parede vertical que termina sobre o lago da caverna.

Morfologia da caverna e características do lago

A caverna apresenta desenvolvimento de 506m em planta, com duas direções principais (Figura 4), uma orientada genericamente a NS e outra próxima a EW, preferencial. Seu desnível é de aproximadamente 100m até o nível d' água. Medidas obtidas através de mergulhos (Rubbioli, 1999), indicam uma lâmina d' água com até 65m de profundidade. A morfologia de abatimento é predominante na caverna. Apesar disto, dois domínios morfológicos podem ser identificados: rede de condutos secos superiores (no setor oeste da caverna) e salão do lago, que ocupa quase toda metade leste da caverna. Os condutos superiores ainda apresentam algumas formas originais, apesar do abatimento dominante, como cúpulas de corrosão, muito freqüentes ao longo da linha mediana do teto dos condutos, formando cones que se afunilam em direção ao topo. Sua presença imprime morfologia de “buracos de fechadura invertidos” às seções transversais (seção E-F, Figura 4). Em planta este setor ainda preserva um padrão em rede, com condutos que tendem a se cruzar ortogonalmente, obstruídos por blocos, situando-se entre 15 e 20m acima do nível do lago. O salão do lago, incluindo a parte submersa, possui forma geral que se aproxima a uma grande pirâmide cônica de base e topo elípticos, onde os eixos maiores destas elipses se alinham a EW, com comprimento de 110m na zona de oscilação do NA, cerca de 280m no contorno inferior do lago (cerca de 40 abaixo do NA) e em torno de 70 no topo, junto ao teto horizontal da caverna. No setor oeste do salão submerso o teto abaixa caracterizando um conduto com aproximadamente 150 m de comprimento, apresentando em média 3 m de altura e 8 metros de largura. Os eixos menores destas figuras elípticas,

orientados a NS, possuem comprimentos de cerca de 60 m no nível do lago, 90m no fundo do lago e 40m no teto do salão. O fundo do lago é coberto por blocos de rocha, material fino, siltico-arenoso e matéria orgânica. A água do lago é cristalina, sem material em suspensão, com temperatura praticamente constante em torno de 25° C e variação de 1,2m do seu nível ao longo de um ano.

A comunicação através de um aquífero de condutos entre este lago e outros lagos subterrâneos menores encontrados em cavernas da região é provável (Caverna da Fazenda Natal e Lapa do Bode), tendo em vista que a mesma espécie de bagre troglóbio típica do Poço Encantado habita também as outras cavernas, além do que, as variações do nível d' água na Lapa do Bode e Caverna da Fazenda Natal acompanham aquelas observadas no Poço Encantado e no rio Una.

Os espeleotemas típicos da caverna são escorrimentos calcíticos com represas de travertino e estalactites de médio a grande porte, em pequeno número. Na superfície do lago ocorre a precipitação de carbonato de cálcio na forma de crostas flutuantes conhecidas como jangadas, formando extensas manchas esbranquiçadas na superfície da água. A baixa incidência de espeleotemas nesta caverna é atribuída aos processos de desmoronamento, que acabam destruindo os depósitos minerais mais delicados.

Caracterização geológica e gênese da caverna

A rocha encaixante da caverna é um dolomito (teores de CaO, 29% e MgO, 21%) de coloração cinza-esbranquiçado, que em seção delgada é constituído basicamente por matriz carbonática argilosa homogênea de textura poligonal com faixas mal distribuídas de cimento esparítico e grãos acessórios de quartzo. A posição estratigráfica desta rocha em relação à estratigrafia regional é duvidosa, sugerindo-se uma posição semelhante à Unidade Jussara de Souza *et. al.*, (1993). Macroscopicamente apresenta camadas decimétricas a métricas maciças. A estrutura principal é marcada pelo acamamento sub horizontal, suavemente ondulado. O sistema de fraturas é formado pelos seguintes conjuntos principais: direção geral NS (N5-10W) e mergulho sub-vertical a 60SW, direção geral EW (N80E a N70W) e mergulhos desde sub-verticais a 60° para N e S, direção geral N5W e mergulhos de 10° a 20° para NE e outro com direção geral N5-10W e mergulhos de 10° a 15° para SW. Este sistema imprime um aspecto de intenso fraturamento à rocha.

Os dois últimos conjuntos correspondem a fraturas curtas (decimétricas) e às vezes pouco espaçadas (centrimétrico a decimétrico) enquanto os demais conjuntos são fraturas longas (métricas a decamétricas) e com espaçamento muito maior e variável. Na direção NS identificou-se falhas de movimento indeterminado.

As direções preferenciais da caverna acompanham exatamente os dois conjuntos de fraturas de direções gerais NS e EW. Durante os trabalhos de campo, observou-se um número maior de condutos com morfologia freática preservada ao longo da direção N0-10W. De acordo com Pereira (1998), a iniciação desta caverna ocorreu a partir de fluxos freáticos lentos, instalados ao longo da interseção entre o acamamento e os planos de fraturas subverticais com direções NS e EW, formando um conjunto de condutos freáticos com padrão em rede. Com o rebaixamento do nível d'água, novos condutos se desenvolveram em níveis inferiores, formando uma rede de condutos superpostos. Com o soerguimento regional e exposição dos condutos em ambiente vadoso, parte do sistema de condutos superpostos sofreu colapso, formando o grande salão de abatimento.

CARACTERIZAÇÃO BIOESPELEOLÓGICA

Fauna do Lago

Os únicos vertebrados aquáticos vivos do lago são representados por uma população de bagres cegos. Tal espécie, ainda não descrita, pertence à Família Pimelodidae, Subfamília Heptapterinae. São peixes troglóbios, ou seja, cavernícolas obrigatórios que completam seu ciclo de vida apenas em meio hipógeo (Barr & Holsinger, 1985). Despigmentados e sem olhos, estes peixes estão concentrados próximos às margens do lago, desde a superfície até 10 m de profundidade. Possuem uma dieta estritamente carnívora composta principalmente por larvas aquáticas de insetos terrestres e microcrustáceos encontrados no lençol freático (Mendes, 1995a).

Populações de peixes troglóbios são frequentemente K-estrategistas, ou seja, apresentam decréscimo no número de ovos e aumento no tamanho destes, maturidade sexual retardada, baixa fertilidade e aumento da longevidade (Culver, 1982). O risco de extinção de populações como estas é muito grande, uma vez que possuem um alto grau de especialização à vida cavernícola, distribuição geográfica restrita e pequena capacidade de reposição de perdas. Postula-se, ainda, que as populações troglóbias seriam reduzidas,

o que constituiria outro fator de vulnerabilidade. Portanto, de acordo com as considerações efetuadas acima ressalta-se a importância da preservação da frágil população de bagres cegos encontrada no Poço Encantado, que constitui um importante e belo exemplo de evolução e adaptação ao meio cavernícola (Mendes, 1995b).

Folhas, troncos, galhos, insetos (especialmente coleópteros) e alguns pequenos vertebrados que caem acidentalmente na água através da grande abertura existente no salão, são normalmente observados no lago. Em algumas ocasiões foram avistados serpentes e anuros na superfície da água ou nas plataformas emersas. Também foram encontrados esqueletos de serpentes, vértebras, crânios de morcegos e ossos de pequenos mamíferos, nas plataformas submersas. No sedimento aquático do lago (entre grânulos calcários e material orgânico depositado sobre o substrato), registrou-se a ocorrência de pequenos gastrópodes, microcrustáceos, anelídeos e larvas de mosquitos (Mendes, 1995b).

Condutos secos

Quanto aos vertebrados que podem utilizar a caverna como abrigo foram registradas 11 espécies de morcegos, considerados troglótenos, ou seja, cavernícolas habituais e dependentes de fonte de energia do meio epígeo, necessitando destas para poder completar seu ciclo de vida (Barr & Holsinger, 1985). A elevada diversidade de quirópteros no Poço Encantado foi associada ao desmatamento da vegetação original para cultivo, o que provocaria uma redução no número de abrigos potenciais epígeos, e à elevada umidade relativa do ar em relação ao meio externo, devido à presença do lago (Gregorin & Mendes, 1999). Quanto à fauna de artrópodes terrestres foram encontrados artrópodes como blatários, heterópteros, dípteros, himenópteros, lepidópteros, crustáceos, isópodes e aracnídeos. A diversidade de invertebrados terrestres relativamente baixa quando comparada à cavernas próximas, como por exemplo a Lapa do Bode que possui pelo menos 33 táxons incluindo troglóbios altamente especializados (Gnaspini & Trajano, 1994), pode ser entendida pela diferença na extensão do habitat terrestre e diversidade de substrato, ou seja, quanto maior e mais diversificado for o habitat, maior a chance de ser encontrado um elevado número de artrópodes.

FRAGILIDADES EM RELAÇÃO AO APROVEITAMENTO TURÍSTICO

Quanto a fauna dos condutos secos deve-se considerar o impacto da visitação sobre a colônia de morcegos, pois a intensa frequência de visitantes e iluminação perturba estes animais, os quais tem refúgios limitados na região. Em relação a fauna aquática deve-se alertar que qualquer instalação de facilidades de acesso aos diferentes ambientes da caverna não deve alterar as margens do lago, assim como, devem manter uma distância mínima que permita impedir o arremesso de alimentos ou objetos no lago para atrair os peixes. Devido à predominância de blocos abatidos e a morfologia de desmoronamento, um dos aspectos mais importantes na elaboração de roteiros turísticos é a verificação da estabilidade da pilha de blocos. Em superfície, a instalação de infra-estrutura deve considerar o desenvolvimento da caverna e possíveis vazios não acessíveis no sentido de avaliar a estabilidade do terreno e susceptibilidades à subsidência, assim como, vias de contaminação da água subterrânea do lago.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Auler, A. e Farrant, A.R. 1996. A brief introduction to karst and caves in Brazil. *Proceedings of University of Bristol Speleological Society*, 20(3): 187-200.
- Barr J.R., T. C.; Holsinger, J.R. 1985. Speciation in cave faunas. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, v.16, p.313-37.
- Bonfim, L.F.C. & Pedreira, J.A. -1990- *Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Folha SD 24V-A-V (Lençóis)*, escala 1:100.000. DNPM/CPRM, Brasília.
- Culver, D. C. 1982. *Cave life: evolution and ecology*. Cambridge, Harvard University, 189p.
- Gnaspini, P. e Trajano, E. 1994. Brazilian cave invertebrates, with a checklist of troglomorphic taxa. *Revista Brasileira de Entomologia*, v.38, n.3/4. p.549-84.
- Gregorin, R. e Mendes, L.F. 1999. Sobre quirópteros (Emballonuridae, Phyllostomidae, Natalidae) de duas cavernas da Chapada Diamantina, Bahia, Brasil. *Iberingia, Série Zoologia*, Porto Alegre, 86: 121-124.
- Inda, H.A.V. & Barbosa, J.F. -1978- *Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000*. SME/CPRM, Salvador.
- Karmann, I.; Pereira, R.F.; Ferrari, J.A. -1996- Índice de rugosidade: parâmetro morfométrico da intensidade de relevo. Exemplo do carste da bacia do Rio Una, Bahia. *Anais do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*. Vol.-4, p.-575-579.
- Mendes, L. F. 1995 (a) Observations on the ecology and behaviour of a new species of troglitic catfish from Northeastern Brazil (Siluriformes, Pimelodidae). *Mém. Biospéol* v. 22, p. 99-101.
- Mendes, L.F. 1995 (b). *Ecologia populacional e comportamento de uma nova espécie de bagres cavernícolas da Chapada Diamantina, BA (siluriformes, pimelodidae)*. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Biociências-USP), 86p..
- Misi, A. -1979- O grupo Bambui no Estado da Bahia. In: Inda, H.V.A.(Ed.) *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: textos básicos*. Salvador: SME, V.1, p.-119-154.
- Pereira, R.G.F. de A. -1998- *Caracterização Geomorfológica e Geoespeleológica do Carste da Bacia do Rio Una, Borda Leste da Chapada Diamantina (Município de Itaeté, Estado da Bahia)*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências USP.
- Radambrasil, Projeto.1981. *Folha SD 24 (Salvador)*. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral -. Rio de Janeiro.
- Rubbioli, E.L. 1998. Mergulho no sertão baiano, projeto hidrocarste. *O carste*, 10(1): 20-25.
- Souza, S.L.; Brito, P.C.R. e Silva, R.W.S. 1993. *Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia*. Integração e síntese por Augusto José Pedreira. CBPM, Salvador. Vol.2.

¹ Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental - Instituto de Geociências, USP
- Rua do Lago 562 05508-900 São Paulo SP
ikarmann@usp.br

² ricfraga@hotmail.com.br

³ Pós-graduação – Instituto de Biociências, USP
liafig@ig.com.br

Região da Bacia de Irecê – BA

As rochas carbonáticas da Formação Salitre na porção sul da Bacia de Irecê foram investigadas através da dissertação de mestrado de Cruz Jr. (1998), intitulada "Aspectos geomorfológicos e geoespeleologia do carste de região de Iraquara, Centro-Norte da Chapada Diamantina, Estado da Bahia". Do ponto de vista geomorfológico obteve-se o mapa de fenômenos cársticos do setor sul da bacia de Irecê, BA, relacionando a incidência de depressões poligonais e dolinas com a presença de sistemas de cavernas.

Grupo Corumbá – Serra da Bodoquena, MS (Anexo 3 - Sallun e Karmann 2007a)

A região do planalto da Bodoquena foi objeto de um projeto de pesquisa integrando estudos do relevo, mapeamento topográfico e geológico de cavernas, inclusive com apoio de equipes de mergulho em cavernas, visto que grande parte destas encontra-se atualmente em ambiente freático.

Do ponto de vista geomorfológico, a superfície carbonática foi compartimentada em diversas unidades de relevo, revelando associações de formas cársticas em função do tipo de rocha carbonática (calcários e dolomitos), presença de estruturas geológicas (unidade de carste poligonal e pavimentos cársticos com fendas de dissolução) e taxas de soerguimento diferenciadas, associadas à movimentações de blocos crustais ao longo de prováveis zonas de falhamento (planalto calcário em relação à planície dolomítica com morros residuais. Parte destes resultados foram publicados, conforme o **Anexo 3**.

A influencia de movimentações tectônicas recentes também foi sugerida através do estudo de estalagmites submersas cobertas por crostas de calcita subaquática. Estas estalagmites encontram-se atualmente em profundidades além de possíveis variações do nível da água induzidas por oscilações climáticas seculares, o que sugere influencia de subsidência tectônica no processo de afogamento destas estalagmites. Esta hipótese, em parte ainda a ser comprovada por estudos complementares, foi divulgada em resumo de congresso, conforme o **Anexo 4** (Sallun Filho et al., 2006).

Os trabalhos relativos a este projeto também resultaram na tese de doutorado de Sallun Filho (2005), intitulada "Geomorfologia e geoespeleologia do carste da Serra da Bodoquena, MS"

ANEXOS

3 e 4

Geomorphological map of the Serra da Bodoquena karst, west-central Brazil

WILLIAM SALLUN FILHO¹ and IVO KARMANN²

¹ Instituto Geológico - SMA/SP, Avenida Miguel Stéfano 3900, São Paulo, SP, 04301-903, Brazil; wsallun@uol.com.br

² Instituto de Geociências - USP, Rua do Lago 562, São Paulo, SP, 05508-080, Brazil.

(Received 1st April 2007; Revised 18th August 2007; Accepted 25th August 2007)

Abstract: The Serra da Bodoquena is a karst area situated on the southern edge of the Pantanal wetland region in the states of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul, central-western Brazil. Morphological analysis, on a scale of 1:60,000, made it possible to identify such various karst features as dolines, caves, sinks and springs, as well as karst cones and corridors, among others, compartmentalized into six morphological units. To the west of the Serra, the labyrinth karst that was identified reflects a situation of extreme flattening and diffuse infiltration via vertical fractures, which is gradually limited by polygonal karst, to the extent that there is drawdown of the water level. To the north of the Serra, these features are obscured by a greater degree of fluvial incision, which develops in the form of canyons and alluvial plains. To the east, there is a predominance of karst plains with dolines in a thick soil covering, associated with residual hills. There are tufa deposits along the current fluvial drainage system, and extensive older deposits occur in Quaternary terraces. Sandstone plains with innumerable dolines occur to the southeast of the Serra, reflecting the presence of subjacent karst. Geomorphological mapping of this area will be able to contribute to the Serra da Bodoquena National Park management plan, or assist in the development of anthropic soil use/occupation plans.

1. Introduction

The Serra da Bodoquena is one of the most extensive continuous karst areas in Brazil, located in the Mato Grosso do Sul State, in the central western part of Brazil (Figure 1A). It consists of a north-south plateau that extends for approximately 200 km, which forms an important water divide with an altitude of approximately 800 m (Figure 1B). It is unique in the context of the Brazilian Platform, because neotectonic activities have been recognized in the area that are related to the development of the Cenozoic Pantanal Basin (Figure 1B), which is still subsiding.

Few studies have been made of the geology and geomorphology of the Serra da Bodoquena karst (Almeida, 1965). The study reported herein involved the first geomorphological mapping to identify distinct morphological karst zones.

The Serra da Bodoquena karst is part of the system of plateaus and mountains (Ross, 2000) that surrounds the lower plains of the Pantanal Matogrossense Plain (Almeida, 1965) (Figure 1B), a regional base level with an altitude of 60 to 180 m a.s.l. The Serra da Bodoquena consists of a north-south plateau, which embraces both carbonatic and terrigenous rocks of the Corumbá Group (Neoproterozoic III) with open folds along a north-south axis and lowered plains that surrounds the plateau. The western part of this lowland consists of the granite/gneiss basement (Paleoproterozoic Eon); the eastern part, also known as the Miranda River Depression, is formed by terrigenous and carbonatic (mainly dolomitic) metamorphic rocks of the Corumbá and Cuiabá groups (Neoproterozoic III), with intense folding, and thrust faults to the West, as well as sedimentary rocks of the Paraná Basin (Paleozoic and Mesozoic).

The area has a humid tropical climate (Zavattini, 1992) with average temperatures between 22 and 24°C (Nimer, 1979) and an average annual rainfall of 1,419 mm, with 1-3 dry months.

Figure 1 . Location map with the main carbonate rocks in Brazil (A) (modified from [Bizzi et al. \(2001\)](#)) and a digital elevation model (DEM) based on the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, 2006) (B). AP- Araras Plateau, BP- Bodoquena Plateau, MCGP (Maracaju-Campo Grande Plateau).

Figure 2 (next page) Landsat images of northern (A), central (B) and southern (C) portions of Serra da Bodoquena: (A) Noncarbonate area (NCA) in the Paraguai River Depression to the west contrasting with the Bodoquena Plateau where the transition zone plains (TZP) border the polygonal and labyrinth karst (PLK) in the area between tributaries cut in the east by the alluvial plains of the Salobra River (CAP zone) (A1); (B) Cone karst in the Perdido River area (PLK) with Tufa Plains (TP) (B1 - 1:60,000 aerial photograph), associated with karst plains with residual limestone hills in the KPRH zone (Limestone area) to the west on the Bodoquena Plateau and contrasting with the karst plains with residual hills on Dolomite area to the east (KPRH) (B2); (C) Labyrinth karst in the southern part of the Bodoquena Plateau (PLK - Perdido River area) with wide corridors.

2. Material and methods

The geomorphological zones were determined on the basis of the presence of specific karst features, drainage networks and lineaments, drawn on 1:60,000 aerial photographs and Landsat 7 ETM+ images (path 226, rows 74 and 75). A number of geomorphological indices were calculated for each morphological zone. The details of the zones were outlined using a Digital Elevation Model (DEM) based on topographical maps with a scale of 1:50,000 and the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, 2006). Details of the areas were identified by field work, which revealed the locations of caves, polygonal depressions, karst cones, residual hills, dolines, swallets and resurgences. The roughness index (surface area/planar area), was calculated according to Hobson (1972) on the basis of elevation contours using a scale of 1:50,000. The density of cones (Dc) and hills (Dh) was calculated using the number of cones and hills divided by the involved area (in km²). For residual hills, the proportion of hills to plains (Rhp) was also calculated, obtained by dividing the area of hills by the total area of the involved unit. The karst landform zonation was based on terminology from EPA (2002).

3. Karst landform zonation on the map

Mapping the distribution of karst landforms led to the identification of six geomorphological units distributed in the Bodoquena Plateau (Highlands - greater than 500 m a.s.l.) and the Miranda River Depression (Lowlands - less than 500 m a.s.l.), forming exposed karst systems and part of a separate system of subjacent karst.

3.1 Polygonal and labyrinth karst zone (PLK)

This zone encompasses part of the Bodoquena Plateau and is divided into two distinct areas: (i) the southern sector (Perdido River area), which has mainly karst landforms; and (ii) the northern part (Salobra River area), which has more fluvial characteristics.

3.1.1 Perdido River area

This region consists of autogenic recharge, characterized by areas of (a) labyrinth karst (Brook and Ford, 1978) and (b) polygonal karst dominated by cones or cone karst (White, 1988). Superficial rivers are rare or absent and the Perdido River is the main drainage for the area. This area is distinguished by a large number of cones, with 5,657 in an area of 571 km², which constitutes a density of 9.9 cones per km² (Table 1).

The labyrinth karst areas consist of a flat surface interrupted by karren of various sizes. The most frequent karren involve fissures and straight corridors with vertical walls, with flat, relatively narrow bottoms with widths of a few metres to tens of metres, which extend for kilometres (Figure 2C). The largest corridors are found at the southern extremities of this zone, where they extend to up to 6.5 km in length, 500 m in width, and 100 m in depth (Figure 2C). The dissolution fissures and corridors follow the vertical fractures system, providing a crisscross pattern (Figure 2C). The surface is formed by the aligned flat tops between the karren and the tops of the cones (Figure 3C). It cuts the inclined bedding planes and so represents an ancient erosion surface. Near the Perdido River plain, this labyrinth karst fades gradually into cone-dominated areas of polygonal karst, with wide flat-bottomed polygonal depressions (depth of about 50 m) that provide centripetal drainage (Figure 2B). Both the polygonal and labyrinth karst have a roughness index of 1.0098.

3.1.2 Salobra River Area

This area has mixed, predominantly autogenic, recharge that is characterized by segments of both polygonal and labyrinth karst (similar to that found in the Perdido River area), and interrupted by river valleys, formed by tributaries of the Salobra River (Figure 2A), some of which flow underground.

The dendritic drainage pattern has impeded the development of polygonal and labyrinth karst and as a result, the few karst corridors are not as well developed as some other. The drainage goes from SW to NE, conditioned by a system of fractures as well as by dissolution fissures. The polygonal karst has higher cones than the karst in the Perdido River area and the

depressions are deeper, with concave bottoms that form what White (1988) would call cockpit karst. Cones are also common, although fewer in number than in the Perdido River area; 1,400 were counted in an area of 808 km², which constitutes a density of 1.7 per km² (Table 1). The surface formed by the alignment of the tops of the hills follows the direction of the dip of the bedding planes (Figure 3A). The terrain here has more deeply incised valleys than the Perdido River area and so has a greater roughness index (1.0227).

3.2 Canyons and alluvial plains (CAP)

This area is characterized largely by fluvial processes of rivers passing over carbonate rocks, with the fluvial incision at times cutting down to the noncarbonate substrate. This compartment involves mainly the valley of the Salobra River and its tributaries, which are fed by the circulation of karst that is of mixed origin to the West of the valley and of allogenic origin to the East. The springs that give rise to this river arise in narrow valleys, which widen to form alluvial plains deposited by the Salobra River when it reaches its middle and lower courses.

Figure 3 Topographic profiles transverse to Serra da Bodoquena (E-W): (A) Salobra River Basin in the northern area; (B) Central area; (C) Perdido River Basin in the southern area. Note the exaggerated vertical scale; red arrows indicate limits between limestones and dolomites; (D) Location of the topographic profiles.

Figure 3D Location of the topographic profiles (A, B, C).

Zone	Lithology		Altitude (m)	Area (km ²)	Morphometric indices
PLK	Perdido River Area	Limestones	350-750	571	R= 1.0098 (1.0090-1.0111) Dc= 9.9
	Salobra River Area	Limestones	400-800	808	R= 1.0227 (1.0085-1.0380) Dc= 1.7
CAP	Canyons	Limestones and terrigenous rocks	120-700	83	—
	Alluvial plains	Sandy deposits	80-250	53	—
TZP	Terrigenous rocks, limestones and dolomites		400-500	622	R= 1.0013 (1.0012-1.0013)
KPRH	Dolomite Area	Dolomites, terrigenous rocks and limestones	250-800	2150 (total) ~ 180 (hills)	R= 1.0022 (1.0001-1.0080) Dh= 0.17 Rhp= 0.08
	Limestone Area	Limestones and terrigenous rocks	560-720	311 (total) ~ 65 (hills)	R= 1.0013 (1.0012-1.0013) Dh= 0.57 Rhp= 0.26
TP	Tufas		250-400 (PCMR) 450-550 (LKPK)	290	—
SPD	Sandstones (carboniferous Aquidauana Formation)		200-400	164 (at least)	R= 1.0003

Note: R = Average roughness; Dc = Density of cones; Dh = Density of hills; Rhp = Ratio of hills to plains.

Table 1. Physical characteristics and morphometric indices of the Serra da Bodoquena karst.

3.3 Transition Zone Plains (TZP)

This area forms an irregular strip along the western border of the Bodoquena Plateau. It represents the contact zone between carbonate and noncarbonate rocks. In the western part, the plains, with scattered carbonate hills, overlie the main carbonate substrate. Moving eastward, the thickness of the carbonate cover increases in a gradual transition to the PLK. The transition is marked by the presence of swallets, sometimes associated with contact poljes or blind valleys. This compartment includes areas of allogenic capture of water from the karst system to the East, especially from the Salobra River Basin in the northern part of the plateau.

3.4 Karst plains with residual hills zone (KPRH)

Two sectors have been distinguished in karst plains with residual hills: one in the east, which consists of dolomites, comprising part of the Miranda River Depression (< 500 m of altitude), and the other in the west, developed mainly on limestones in the Bodoquena Plateau (> 500 m).

3.4.1 Dolomite area

In the eastern sector of the KPRH, the plains present slightly undulating surfaces covered by thick reddish residual soil, which indicates a deeper epikarst than that in the PLK zone. Subsidence of the soil have developed frequent dolines with exposure of rounded karren. An isolated low-density superficial drainage network is associated with the karst springs on the western edge (Figure 2B) and in the interior of the zone. The recharge comes both from autogenic capture from its surface and partially allogenic groundwater flow from the PLK zone.

The 368 residual hills (30 to 220 m of altitude) commonly have steep slopes (7-33°) (Figure 3), and occur isolated, grouped, or as ridges. The hill density of 0.17 hills per km² is low in relation to the PLK zone. This represents only 8% of the total area ($R_{hp} = 0.08$), which reflects the low roughness index of 1.0022 (Table 1).

3.4.2 Limestone Area

In this part of the region, in contrast to what is found in the dolomitic area, the slightly undulating plains are covered with a relatively thin layer of soil (1-2 m) that overlies a shallow epikarst; no dolines have formed, and an incipient surface drainage network is under development. Although it receives a certain allogenic contribution from the TZP, the hydric recharge is predominately of autogenic nature. The residual hills are approximately 100 m high. They correspond to karst cones associated with polygonal depressions and dissolution fissures; hence, they represent fragments of the PLK zone. The hills, 180 of them, represent 21% of the total area, with a ratio of hills to plains (Rhp) of 0.26. The roughness index is similar to that obtained for the area of dolomites (1.0013), and constitutes a density of 0.57 hills per km² (Table 1).

3.5 Tufa Plains (TP)

This region corresponds to those areas of the Serra da Bodoquena with present-day or ancient deposits of tufa, along most of the rivers of the region. At present, the deposition of tufa occurs in the river beds and along their margins, forming dams (these are not represented on the map because of the scale involved.) Ancient tufas, with Quaternary age, are distributed widely throughout the Serra da Bodoquena, forming unconsolidated micrite deposits at least 290 km² in area (Table 1). The tufa plains can be identified adjacent to fluvial channels, presenting either smooth texture or one of irregular winding arcs. These arcs correspond to the edges of ancient tufa dams, whereas the smooth texture is associated with solid masses of tufa.

3.6 Sandstone plains with dolines (SPD)

This area is a relatively flat surface forming a gentle slope (200 to 400 m in altitude) formed by the sandstones of the carboniferous Aquidauana Formation (Maracaju-Campo Grande Plateau - Figure 1B). This surface forms a continuation of the plains with dolines of the dolomitic area of the KPRH zone, but here the carbonate plains are covered by sandstones that gradually increase in thickness to the East.

The surface developed in this area initially appears to be practically flat on a scale of 1:50,000 (roughness index of 1.0003 - Table 1). However, it has very large depressions, which were identified in the field, where the roughness index was 1.001 for the small area surveyed. The dolines vary in diameter (8 to 700 m) and depth (0.5 to 75 m). These features are typical of the collapse of sandstone after underground erosion and reveal the presence of a subjacent karst system in the carbonate rocks that underlie the Aquidauana sandstones.

4. Conclusions

Six geomorphological zones were defined for the Serra da Bodoquena karst based on interpretation of 1:60,000 aerial photographs, Landsat 7 ETM+ images, DEMs based on topographical maps with a scale of 1:50,000 and the Shuttle Radar Topography Mission ([SRTM, 2006](#)), and field work.

In the central zone the limestone plateau corresponds to a remnant of a flat erosion surface at a altitude of 760 m that is being entrenched.

To the south the labyrinth karst (PLK) is a product of epikarstic solutional entrenchment along vertical fracture zones. In contrast, the preferential solution along vertical fracture intersections is responsible for the development of sinkholes and polygonal karst with karst cones. In areas where the water table was very shallow, karst planes developed through hillslope retraction and alluviation leaving karst cones as residual hills.

As a result of a higher hydraulic gradient in the northern part of the PLK zone, due to the proximity of the Pantanal depression, the polygonal and labyrinth karst surface suffered a strong vadose entrenchment leading to a fluvial system which dissects the karst system.

The eastern sector of the Bodoquena karst, dominated by dolomites, exhibits a dominant morphology of karst plains with residual hills. This morphology is attributed to a subsidence of part of this block relative to the limestone plateau to the west.

The presented geomorphological map can be used for the Serra da Bodoquena National Park management and for the planning of soil use and

human occupation of the region.

Acknowledgements

This work was funded by the FAPESP (Process n° 01/07481-7) and supported by CECAV-IBAMA and Instituto de Geociências (University of São Paulo). The authors thank Linda Gentry El-Dash and Kenitiro Suguio for reviewing the manuscript.

Software

The morphological zones and the karst features were drawn over aerial photographs and digitized in Auto CAD r14. All data were imported into CorelDRAW 10, where the final layout work was done. The satellite imagery was processed in ER Mapper 6.3. The geomorphological indices were calculated using ArcView 3.2 and the roughness indices were calculated using the extension of [Jenness \(2002\)](#), from each 90 m grid cell of [SRTM \(2006\)](#).

References

- ALMEIDA, F. F. M. (1965) Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil, DNPM, 219, 1–96.
- BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J. H., BAARS, F. J. D. M., DELGADO, I., ABRAM, M. B., LEÃO NETO, R., DE MATOS, G. M. M. and SANTOS, J. O. S. (2001) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG e Mapas na Escala 1:2,500,000 Brasília, CPRM, 4.
- BROOK, G. A. and FORD, D. C. (1978) The Origin of Labyrinth and Tower Karst and the Climatic Conditions Necessary for their Development, *Nature*, 275, 493–496.

- EPA (2002) A Lexicon of Cave and Karst Terminology with Special Reference to Environmental Karst Hydrology, Available from: <http://cfpub.epa.gov/ncea/cfm/recordisplay.cfm?deid=54964> [Accessed: 19th June 2006].
- HOBSON, R. D. (1972) Surface roughness in topography: quantitative approach, In Spatial Analysis in Geomorphology (Ed., CHORLEY, R.), Harper and Row, New York, pp. 225–245.
- JENNESS, J. (2002) Surface Areas and Ratios from Elevation Grid (surfgrid.avx) Extension for ArcView 3.x. v. 1.2, Jenness Enterprises.
- NIMER, E. (1979) Climatologia do Brasil, IGBE, Série Recursos Naturais e Meio Ambiente, 4.
- ROSS, J. L. S. (2000) Fundamentos da Geografia da Natureza, In Geografia do Brasil (Ed., ROSS, J.), EDUSP, São Paulo.
- SRTM (2006) Shuttle Radar Topographic Mission, Available from: <http://strm.usgs.gov> [Accessed: 10th October 2003].
- WHITE, W. B. (1988) Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains, Oxford University Press.
- ZAVATTINI, J. A. (1992) Dinâmica Climática no Mato Grosso do Sul, Geografia, Rio Claro, 17(2), 69–95.

Neotectônica vs. clima na submersão de cavernas na Serra da Bodoquena (MS)

W. Sallun Filho¹, I. Karmann², X. Wang³, R. Lawrence Edwards³, H. Cheng³,
Y. Asmerom⁴ & V.J. Polyak⁴

1 Instituto Geológico – SMA, Avenida Miguel Stéfano, 3900, São Paulo, SP, 04301-903, Brasil, wsallun@gmail.com.

2 Instituto de Geociências – USP, Rua do Lago 562, São Paulo, SP, 05508-080, Brasil.

3 Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, Minneapolis, MN 55455, USA.

4 Department of Earth and Planetary Sciences, University of New Mexico, Albuquerque, New Mexico 87131, USA

Abstract The Serra da Bodoquena comprises a karstified carbonate plateau developed upon rocks of the Corumbá Group (Neoproterozoic III), which stands topographically above the plains of the Pantanal wetlands. Some features suggest neotectonic activity in this area, related to the development of the Cenozoic Pantanal Basin, which is still undergoing subsidence. The more conspicuous feature of this karst is the presence of submerged and subaquatic speleothems, below the minimal seasonal water level in flooded caves. These caves occur in residual hills of dolomitic karst plains, which is lower relative to the limestone that outcrops westwards. This is attributed to the movement of fault, with a normal component, because more soluble limestones should have been lowered relative to the less soluble dolomites, after being submitted to same weathering conditions. The presence of stalactites at depths of up to 16 m below the minimal seasonal water table suggests that tectonic subsidence caused their submersion, since it seems improbable that such a large variation in water table would have been caused only by climate change in an inland region. Climatic factors accelerated this flooding process, which reached 1.8 mm/year, during the last 5.000 years, as has been obtained by U/Th dating of submerged stalagmites in the Mimoso cave.

Palavras-chave: Serra da Bodoquena, carste, cavernas submersas, espeleotemas submersos, espeleotemas subaquáticos, neotectônica.

Keywords: Serra da Bodoquena, karst, flooded caves, submerged speleothems, subaqueous speleothems, neotectonics.

INTRODUÇÃO A Serra da Bodoquena, desenvolvida em rochas do Grupo Corumbá, é uma das mais extensas áreas cársticas do Brasil, que se destaca por situar-se em uma área de tectônica recente ativa, dentro do contexto da Plataforma Brasileira, devido à sua proximidade com a área em subsidência do Pantanal Matogrossense (Fig. 1). O carste da Serra da Bodoquena possui alguns aspectos distintos das demais áreas cársticas no Brasil, como compor um planalto carbonático elevado em relação às planícies de rochas menos solúveis adjacentes e a presença de cavernas submersas. A influência tectônica na submersão dessas cavernas tem sido sugerida devido a subsidência da Bacia do Pantanal. Porém, mudanças climáticas durante o Quaternário, também podem ter ocasionado variações significativas do nível de água, eventualmente superpondo o sinal dessa variação tectônica.

O objetivo deste trabalho é confrontar o papel da tectônica recente no afogamento dessas cavernas e a influência da variação climática nos últimos milhares de anos.

A Serra da Bodoquena está localizada na porção Centro-Oeste do Brasil e compõe uma área elevada que se estende por cerca de 200 km na direção Norte-Sul, com altitudes de cerca de 800 m. Faz parte de um sistema de planaltos e serras que circundam as Planícies do Pantanal Matogrossense (Fig. 1), com nível de base regional entre 60 e 180 m de altitude. Atualmente essa área possui clima tropical úmido (Zavattini 1992) com temperaturas médias entre 22 e 24°C (Nimer 1979) e uma precipitação média anual de 1419 mm, com de 1 a 3 meses de seca entre junho e agosto. A vegetação é de cerrado, com floresta estacional decidual.

CAVERNAS E ESPELEOTEMAS SUBMERSOS

As cavernas da Serra da Bodoquena ocorrem com maior frequência no Planalto da Bodoquena e em morros residuais em planícies na Depressão do rio Miranda (Fig. 1). As cavernas submersas ocorrem nos morros residuais dolomíticos na Depressão do rio Miranda, uma unidade geomorfológica mais rebaixada topograficamente em relação ao planalto. Essas cavernas com lagos, espeleotemas vadosos submersos

(estalagmites, estalactites e cortinas) e espeleotemas subaquáticos (cones e crostas) são uma das características mais marcantes do carste da Serra da Bodoquena. Neste trabalho estudaram-se as cavernas Mimoso, Lago Azul e Anhumas, que possuem espeleotemas vadosos abaixo do nível de água mínimo atual.

Figura 1. Localização da área estudada, com as principais feições geomorfológicas regionais. Serras residuais do rio Paraguai: 1-Serra das Araras, 2-Planalto da Bodoquena; PMCG-Planalto de Maracajú-Campo Grande; DRP-Depressão do rio Paraguai; DRM-Depressão do rio Miranda.. Modelo digital de terreno baseado nos dados de SRTM (USGS)

A variação sazonal atual do nível de água foi monitorada para estimar a influência climática na submersão das cavernas. No ano da coleta, a precipitação medida de chuva foi de 912,8 mm (Fig. 2). Isto mostra que, em 24 anos de registro, o ano de coleta foi mais seco que a média de 1419 mm, mais seco que o máximo registrado de 1954 mm (em 1969) e um pouco mais chuvoso que o mínimo de 581,3 mm (em 1999). Assim, para a finalidade proposta, foi um ano representativo de períodos secos. Inicialmente, a distribuição dos espeleotemas submersos e subaquáticos foi relacionada com a variação sazonal atual do nível de água. A variação atual medida foi de 8,5 m na Gruta Mimoso, 2,6 m na Gruta Lago Azul e 2,6 metros no Abismo Anhumas.

Na Gruta Mimoso, os espeleotemas vadosos ocorrem desde acima do nível de água máximo até 16 metros abaixo do nível de água mínimo, ou seja, atualmente os espeleotemas submersos mais profundos não emergem durante os períodos mais secos (Fig. 3a, b, c). Já os espeleotemas subaquáticos, como crostas e cones, ocorrem desde 5 metros até mais de 40 metros abaixo do nível de água mínimo (Fig. 3c, d, e). As crostas subaquáticas cobrem tanto sobre a rocha das paredes e do teto como espeleotemas vadosos e cones (Fig. 3c, d, e). As maiores espessuras observadas são de até 10 cm, mas espessuras maiores são prováveis. Os cones são estruturas de dimensões variadas e os maiores alcançam até 7 m de altura e 2 m de diâmetro (Fig. 3d).

Espeleotemas vadosos e crostas calcílicas subaquáticas, coletadas na Gruta Mimoso, de 9,3 a 11,3 m (em relação ao nível de água médio), foram datadas pelo método U/Th (Fig. 3f). As idades mostram que o lago esteve mais baixo entre 7800 e 5300 anos BP, quando houve deposição das estalagmites. A partir de 5300 anos BP inicia-se a deposição de crostas subaquáticas, com o nível do lago mais alto.

DISCUSSÃO O Planalto da Bodoquena, juntamente com os sedimentos da Bacia do Paraná, no Planalto de Maracajú-Campo Grande, formam uma única superfície de aplainamento, correlacionada com a Superfície Sul-Americana. Essa superfície, com altitude de cerca de 760 metros, é visível na porção central do Planalto da Bodoquena e, mais raramente, nos alinhamentos dos topos dos morros na Depressão do rio Miranda.

Há um desnível entre o Planalto da Bodoquena e a Depressão do rio Miranda, ao qual corresponde de forma geral aos calcários e aos dolomitos, respectivamente. Se a superfície de aplainamento original era a mesma para as duas rochas, como se observa na porção central da serra, seria de se esperar que os morros residuais dos dolomitos possuísem cotas mais elevadas que os calcários, porém com as planícies de ambos, niveladas entre si. No domínio dos dolomitos, a superfície de aplainamento original é pouco preservada, ocorrendo na parte central da serra (planalto) e em raros topos de morros (depressão).

Estudos demonstram que a calcita é mais solúvel que a dolomita (Chou *et al.* 1989, Appelo & Postma 1993) da mesma forma que os calcários em relação aos dolomitos (Rauch & White 1977). A natureza dolomítica das rochas não permitiu o desenvolvimento de muitas feições cársticas de superfície, apesar do desenvolvimento de condutos e cavernas.

Figura 2. Profundidades dos espeleotemas relacionadas a variação sazonal do nível de água na Gruta Mimosa, e a precipitação de chuva na área no período estudado

Figura 3. Espeleotemas na Gruta Mimosa com as profundidades relativas ao nível de água médio. A) Estalagmite dissolvida nas bordas sobre blocos desmoronados (-10 m); B) Estalactite coberta por crosta subaquática (-12 m); C) Estalagmites cobertas por crosta (-9 m); D) Cones subaquáticos cobertos por crosta (topo a -20 m e base a -26 m); E) Estalagmites cobertas por crosta (-11 m); F) Idades U/Th de amostras MI-10, 1 e 2, coletadas respectivamente nas profundidades, relativa ao nível de água médio, de 9, 11,6 e 10 m

Essa superfície foi elevada no final do Cretáceo/Mioceno com o soerguimento pré-Pantanal, e desde então vem sendo esculpida. Após esse soerguimento tem-se o início da subsidência e sedimentação da Bacia do Pantanal no Plio-Pleistoceno (Assine & Soares 2004, Ussami *et al.* 1999) e o desnivelamento da superfície de aplainamento por meio de blocos de falha. Baseados em geofísica Shiraiwa & Ussami (1993) estimaram que no início da orogenia andina a área do Pantanal foi soerguida, seguida de subsidência, e atualmente as áreas elevadas ao redor da bacia, como os planaltos da Bodoquena, Maracaju-Campo Grande e da Província Serrana, representam a topografia erodida desse período.

Assim a abertura do Pantanal além de gerar diferenças dentro do planalto, também gerou desníveis entre blocos distintos, hoje delimitados por escarpas. As falhas que delimitam os blocos em soerguimento e subsidência não foram observadas diretamente, mas dados geofísicos confirmam sua existência (Ussami *et al.* 1999).

A subsidência tectônica da Bacia do Pantanal alcança até 500 metros de espessura de sedimentos e é reflexo de esforços distensionais no arco flexural da bacia de antepaís do Chaco (Shiraiwa 1994, Ussami *et al.* 1999).

O desenvolvimento dessa bacia faz com que haja uma subsidência não só no depocentro, mas também nas bordas. Dessa forma é lógico pensar que a Serra da Bodoquena, que está na borda sul da Bacia do Pantanal, esteja em subsidência. A subsidência tectônica da Bacia do Pantanal provoca o rebaixamento do nível de base regional e, conseqüentemente, o aumento do gradiente hidráulico nas bordas, pois há uma convergência das drenagens dos planaltos adjacentes para seu interior, com um desnível de quase 1.000 metros entre eles.

O rebaixamento da Depressão do rio Miranda em relação ao Planalto da Bodoquena, com cavernas com espeleotemas vadosos submersos em alguns deles reforça a subsidência tectônica desse bloco. Porém, provavelmente, ocorre influência climática e tectônica no processo de afogamento das cavernas e espeleotemas vadosos. Mas por meio da quantificação da variação atual do nível da água constatou-se que na Gruta Mimoso a variação atual é de 8,5 metros e dessa forma, em uma época muito seca, seria possível, porém improvável, que as estalagmites mais profundas encontradas estivessem em ambiente vadoso. Isto não se ocorreu observado no período estudado, que foi mais seco que a média, mas não mais seco já registrado na região em 24 anos de registro.

Apesar dos dados paleoclimáticos existentes serem de outras regiões e bastante contraditórios, reconhece-se um período mais seco que o atual na maior parte do Brasil, a exceção da região Nordeste. Ledru (1993) determinou um período seco entre 5500 e 4500 anos BP, no Brasil Central, e indica que esse período seco ocorreu em toda a América do Sul em épocas distintas, de acordo com a latitude. Na região Amazônica brasileira, na Venezuela e na Colômbia, um período seco entre 8.000 e 4.000 anos foi constatado por Ledru (1993). Thomas & Thorp (1995) estabeleceram que a partir de 9.000 anos BP inicia-se uma fase seca que culmina há 3.500 anos BP, quando se inicia uma fase úmida chegando aos níveis atuais. Ainda no Brasil Central Salgado-Laboriau *et al.* (1997) descreveram clima seco entre 18.500 e 6.500 anos BP, com um aumento de umidade por volta dos 5.000 anos BP. Ledru *et al.* (1998) observaram clima seco entre 10.000 e 7.000 anos BP, sazonal entre 7.000 e 4.000 anos BP e próximo das condições atuais após 4.000 anos BP, nas regiões Sudeste e Central do Brasil. Em terraços do rio Paraná, no estado do Paraná, Stevaux (2000) reconheceu um período seco entre >40.000 e 8.000 anos BP, seguido de período úmido que durou até 3.500 anos BP. Posteriormente, Parolin & Stevaux (2001) descreveram em local próximo, mas no estado do Mato Grosso do Sul, depósitos eólicos indicativos de clima seco entre 10.000 e 3.000 anos BP. Os dados paleoclimáticos mais próximos são de lagos no Pantanal Matogrossense onde Bezerra (1999) estabeleceu uma mudança para um clima mais úmido entre 10.200 e 5.190 anos BP que permitiu a individualização dos lagos, o que levou Assine & Soares (2004) a estabelecer o limite Pleistoceno/Holoceno para o estabelecimento das terras úmidas no Pantanal.

As idades obtidas nas cavernas submersas mostram que o lago esteve mais baixo entre no mínimo 7.800 e 5.300 anos BP quando houve deposição de espeleotemas vadosos, indicando um clima mais seco, porém não árido. A partir de 5.300 anos BP houve deposição de crostas em ambiente subaquático com o nível do lago mais alto, indicando clima úmido, talvez muito parecido com o atual. Essa fase mais seca pode ser correlacionada a períodos secos descritos acima em outras regiões brasileiras.

Acreditamos assim que mesmo na fase seca houve precipitação de chuva suficiente para deposição de espeleotemas, porém com o lago mais baixo. A subida do lago por subsidência tectônica ocorre continuamente, mesmo na fase seca. Em 5.000 anos BP houve uma conjunção de condições climáticas úmidas e subsidência tectônica que permitiram o afogamento dos espeleotemas vadosos. Após 5.000 anos BP fases secas são registradas em carbonatos precipitados em lagoas

no Pantanal em 3.820 anos BP (Assine *et al.* 1997) e em estalagmites na Gruta João Arruda (próxima a Gruta Mimosa) entre 3.800 e 2.500 anos BP (Bertaux *et al.* 2002).

O papel da subsidência tectônica no afogamento dos espeleotemas vadosos é demonstrado pela rapidez de subida do nível de água. Auler & Smart (2001) registraram uma descida do nível de água de 13 metros durante os últimos 17.000 anos BP no Nordeste do Brasil, que possuía um clima úmido passando para condições semi-áridas, nos dias de hoje. A partir desses dados obtemos taxas de descida do nível de água de cerca de 0,76 mm/ano. Apesar de ser em um local muito distante, esse valor é uma referência para quantificação da variação do nível de água no Brasil por intermédio de fenômenos unicamente climáticos. Atualmente no Nordeste do Brasil o clima é semi-árido com precipitações em torno de 500 mm anuais, não ocorrendo deposição efetiva de espeleotemas. Se antes de 5.300 anos BP o clima da Serra da Bodoquena fosse semi-árido a tal ponto de baixar o

nível do lago em cerca de 12 metros não deveria haver a deposição de estalagmites e estalactites.

Na Gruta Mimosa a taxa de subida do nível de água de 8 metros em 5.000 anos BP, ou 1,8 mm/ano, é cerca de 2 vezes mais rápido que a taxa obtida para o Nordeste do Brasil. Essa taxa é considerada muito alta, tanto para efeito exclusivamente tectônica ou climático. A presença de possíveis estalactites a 16 metros do nível de água mínimo atual, confirma o efeito tectônico na submersão desses espeleotemas, pois é improvável uma variação climática tão acentuada em uma área continental.

Assim atribui-se essa subida de nível de água a uma somatória dos dois fatores, com influência climática e tectônica no processo de afogamento das cavernas e espeleotemas vadosos, sem quantificar a influência de cada fator.

Agradecimentos Os autores agradecem à FAPESP pelo financiamento das pesquisas (proc. n° 01/07481-7). Ao CECAV-IBAMA pelo apoio e expedição das autorizações de coleta. São gratos aos mergulhadores Marcos Philadelphi e Ismael Escote pelas coletas e fotografias dos espeleotemas.

Referências

- APELLO C.A.J. & POSTMA D. 1993. Carbonates and carbon dioxide. In: APELLO C.A.J. & POSTMA D. (eds.) *Geochemistry, groundwater and pollution*, A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield, pp.: 86-141.
- ASSINE M.L. & SOARES P.C. 2004. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International*, **114**: 23-34.
- ASSINE M.L., SOARES P.C., ANGULO R.J. 1997. Construção e abandono de lobos na evolução do leque do rio Taquari, Pantanal Mato-grossense. In: ABEQUA, Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 6, *Anais*, pp. 431-433.
- AULER A., SMART P.L. 2001. Late Quaternary paleoclimate in semiarid Northeastern Brazil from U-series dating of travertine and water-table speleothems. *Quaternary Research*, **55**: 159-167.
- BERTAUX J., SONDAG F., SANTOS R., SOUBIÈS, F., CAUSSE C., PLAGNES V., LE CORNEC F., SEIDEL, A. 2002. Paleoclimatic record of speleothems in a tropical region: study of laminated sequences from a Holocene stalagmite in central-west Brazil. *Quaternary International*, **89**: 3-16.
- BEZERRA M.A.O. 1999. *O Uso de Multi-traçadores na Reconstrução do Holoceno no Pantanal Mato-grossense, Corumbá, MS*. Tese de Doutorado, Universidade Federal de São Carlos, 214 p.
- CHOU L., GARRELS R.M., WOLLAST R. 1989. Comparative study of the kinetics and mechanisms of dissolution of carbonate minerals. *Chemical geology*, **78**: 269-282.
- LEDRU M.P. 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. *Quaternary Research*, **39**: 90-98.
- LEDRU M.P., SALGADO-LABOURIAU M.L., LORSCHTEIT M.L. 1998. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr B.P. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **99**: 131-142.
- NIMER E. 1979. *Climatologia do Brasil*. IBGE, Série Recursos Naturais e Meio Ambiente, vol. 4, 422 pp.
- PAROLIN M. & STEVAUX J.C. 2001. Formação de Dunas Eólicas Durante o Holoceno Médio Taquaruçu, Mato Grosso do Sul. *Pesquisas em Geociências*, **28**(2): 43-46.
- RAUCH H.W., WHITE W.B. 1977. Dissolution kinetics of carbonate rocks. 1. Effects of lithology on dissolution rate. *Water resources research*, **13**: 381-394.
- SALGADO-LABOURIAU M.L., CASSETI V., FERRAZ-VICENTINI K.R., MARTIN L., SOUBIÈS F., SUGUIO K., TURCQ B. 1997. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and alm swamp from Central Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **128**: 215-226.
- SHIRAIWA S. 1994. *Flexura da litosfera continental sob os Andes centrais e a origem da Bacia do Pantanal*. Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Brasil, 86 p.
- SHIRAIWA S. & USSAMI N. 1993. *Lithospheric flexure of the Central Andes and the origin of the Cenozoic Pantanal Basin, western Brazil*. EOS Transactions American Geophysical Union, Washington, n. suppl., pp. 500.
- STEVANUX J.C. 2000. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River:

- Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. *Quaternary International*, **72**: 73-85
- THOMAS M.F. & THORP M.B. 1995. Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the Last Pleistocene and Early Holocene in the humid and sub-humid tropics. *Quaternary Science Reviews*, **14**: 193-207.
- USSAMI N., SHIRAIWA S., DOMINGUEZ J.M.L. 1999. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: the Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics*, **18**(1): 25-39.
- ZAVATTINI J.A. 1992. Dinâmica Climática no Mato Grosso do Sul. *Geografia (Rio Claro)*, **17**(2): 69-95.

Feições de subsidência e colapso em coberturas de rochas sedimentares (Anexo 5, Sallun Filho e Karmann 2007b)

No contexto da ação geomórfica da água subterrânea ressalta-se aqui a ocorrência de feições de relevo como dolinas de colapso e de subsidência lenta no domínio das rochas sedimentares siliciclásticas da Bacia fanerozóica do Paraná que recobrem calcários proterozóicos do grupo Açungui. Tratam-se das depressões conhecidas como “Furnas de Ponta de Grossa” (região do município de Ponta Grossa, PR), borda leste da Bacia do Paraná e o “Buraco das Araras” e depressões circulares da região de Jardim, MS, borda oeste da Bacia do Paraná. Uma destas depressões na região de Jardim é reconhecível no mapa topográfico 1:100.000, o que logo chamou atenção durante os trabalhos de campo na região. A origem destas feições enquadra-se numa questão polemica na literatura, onde a discussão envolve o carste, pseudocarste e o carste profundo (*deep seated karst*, Rehrl, et al. 2009). Autores anteriores atribuem a origem destas depressões à processos de carstificação nos arenitos, através da dissolução e remoção de cimento caolinítico destes arenitos (Melo et Al. 2000 e Melo, 2002), mas não apresentam evidências do mecanismo de transporte da massa de resíduo insolúvel formada pela areia quartzosa, no sentido de justificar os vazios de grandes dimensões associados às dolinas de colapso. Também não explicam o padrão de distribuição destas feições, que acompanham em superfície, exatamente a continuidade projetada em subsuperfície das faixas carbonáticas do embasamento da bacia.

O artigo em anexo demonstra situações geológicas que permitem atribuir os colapsos e subsidência nos arenitos à carstificação profunda nas rochas carbonáticas subjacentes, compostas por metacalcários do Grupo Açungui, no Paraná, e ao Grupo Corumbá, no Mato Grosso do Sul, aplicando o conceito de carste profundo (Klimchouk e Ford, 2000; Rehrl, et al. 2009).

Situações semelhantes a esta publicada (**anexo 5**) foram observados pelo autor na borda leste da bacia do Parnaíba, Serra da Ibiapaba, CE, no prolongamento dos calcários do proterozóicos da Formação Frecheirinha (Grupo Ubajara), região do município de Ubajara e na região do vale do rio Peruaçu (Januária, MG), onde dolinas ocorrem nos arenitos do Grupo Urucuia que recobrem calcários do Grupo Bambuí.

ANEXO

5

Dolinas em arenitos da Bacia do Paraná: evidências de carste subjacente em Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR)

William Sallun Filho¹ & Ivo Karmann²

Resumo Dolinas em arenitos ocorrem na Formação Aquidauana em Jardim (MS) e na Formação Furnas em Ponta Grossa (PR), Bacia do Paraná. Na região Ponta Grossa o recuo das rochas areníticas é marcado pela “Escarpa da Formação Furnas”, enquanto em Jardim não há escarpa associada. As dolinas de Jardim são geralmente amplas e rasas, e as de Ponta Grossa profundas e escarpadas. Em Ponta Grossa as dolinas, tiveram sua origem vinculada, na maioria dos estudos, à erosão subterrânea nos arenitos, devido à presença de feições de relevo ruiforme, proximidade de escarpas e ausência equivocada de rochas carbonáticas no embasamento da bacia. As dolinas de Jardim e Ponta Grossa são fenômenos de colapso geradas por processo de *piping*, ocasionado pelo desenvolvimento de um sistema cárstico subjacente, profundo, em ambiente freático, nas rochas carbonáticas do embasamento. O papel do carste subjacente na formação dolinas em arenito é demonstrado por: 1) as dolinas não estão distribuídas ao longo de todas as unidades areníticas da Bacia do Paraná, mas pelo contrário, são restritas apenas em localidades com rochas carbonáticas no embasamento da bacia; 2) feições de relevo ruiforme são formas superficiais de origem erosiva ou intempérica nos arenitos e podem ser atribuídas a pseudocarste, não tendo relação direta com as dolinas, que mesmo estando na superfície, representam pontos de injeção de água meteórica, conectado em profundidade ao sistema cárstico; 3) o alinhamento de feições de superfície, além de demonstrar o controle estrutural nos arenitos, expressa direção de condutos cársticos em profundidade. A “Depressão de Vila Velha”, descrita pela primeira vez neste estudo, abrange todas as dolinas da região de Ponta Grossa, é reflexo do processo de *piping* devido ao carste subjacente. Na área de carste exposto feições típicas não são muito freqüentes ou evidentes, devido à composição dolomítica, e as dolinas, são mais evidentes nos arenitos do que nos próprios carbonatos. Porém, em Jardim, a transição geomorfológica gradual entre arenitos e carbonatos torna mais visível o carste subjacente, expondo as feições cársticas, diferentemente da região de Ponta Grossa onde o carste encontra-se distante das dolinas e em maior profundidade.

Palavras-chave: dolina, arenito, carste subjacente, pseudocarste, Formação Furnas, Formação Aquidauana.

Abstract *Dolines in Paraná Basin sandstones: evidence of subjacent karst conditions in Jardim (MS) and Ponta Grossa (PR)* In the Paraná Basin, dolines in sandstones occur in the Aquidauana Formation in Jardim (MS) and in the Furnas Formation in Ponta Grossa (PR). In the Ponta Grossa region, the retreat of arenitic rocks is marked by the “Furnas Formation Escarpment”, whereas in Jardim there is no associated escarpment. The dolines of the Jardim are generally extensive and shallow, and those of the Ponta Grossa deep and scarped. In Ponta Grossa, the dolines have had their origin associated, in most studies, with the subsurface erosion of sandstones, due to the presence of ruiniform relief features, the proximity of escarpments and the mistaken absence of carbonatic rocks in the basement of the basin. The Jardim and Ponta Grossa dolines are collapse phenomena generated by a piping process, brought about by the development of a subjacent karst system, at depth, in a phreatic environment, in the carbonatic basement rocks. The role of subjacent karst in doline formation in sandstones is demonstrated by: 1) rather than being distributed along all the arenitic units of the Paraná Basin, dolines are restricted to only those locations with carbonatic rocks in the basement structures of the basin; 2) ruiniform relief features are surface structures originating from erosive or weathering processes in sandstones and can be attributed to pseudokarst, having no direct relationship with the dolines, which even when present at the surface, represent points of injection of meteoric water, connected at depth to the karst system; 3) besides being evidence of structural control in the sandstones, the alignment of surface features shows the direction of karst conduits at depth. The “Vila Velha Depression”, described for the first time in this study, which includes the dolines in the Ponta Grossa region, is a reflection of the piping process brought about by the subjacent karst. In the exposed karst area typical features are not very frequent or evident, due to dolomitic composition, and the dolines are more evident in sandstones than the actual carbonate rocks. However, in Jardim, the gradual geomorphological transition between sandstones and carbonate rocks makes the subjacent karst more visible, which exposed the karst features, in a different manner to the Ponta Grossa region, where the karst is encountered at a distance from the dolines and at greater depth.

Keywords: doline, sandstone, subjacent karst, pseudokarst, Furnas Formation, Aquidauana Formation.

1 - Instituto Geológico, Secret. do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil. E-mail: wsallun@igeologico.sp.gov.br

2 - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil. E-mail: ikarmann@usp.br

INTRODUÇÃO Notáveis exemplos de dolinas ocorrem em arenitos da Bacia do Paraná, na Formação Aquidauana em Jardim (MS) na Serra da Bodoquena (Lino *et al.* 1984, Sallun Filho *et al.* 2004, Sallun Filho 2005 – Fig. 1) e na Formação Furnas na região de Ponta Grossa (PR – Maack 1946; Melo *et al.* 2000, Melo 2002) e Nova Campina (SP – Santoro & Frascá 1989; Hiruma *et al.* 2007).

As formações Furnas e Aquidauana são unidades compostas essencialmente por arenitos. A Formação Furnas, que alcança até 300 m de espessura na região, é uma unidade composta de arenitos quartzosos, de granulação média a grossa, feldspáticos e/ou caulínicos, mal selecionados, com estratificação cruzada, intercalados com níveis delgados de conglomerados (Assine 1999). A Formação Aquidauana, com até 500 m de espessura na região, é composta essencialmente de arenitos quartzosos, finos a grossos, com estratificação plano-paralela incipiente, níveis de lamitos e conglomerados subordinados (Araújo *et al.* 1982).

Este trabalho apresenta novos dados sobre dolinas em arenitos da Bacia do Paraná, com o objetivo de demonstrar sua relação com o carste subjacente em rochas carbonáticas do embasamento. Entende-se aqui como carste subjacente aquele que se desenvolve em profundidade através da dissolução de rochas solúveis cobertas por rochas resistentes e insolúveis (Jackson & Bates 1997, Culver & White 2005), as quais podem sofrer colapsos e subsidência (com formação de dolinas) devido à carstificação em profundidade. Segundo Klimchouk & Ford (2000a) o carste subjacente é um tipo de carste interestratal. Dolinas apesar de serem feições superficiais, possuem origem vinculada à existência de

condutos desenvolvidos em subsuperfície.

Diversas hipóteses foram formuladas para explicar a origem destas dolinas, especialmente na Formação Furnas. Uma destas hipóteses é a existência de processos cársticos em profundidade que geram colapsos em superfície (Maack 1946 e 1956, Le Bret 1962, Bigarella *et al.* 1994). Porém, como na Formação Furnas as dolinas se situam junto a feições de relevo ruiforme (escarpas) da borda da Bacia do Paraná, com menor espessura de sedimentos (Figs. 1 e 2), alguns autores (Lima *et al.* 1975, Soares 1989, Melo *et al.* 2000, Melo 2002) supõem que foram geradas por erosão subterrânea nos arenitos da Formação Furnas, por carregamento de grãos (*piping*) por fluxo de água subterrânea no aquífero em direção à escarpa, por vezes ignorando a presença de carbonatos subjacentes, ou mesmo colocando dúvida sobre sua existência. Porém, nas ocorrências de dolinas de Jardim (MS) a presença de carste subjacente é mais visível e já foi sugerida por Lino *et al.* (1984). Em Jardim as escarpas da Formação Aquidauana situam-se a centenas de quilômetros (Fig. 2) e há uma transição gradual geomorfológica entre arenitos e carbonatos, em vários estágios da evolução do sistema cárstico associado, diferentemente das ocorrências da região de Ponta Grossa onde o carste encontra-se distante das dolinas e em maior profundidade. Esses fatores discordantes entre as duas ocorrências necessitavam de um estudo mais aprofundado para diagnosticar qual o controle efetivo que origina feições tão singulares na Bacia do Paraná.

A premissa inicial da existência de um carste subjacente se baseia no fato de que, mesmo sendo feições relativamente abundantes, as dolinas não estão distribuídas ao longo de todas as unidades areníticas da Bacia do Paraná, independentemente da existência de escarpas associadas, mas pelo contrário, são restritas

Figura 1 - Mapa de localização das dolinas em arenitos nas respectivas unidades da Bacia do Paraná. 1- Depósitos quaternários; 2- Unidades indivisas; 3- Formação Aquidauana; 4- Formação Furnas; 5- Rochas não carbonáticas; 6- Rochas carbonáticas dos grupos Corumbá (MS) e Itaiacoca (SP e PR); 7- Isópacas (m) da Bacia do Paraná; 8- Ocorrências de dolinas: A- Jardim (MS), B- Ponta Grossa (PR – modificado de Bizzi *et al.* 2001, e Milani & Ramos 1998).

Figura 2 - Localização das dolinas em arenitos da Bacia do Paraná e escarpas das formações Aquidauana e Furnas. 1- Unidades indivisas da Bacia do Paraná; 2- Rochas não carbonáticas; 3- Rochas carbonáticas dos grupos Corumbá (MS) e Itaiacoca (SP e PR); 4- Escarpas; 5- Ocorrências de dolinas em arenitos: A- Jardim (MS), B- Ponta Grossa (PR). Escarpas modificadas de Beurlen (1956), Maack (1953) e Ponçano *et al.* (1981).

a localidades onde ocorrem rochas carbonáticas como embasamento das unidades fanerozóicas. No caso da Formação Furnas (SP e PR), o embasamento é constituído de carbonatos do Grupo Itaiacoca, e, no caso da Formação Aquidauana (MS), por carbonatos dos grupos Cuiabá e Corumbá, ambos de idade proterozóica.

MATERIAIS E MÉTODOS Devido às diferentes formas de ocorrências das dolinas, foram empregadas técnicas distintas para o estudo das feições em Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR).

Em Jardim foi realizado mapeamento litológico e geomorfológico para identificar diferentes compartimentos. A delimitação de feições foi feita a partir do Modelo Digital de Terreno (MDT), imagens de satélite (Landsat 7 +ETM), fotografias aéreas em escala 1:60.000, identificação e mapeamento de campo. O MDT foi gerado a partir de dados do SRTM (2006). O mapeamento de dolinas em campo visou sua localização e caracterização quanto à forma em planta e em perfil, além das características geológicas, devido à pequena escala dos mapas topográficos e fotografias aéreas existentes. Em campo foi utilizado GPS com altímetro barométrico para localização e determinação da amplitude das dolinas.

Em Ponta Grossa (PR) foi utilizado MDT a partir do SRTM (2006), fotografias aéreas em escala 1:25.000 e dados bibliográficos para comparação com feições descritas em Jardim.

A rugosidade foi calculada, em escala 1:50.000, pela razão entre a área real e a área plana (Hobson 1972) a partir dos dados do SRTM (2006). Em ambos os casos, a orientação preferencial e os alinhamentos de feições cársticas, como dolinas, nascentes e caver-

nas, foram traçados para correlação com condutos em profundidade. Os mapas de rugosidade e declividade foram gerados utilizando-se a extensão *Surface Areas and Ratios from Elevation Grid*, v. 1.2 (Jenness 2002) do Arcview 3.2, a partir de cada célula da malha (*grid*) de 90 m do SRTM (2006).

A forma em perfil de dolinas (perfil suave ou íngreme) foi definida a partir da razão entre a profundidade e o diâmetro (P/D), para diferenciar dolinas, *poljes*, corredores e *canyons* (mais largas que fundas, com índice menor ou igual a 1) de chaminés, poços, abismos e fendas (mais fundas do que largas, com índice menor que 1 – White 1988). Quanto maior o valor de P/D mais íngreme é o perfil da dolina. Para dolinas assimétricas a razão P/D foi obtida utilizando o diâmetro médio calculado a partir dos eixos maior e menor. A localização de algumas cavernas e dolinas foram obtidas no Cadastro Nacional de Cavidades da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE).

DOLINAS NA FORMAÇÃO AQUIDAUANA EM JARDIM (MS)

As dolinas em arenitos da Serra da Bodoquena (MS) ocorrem em uma superfície aplainada denominada Depressão do Rio Miranda (Alvarenga *et al.* 1982), constituída na região por rochas cristalinas do embasamento e sedimentares da Bacia do Paraná (Formação Aquidauana). Esta depressão compreende planícies cársticas com morros residuais e dolinas em rochas dolomíticas dos grupos Corumbá e Cuiabá (Fig. 3) e dolinas nos arenitos da Formação Aquidauana, bem como nas respectivas coberturas de solo. A Depressão do Rio Miranda, disposta em rampa suave entre as cotas topográficas de 200 a 400 m, é recoberta pelos arenitos que, gradativamente, aumentam em espessura

Figura 3 - Dolinas na Formação Aquidauana. A- Mapa geológico e de localização das dolinas. 1-Depósitos de tufas (Quaternário); 2- Formação Aquidauana; Grupo Corumbá; 3- Calcários; 4- Rochas siliciclásticas e dolomitos; Grupo Cuiabá; 5- Rochas siliciclásticas; 6- Mármore; 7- Áreas de detalhe; 8- Áreas utilizadas para o cálculo da rugosidade. B- Modelo Digital de Terreno (MDT) com os principais compartimentos morfológicos de Fig. 3A.

para leste, em direção ao Planalto de Maracaju-Campo Grande. Nesta região a escarpa arenítica associada a Formação Aquidauana encontra-se bastante dissecada, tendo recuado para leste com erosão remontante, e situando-se, atualmente, a mais de 100 km a nordeste das ocorrências de dolinas. As dolinas localizam-se em áreas muito planas com baixo nível de rugosidade, entre 1,0003 e 1,0005 para as áreas de detalhe (Fig. 3A). Isso ocorre devido a grande amplitude das depressões, que só podem ser visualizadas em escalas 1:50.000 ou maiores.

Foram localizadas 25 dolinas (Tab. 1), com diâmetros e profundidades muito variadas, em geral muito amplas com 200 m em média, atingindo no máximo 900 m de diâmetro e 75 m de profundidade. Dois tipos

morfológicos de dolinas foram identificados nas duas áreas, distintos pela morfologia de depressões com vertentes suaves a abruptas, apresentando uma relação P/D entre 0,04 e 1,22. A morfologia dominante corresponde a dolinas com uma relação P/D baixa (média de 0,23), vertentes de inclinação suave, fundo plano ou com a presença de lago. Dolinas com relação P/D maior são menos frequentes, apresentando vertentes de alta inclinação, de fundo plano ou com a presença de lago. Depressões maiores são, por vezes, compostas de dolinas menores, tornando difícil a delimitação na escala utilizada, pois são muito amplas e suaves.

Como foi encontrada em campo uma quantidade muito grande de dolinas, optou-se pela definição de duas áreas de amostragem (Fig. 3A), na Fazenda Cha-

Tabela 1 - Dolinas da região de Jardim (MS – Sallun Filho 2005).

Nome	UTM E / N (Zona 21K)	Eixo maior	Dimensões em planta (m)	Prof. (m)*	Litol.**	P/D
Pt.27	556292 7626638	NS	30 x 20	6	Solo	0,24
Pt.28	556192 7627017	N70E	190 x 80	20	Solo e Dol.	0,16
Pt.29	555764 7626950	-----	18 x 16	2	Solo	0,12
Pt.30	556164 7626732	N10E	50 x 45	15	Solo	0,32
Pt.68	553075 7621516	-----	~600 x 500	50	Solo	0,09
Pt.101	556495 7626268	-----	~160 x 100	~5	Solo	0,04
Pt.102	556273 7626061	-----	~150 x 90	~5	Solo e Dol.	0,04
Pt.103	556104 7626042	N76E	~30 x 20	30	Solo e Dol.	1,22
Pt.104	556779 7625910	N40W	50	2	Solo	0,04
Pt.105	556762 7626048	N05W	15	6	Solo	0,4
Pt.106	556813 7626056	-----	8	0,5	Solo	0,05
Pt.107	557429 7626563	N40E	~300 x 250	~20	Solo e Dol.	0,07
Pt.108	557428 7627334	-----	~250 x 150	~20	Solo	0,1
Pt.109	556405 7623671	-----	~300	~20	Solo	0,07
Pt.120 (Lagoa Vermelha)	549043 7610013	-----	~900 x 800	~50	Aren.	0,06
Pt.121	548470 7611907	-----	~300	-----	Solo arenoso	-----
Pt.122	548487 7612210	-----	~300	-----	Solo arenoso	-----
Pt.123	548139 7612050	-----	~300	-----	Solo arenoso	-----
Pt.124	549438 7613947	-----	100	-----	Solo arenoso	-----
Pt.125	549368 7614373	N20W	-----	-----	Solo arenoso	-----
Pt.126	548937 7615944	-----	-----	-----	Solo arenoso	-----
Pt.127	548825 7616146	N10W	-----	-----	Solo arenoso	-----
Pt.128	556200 7623305	-----	-----	-----	Solo	-----
Pt.26 (Lagoa Misteriosa, n° SBE MS-43)	556748 7627057	N35E	~400 x 200	75 (+220 sub.)	Dol. e Aren.	0,27
Buraco das Araras (n° SBE MS-11)	561834 7623338	N50W	125 x 70	60	Aren.	0,64

*sub.: subaquático; **Dol.: Dolomito (grupos Corumbá e Cuiabá), Aren.: Arenito (Fm. Aquidauana).

péu de Pano e Fazenda Santa Maria (conhecido também como “Passo do Curê”), pois o mapeamento de todas as dolinas em campo é praticamente impossível.

Área da Fazenda Chapéu de Pano Na área da Fazenda Chapéu de Pano não ocorre transição geomorfológica entre as faixas de afloramentos de arenitos e dolomitos. A rugosidade de 1,0005 obtida neste setor (área 6, Fig. 3A) é um pouco maior do que para a área como um todo. Nesta área as dolinas são muito amplas e suaves, desenvolvidas em solo arenoso ou arenito Aquidauana (Fig. 4), sem dolomitos expostos. O melhor exemplo deste tipo é a dolina da “Lagoa Vermelha”, na Fazenda Chapéu de Pano (Ponto 120), desenvolvida no arenito, de forma ampla e rasa ($P/D=0,06$), com cerca de 900 x 800 m de eixo maior e menor, por 50 m de profundidade (Fig. 4). Os alinhamentos de dolinas neste setor são N15W e N60E e as dolinas elípticas possuem direções de eixo maior entre N10W e N50W. As dolinas dos pontos 124 e 125 e dos pontos 121, 122 e 123

são conjuntos de dolinas menores dentro de depressões maiores, como pode ser visto na Fig. 4A. As dolinas desenvolvem um perfil assimétrico para N190 associadas ao sentido do fluxo de água intermitente (Fig. 4A).

Área da Fazenda Santa Maria Na área da Fazenda Santa Maria ocorre transição geomorfológica entre arenitos e dolomito subjacente, com a espessura dos arenitos diminuindo de leste para oeste, expondo dolomitos como morros residuais com cavernas (Fig. 3). Em algumas dolinas o dolomito aflora como blocos residuais ou *karren* no epicarste.

Nesta área as dolinas são tanto amplas e suaves, as mais comuns, quanto mais profundas e escarpadas, menos frequentes. Fora da área de ocorrência das dolinas, a superfície é praticamente plana, com rugosidade de 1,0003 nas três áreas estudadas (Fig. 3A). Algumas dolinas apresentam morfologia suave nas bordas e abrupta no centro, como no Ponto 28 (Fig. 6). Esta dolina apresenta $P/D=0,16$ na dolina como um todo, va-

Figura 4 - Dolinas na área da Fazenda Chapéu de Pano. A- Mapa hipsométrico com a localização das dolinas e seus alinhamentos, B- Perfil X-Y da Fig. 4A, C- Vista geral da dolina da Lagoa Vermelha (Ponto 120), D- Detalhe da Fig. 4C (retângulo), com escala (pessoa) indicada com círculo na lateral esquerda.

riando entre 0,02 na porção mais suave e 1,3 na porção abrupta, onde se forma um colapso em forma de um poço (Fig. 6). O Buraco das Araras, próximo à Fazenda Santa Maria, desenvolvida totalmente no arenito, é um exemplo do tipo menos freqüente de dolina, sendo a mais conhecida da região (Fig. 7). É uma dolina elíptica com paredes escarpadas (verticais), de direção N50W em eixo maior, com 125 e 70 m de eixos maior e menor, respectivamente, 60 m de profundidade ($P/D=0,64$) e lago no fundo da depressão. Nesta dolina as estruturas observadas no arenito por Lino *et al.* (1984) são fraturas N30-50W/60-70NE e N30-40E/sub-vertical que coincidem com o eixo maior e menor da dolina, além de um acamamento sub-horizontal ($5-10^\circ$). Outro exemplo deste tipo é a Lagoa Misteriosa é a maior dolina deste tipo com 400 x 200 m de eixo maior e menor e 75 m de profundidade ($P/D=0,27$) e vertentes inclinadas, desenvolvida nos dolomitos, restando apenas um capeamento métrico de arenitos da Formação Aquidauana. Dá acesso a uma caverna subaquática, com desenvolvimento preferencial vertical, de 220 m de profundidade (Oliveira, 2001 – Figs. 5, 6 e 8).

As feições cársticas encontram-se alinhadas em três direções principais: NS, N45W e N70E (Figs. 5 e 6). O acamamento possui direção N62E/55SE e as fraturas direções N60-75E e N75-90W subverticais. Os alinhamentos com orientação N70E foram relacionados ao sistema de fraturas com atitude N70E/sub-vertical (Figs. 5 e 6). Quando elípticas, as dolinas possuem direções de eixo maior acompanhando as mesmas direções que os alinhamentos N05W-N10E, N35-40E, N70-76E e N40W (Figs. 5 e 6). Esta orientação do eixo maior

ocorre nas dolinas da Lagoa Misteriosa (Ponto 28 – Fig. 6) e no Buraco das Araras (Fig. 7). As dolinas desenvolvem um perfil assimétrico para N, associadas ao sentido do fluxo de água intermitente na Fazenda Santa Maria, acompanhando o fluxo das águas superficiais (Figs. 4A e 5).

Na área da Fazenda Santa Maria são cadastradas sete cavernas na Sociedade Brasileira de Espeleologia

Figura 5 - Mapa de feições cársticas, estruturas e alinhamentos na área da Fazenda Santa Maria.

Figura 6 - Representação em planta de algumas dolinas na área da Fazenda Santa Maria. Mapa da Lagoa Misteriosa modificado de Oliveira (2001).

Figura 7 - Buraco das Araras. A- Fotografia aérea em escala 1:60.000 e mapa do contorno, com atitudes de acamamento e fraturas no arenito (modificado de Lino et al. 1984), B e C- Vista aérea (Fotografias cedidas por Rooswelt R. Sampaio), D- Perfil esquemático (modificado de Lino et al. 1984), E- Vista na direção SE do mirante localizado na borda da dolina.

Figura 8 - Perfil na área da Fazenda Santa Maria (perfil A-B), localizado anteriormente na figura 3.

(SBE – Tab. 2). As cavernas constituem salões de abatimento, padrão mais comum nos dolomitos da região, possuindo segmentos de condutos originais segundo direções preferenciais N50W e N65E. Estas direções são compatíveis com os alinhamentos de feições cársticas observadas na região por Sallun Filho (2005). A Gruta do Curê (Fig. 9), por exemplo, exibe este padrão em salão de abatimento e forma geral do conduto original, com direção principal N65W. Nesta caverna também se observa o produto do processo de colapso que gerou a entrada e a clarabóia no seu interior.

DOLINAS NA FORMAÇÃO FURNAS EM PONTA GROSSA (PR)

As dolinas em arenitos da região de Ponta Grossa (PR) ocorrem no denominado Segundo Planalto Paranaense (Maack 1968), conhecidas regionalmente como “furnas”. Na área estudada, este planalto apresenta altitudes entre 800 e 1150 m, sendo cons-

Tabela 2 - Cavernas da região de Jardim (MS) segundo cadastro da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE).

Nº da SBE – Nome	UTME / N (Zona 21K)	Desenvolvimento (m)	Desnível (m)
MS-15 - Gruta do Curê	556666 / 7628631	80	25
MS-16 - Abismo do Poço	556994 / 7629792	-----	20
MS-25 - Gruta de Santa Maria	556708 / 7630101	253	24
MS-26 - Gruta do Cateto	556707 / 7629793	88	5
MS-27 - Gruta do X-Coqueiro	556707 / 7629793	49	13
MS-28 - Gruta do Vale do Prata	554980 / 7630107	543	28
MS-29 - Gruta Dona Matilde	555267 / 7629798	246	46

tituído na área estudada, por rochas sedimentares da Bacia do Paraná, das formações Furnas e Ponta Grossa e do Subgrupo Itararé (Fig. 10). As dolinas se situam junto à escarpa leste do Segundo Planalto, que é deno-

minada “Escarpa Devoniana” (Maack 1968), formada pela Formação Furnas, especialmente pela sua unidade inferior por apresentar maior resistência à erosão (Assine 1999). Esta escarpa não possui idade devoniana,

Figura 9 - Planta (A) e perfis (B) da Gruta do Curê (modificado de Lino et al. 1984). Observa-se o padrão em salão de abatimento e a forma ainda preservada do conduto original.

Figura 10 - Mapa geológico e perfil da região de Ponta Grossa (PR), com a de localização de dolinas e cavernas. Mapa geológico modificado de CPRM (1977) e perfil esquemático modificado de Soares (1989).

mas sim é constituída por arenitos devonianos, como ressaltado por Souza & Souza (2002), que propõem a utilização do nome de “Escarpamento Estrutural Furnas”, também utilizada neste trabalho. A leste da escarpa encontra-se o Primeiro Planalto (Maack 1968), constituído por rochas do embasamento pré-cambriano da Bacia do Paraná, onde se destacam rochas metavulcanossedimentares (incluindo dolomitos) do Grupo Itaiacoca e granitos (Figs. 10 e 11, perfil A-B-C). No Primeiro Planalto as altitudes variam entre 600 e 1000 m, com a paleo-superfície sendo coberta pelos arenitos da Formação Furnas que aumentam de espessura para SW.

A superfície do Segundo Planalto é plana, apresentando rugosidade maior nos pontos onde ocorrem vales e fendas nos arenitos, com índice de rugosidade de 1,006 na escala 1:50.000. Já na área de ocorrência das dolinas o índice de rugosidade é maior do que os índices do Segundo Planalto como um todo, de 1,011 a 1,012 na mesma escala.

Em maior escala, foi observado no MDT, que a área de ocorrência das dolinas está contida dentro de uma grande depressão de expressão morfológica regional. Esta depressão possui 4 km de largura por 15 km

de comprimento, amplitude altimétrica de até 350 m (cotas de 800 a 1150 m) e vertentes escarpadas (Fig. 11, perfis D-E e F-G). Esta feição depressiva tem direção N40E e encontra-se alinhada e em continuidade com os dolomitos do Grupo Itaiacoca, ou seja, é a expressão morfológica da subsidência associada à carstificação subjacente (Fig. 11). Esta depressão é denominada neste trabalho de “Depressão de Vila Velha”. No Primeiro Planalto os próprios dolomitos encontram-se rebaixados em relação às outras rochas do embasamento, formando também uma depressão (Fig. 11, perfil H-I). Nos mapas de rugosidade e declividade (Fig. 12) observa-se nitidamente a depressão, assim como o relevo cárstico nos dolomitos, que contrastam com relevos indiferenciados mais rugosos e entalhados do Primeiro Planalto e a superfície bastante plana do Segundo Planalto. Notam-se também as bordas escarpadas e mais rugosas da depressão. Na porção onde os arenitos recobrem os dolomitos, a Escarpa da Formação Furnas encontra-se mais retraída, na direção SW (Figs. 10 e 11), menos rugosa e menos escarpada (Fig. 12).

Estão cadastradas 11 dolinas na região de Ponta Grossa (Soares 1989 e cadastro da Sociedade Brasileira de Espeleologia) mas sabe-se da existência de cerca de

Figura 11 - Modelo digital de terreno (MDT) e principais compartimentos morfológicos (coordenadas em graus decimais): A- Vista superior. I- Primeiro Planalto, Ia- Relevo cárstico (dolomitos do Gr. Itaiacoca); II- Segundo Planalto, Ila- Depressão de Vila Velha (arenitos da Fm. Furnas); B- Vista para N45W; C- Vista para N08E. D- Perfis esquemáticos topográficos, com base no MDT, e geológicos.

Figura 12 - Mapas de rugosidade (A) e declividade (B) (D=dolomitos e DVV=Depressão de Vila Velha).

Tabela 3 - Dolinas da região das Furnas, Ponta Grossa (PR). Dados obtidos de Soares (1989) e cadastro da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE).

Nº SBE – Nome	UTM E / N (Zona 22J)	Dimensões em planta (m)	Prof. (m)	Litol.**	P/D
PR-1 - Furna de Vila Velha I	596671 / 7209783	50	60 (+53*)	Aren.	2,26
PR-2 - Furna de Vila Velha II	596531 / 7209753	100	54 (+56*)	Aren.	1,1
PR-34 - Buraco do Padre	603796 / 7215698	40	43	Aren.	1,07
PR-35 - Furna Passo do Pupo I	605050 / 7218519	100	50	Aren.	0,5
PR-36 - Furna Passo do Pupo II	604881 / 7218489	100	53	Aren.	0,53
PR-37 - Furna Buraco Grande	604595 / 7217599	400	72	Aren.	0,18
PR-38 - Poço das Andorinhas	607587 / 7217176	70	48	Aren.	0,68
PR-41 - Furna de Vila Velha III	596390 / 7209692	100	20	Aren.	0,2
PR-42 - Furna de Vila Velha IV	596075 / 7208556	21	30 (+14*)	Aren.	2,09
PR-43 - Furna da Lagoa Dourada	594978 / 7207764	200	5	Aren.	0,02
PR-44 - Furna da Lagoa Tarumã	597913 / 7207374	100	6	Aren.	0,06

*subaquática; **Aren.: Arenito (Form. Furnas).

30 (Melo 2002 – Fig. 10). Possuem diâmetros e profundidades muito variados, atingindo o máximo de 400 m e 113 m, respectivamente considerando a porção subaquática (Tab. 3).

Da mesma forma que em Jardim (MS), são evidentes dois tipos morfológicos de dolinas, distintos pela morfologia de depressões com vertentes suaves a abruptas, com P/D entre 0,02 a 2,26. Porém na região de Ponta Grossa (PR) a morfologia dominante corresponde a dolinas com uma relação P/D média a alta (média de 0,79), devido à maior profundidade em relação ao diâmetro, e vertentes de inclinação abrupta com forma de “poços”. Os melhores exemplos deste tipo de dolinas são as Furnas I, II e IV (Fig. 10) e o Buraco do Padre, que possuem forma de vertentes abruptas e alta profundidade, algumas atingindo o nível d’água. Outras dolinas apresentam morfologia ampla e rasa, com vertentes suaves, como a Lagoa Dourada e a Lagoa Tarumã (Fig. 10).

As dolinas encontram-se alinhadas na direção principal N20-30E, além de algumas ocorrências de direção NW-SE (Fig. 10). Estes alinhamentos são relacionados a fraturas nos arenitos que condicionam as dolinas (Maack 1956, Melo 2002), delimitadas nos mapas geológicos existentes (CPRM 1977 – Fig. 10) como fraturas ou falhas. Estes alinhamentos fazem parte das estruturas do Grupo Itaiacoca, que possui direções gerais de falhas, acamamento e foliação NE-SW, que por sua vez condicionariam também os condutos cársticos em profundidade. A própria Depressão de Vila Velha, descrita acima, também apresenta direção NE, acompanhando nitidamente a direção estrutural dos dolomitos do Grupo Itaiacoca e das grandes falhas, como o lineamento Itapirapuã. As fraturas e falhas de direção NW-SE são relacionadas à formação do Arco de Ponta Grossa, como sugere Melo *et al.* (2000).

Poucas cavernas cársticas são conhecidas nos dolomitos do Grupo Itaiacoca, tanto no Estado de São

Tabela 4 - Cavernas da região de Abapã (PR). Dados do cadastro da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE).

Nº SBE – Nome	UTM E / N (Zona 22J)	Desenvolvimento (m)	Desnível (m)
PR-50 - Gruta Olhos D'água	622307 / 7231850	500	-----
PR-51 - Gruta Águas do Inchaço	623127 / 7232611	300	-----

Paulo quanto no Paraná. As cavernas cadastradas mais próximas da região de Ponta Grossa nos dolomitos do Grupo Itaiacoca são duas a cerca de 20 km a NE da escarpa (PR – Fig. 10), constituindo cavernas relativamente extensas para o padrão regional (Tab. 4). A Gruta Olhos d'Água (GUPE 1992) (Fig. 13) apresenta um padrão de caverna meandrante com presença de rio subterrâneo. Esta caverna mostra alinhamento geral na direção NW-SE, e condutos nas direções N10-30E, N50-60E e N60-80W.

Figura 13 - Mapa da Gruta Olhos d'Água (modificado de GUPE 1992).

DISCUSSÕES As dolinas em arenitos da Bacia do Paraná nas regiões de Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR) apresentam semelhanças e diferenças quanto a sua morfologia. Nas duas regiões a alta frequência de dolinas permitiria classificá-las como um “carste dominado por dolinas” (*doline karst*, White 1988), porém como se

trata de um carste subjacente preferiu-se não adotar este termo. Porém constituem “campos de dolinas”, pois são áreas onde ocorre uma alta densidade de dolinas (Jennings 1985). Nas duas localidades as dolinas estão associadas ao recuo por erosão de unidades areníticas, que expõe o embasamento da Bacia do Paraná. Na região de Ponta Grossa este recuo é marcado pela Escarpa da Formação Furnas, enquanto na região de Jardim não existe uma escarpa associada. Observou-se que nas dolinas de Jardim a relação P/D é no geral mais baixa (média de 0,2) do que nas de Ponta Grossa (média de 0,8), onde há maior quantidade de dolinas profundas e escarpadas. Em Jardim, há P/D mais baixa na área da Fazenda Chapéu de Pano em comparação com a Fazenda Santa Maria. Dolinas amplas e rasas são associadas à subsidência lenta, enquanto dolinas profundas e escarpadas indicam colapso. Como o caso da dolina Lagoa Dourada (PR), cuja datação dos sedimentos que a preenchem indicam origem por subsidência lenta, de cerca de 1mm/ano (Melo *et al.* 2000).

A interpretação da origem das dolinas da região de Ponta Grossa como devida “apenas” à erosão subterrânea dos arenitos, pela inexistência ou o desconhecimento de rochas carbonáticas subjacentes à Formação Furnas (Maack 1968, Soares 1989, Melo 2002), é totalmente equivocada. Primeiramente, desde trabalhos pioneiros se conhece a existência de rochas carbonáticas no embasamento exposto (Maack 1947) e, da mesma forma, a possibilidade de sua ocorrência sob a Bacia do Paraná. Mesmo nos mapas geológicos antigos (Maack 1953) os corpos carbonáticos estão delimitados, porém com expressão menor do que se conhece atualmente. O Grupo Itaiacoca, que aflora por cerca de 200 km na direção NE-SW (Fig. 10), certamente possui continuidade sob a Bacia do Paraná por mais alguns quilômetros. Soares (1989) descreve a inexistência de rochas carbonáticas abaixo das dolinas, através de dados de poços perfurados “a poucos quilômetros a NW das ocorrências de Vila Velha”. Porém esses poços perfurados ocorrem nas cidades de Ponta Grossa e Carambeí (PR), que se situam a 15 e 22 km da faixa de ocorrência de dolomitos subjacentes, sendo esperada a ocorrência de outras rochas nestes locais (Fig. 10). Em toda a extensão aflorante das formações Furnas e Aquidauana só são descritas dolinas onde rochas carbonáticas podem ser interpretadas como embasamento abaixo dos arenitos da Bacia do Paraná em Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR).

Outro argumento utilizado na região de Ponta Grossa por alguns autores para suportar a idéia da ero-

são subterrânea dos arenitos como formador de dolinas, é a presença de feições ruiformes pseudocársticas de superfície. As feições ruiformes ocorrem na região de Vila Velha (PR) juntamente com as dolinas, porém em arenitos do Subgrupo Itararé (Ab'Saber 1977). São feições superficiais de origem intempérica (arenização) e erosiva do arenito e podem ser atribuídas a pseudocarste (Maack 1956, Bigarella *et al.* 1994, Melo 2002). Porém esta interpretação de pseudocarste é estendida para as dolinas por estes autores. Entende-se como pseudocarste o terreno com características similares ao carste desenvolvido em rochas não solúveis, formado por processos diferentes da dissolução (Jennings 1971, Ford & Williams 1989). As dolinas de Ponta Grossa (PR) não são formas de pseudocarste, pois são formas relacionadas à geração de um aquífero cárstico em carbonatos subjacentes, ou seja, pode-se considerá-las integrantes de sistemas cársticos subjacentes. As dolinas podem ocorrer independentemente de feições ruiformes de pseudocarste, como é o caso de Jardim (MS), bem como o inverso também é possível. As feições ruiformes de Vila Velha são típicas de pseudocarste, como citado acima, e como são formas superficiais devem ser tratadas separadamente das dolinas. As dolinas poderiam ser atribuídas a pseudocarste se sua origem fosse meramente por processo de carregamento de grãos (tubificação ou *piping*). Mesmo as formas de pseudocarste em arenitos, são consideradas por alguns autores (Wray, 1997) como carste, devido ao processo de dissolução na arenização que antecede a remoção mecânica dos grãos.

Assim, as dolinas de Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR) são fenômenos de colapso e erosão subterrânea nos arenitos, geradas por um processo de *piping* (lavagem e remoção mecânica de grãos, segundo Ford & Williams 1989). Para ocorrer o *piping* é necessária a criação de espaço sob os arenitos, o que só poderia ser feita pelo desenvolvimento de um sistema cárstico profundo, em ambiente freático, nas rochas carbonáticas do embasamento. Isto caracteriza, desta maneira, um carste subjacente, que é aquele que se desenvolve em profundidade através da dissolução de rochas solúveis cobertas por rochas resistentes e insolúveis (Jackson & Bates 1997, Culver & White 2005), as quais podem sofrer colapsos e subsidência (com formação de dolinas).

Na área de Jardim (MS) a relação das dolinas com o carste subjacente é mais visível devido à presença de uma zona de transição, com exposição gradativa dos dolomitos da Formação Aquidauana, pela pequena espessura de arenitos. Neste processo o epicarste e os condutos cársticos são expostos. Já na região de Ponta Grossa não ocorre uma zona de transição, e o carste ocorre somente na área de carste exumado nos dolomitos do Grupo Itaiacoca e não aflora na área encoberta pelos arenitos.

A própria “Depressão de Vila Velha”, que abrange as dolinas na região de Ponta Grossa, é um reflexo da remoção de grãos pelo carste subjacente levando todo o terreno à subsidência progressiva. Esta depressão representa a continuidade geomorfológica das áreas re-

baixadas formadas pelos dolomitos do Grupo Itaiacoca em relação às outras rochas do embasamento. Na porção onde os dolomitos penetram sob a bacia, a escarpa da Formação Furnas encontra-se recuada, confirmando o papel do carste subjacente na região.

Em ambas as áreas estudadas o gradiente hidráulico conduz a água dos arenitos para os dolomitos, condicionando infiltração difusa através da porosidade intergranular dos arenitos. Isto ocorre especialmente na área de Ponta Grossa visto que o gradiente é maior. Inicialmente o arenito possui maior permeabilidade, por onde flui a maior parte da água (Palmer 1991). Neste estágio, todas as discontinuidades nos carbonatos recebem água na mesma proporção, mas com o passar do tempo algumas fraturas se alargam com a carstificação, até que alguns setores dos carbonatos adquirirem maior permeabilidade e menor resistência, por onde então, concentram-se fluxos da água subterrânea (Palmer 1991).

O alargamento das fraturas e o desenvolvimento de condutos em profundidade nos dolomitos faz com que parte dos grãos de arenitos sejam carregados mecanicamente para dentro do aquífero cárstico. Isto progressivamente gera vazios que crescem de maneira ascendente nos arenitos, formando dolinas de colapso, e até pontos de injeção na superfície. Com a evolução do processo de subsidência, iniciado e mantido pelo sistema cárstico, os arenitos podem desenvolver porosidade secundária, acentuando a erosão subterrânea nos arenitos.

Assim, as dolinas configuram pontos de injeção de água sendo improvável que algumas dolinas da região de Ponta Grossa, como a Lagoa Dourada, atuem como nascentes de águas profundas, conforme aventado por Melo (2002). Este autor utilizou algumas características da lagoa como critério para esta interpretação, tais como: águas límpidas e minerais pesados que viriam do embasamento a 300 m de profundidade em águas ascendentes. A hipótese de que a lagoa seja uma nascente devido a águas límpidas é possível, mas não de águas de circulação profunda, vistos que: a) os minerais pesados que, segundo Melo (2002) seriam trazidos diretamente do embasamento, estão presentes na própria Formação Furnas (Suguio *et al.* 1974), que forma o substrato e as bordas da lagoa; b) o gradiente hidráulico regional é em direção aos dolomitos do Grupo Itaiacoca, visto que os arenitos estão topograficamente elevados, ou seja, a água não ascenderia 300 m tendo a escarpa como fuga a poucos quilômetros. Maack (1956) descreve inclusive, na mesma região, sumidouros nos arenitos e os relaciona diretamente aos carbonatos.

A ocorrência de dolinas alinhadas, nas duas áreas estudadas, significa que além de acompanharem discontinuidades nos arenitos, representam a expressão dos condutos em profundidade, que por sua vez seguem as mesmas direções. A existência de condutos cársticos é evidenciada pelos alinhamentos de feições cársticas de superfície (Parizek 1976), que mesmo não sendo visíveis se desenvolvem em profundidade, acompanham direções de fraturas e/ou acamamento. Se a premissa da

iniciação do sistemas cárstico com recarga difusa anda como carste subjacente for correta, as cavernas que ocorrem no carste exposto são uma evidência direta da ocorrência de condutos em subsuperfície, uma vez que elas já estiveram recobertas pelos arenitos. Hoje estas cavernas sofrem modificações em ambiente vadoso. O carste exposto possui feições de relevo cárstico típicas, como depressões, sumidouros, nascentes e cavernas. Porém as feições cársticas não são muito frequentes ou evidentes, o que é uma característica inerente às rochas dolomíticas das áreas, visto que dolomita é menos solúvel que calcita da mesma forma que os dolomitos em relação aos calcários. Aquíferos formados nos dolomitos possuem condutos menos frequentes, porém mais largos, com poucas ou nenhuma forma de superfície (Rauch & White 1977), bem como em alguns casos dolomitos possuem pouco ou nenhum desenvolvimento de cavernas (Klimchouk & Ford 2000b). Além disso, colapsos são muitas vezes mais evidentes nos arenitos do que nos próprios calcários e dolomitos, como também observado por Jennings (1971). A Lagoa Misteriosa, na Serra da Bodoquena, é um exemplo notável de quanto profundo o carste pode se desenvolver, mesmo em dolomitos.

CONCLUSÕES A origem das dolinas em arenitos da Bacia do Paraná está relacionada ao processo de *piping* e colapso nos arenitos decorrente do desenvolvimento de um sistema cárstico em carbonatos subjacentes. O papel do carste subjacente é demonstrado principalmente pelo fato das dolinas não estarem distribuídas ao longo de todas as unidades areníticas da Bacia do Paraná, mas pelo contrário, são restritas apenas em localidades com rochas carbonáticas no embasamento da bacia. Alinhamentos de dolinas, além de demonstrar o

controle estrutural nos arenitos, representa a direção de condutos cársticos em subsuperfície nas rochas carbonáticas do embasamento. A “Depressão de Vila Velha”, feição geomorfológica que abrange todas as dolinas da região de Ponta Grossa, descrita pela primeira vez neste estudo, está orientada segundo as direções de estruturas e das rochas carbonáticas do embasamento e é reflexo do processo de *piping* nos arenitos devido ao carste subjacente.

A baixa frequência ou a ausência de feições cársticas típicas na área de carste exposto se deve à composição dolomítica, e assim muitas vezes as dolinas são mais evidentes nos arenitos do que nos próprios carbonatos. Em Jardim, a transição geomorfológica gradual entre arenitos e carbonatos expõe o carste subjacente, diferentemente da região de Ponta Grossa onde o carste encontra-se distante das dolinas e em maior profundidade.

As feições de relevo ruiforme que ocorrem na região de Ponta Grossa, são formas superficiais de origem erosiva ou intempérica nos arenitos atribuídas a pseudocarste, e não tem relação direta com as dolinas, que por sua vez mesmo estando na superfície, constituem pontos de injeção de água meteórica, conectados em profundidade ao sistema cárstico.

Agradecimentos À Fapesp pelo financiamento das pesquisas (Proc. nº 01/07481-7). Ao Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes (UFPR) pelo empréstimo das fotografias aéreas da região de Ponta Grossa (PR) e a Rooswelt R. Sampaio, do Buraco das Araras, pelo fornecimento de fotografias. Ao mergulhador Gilberto Menezes de Oliveira pelo empréstimo do mapa da Lagoa Misteriosa e a Cláudio Genthner (GEEP Açungui) pelo mapa da Gruta Olhos D’Água.

Referências

- Ab’Saber A.N. 1977. *Topografias Ruineformes no Brasil*. Geomorfologia, Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, Boletim 50, 14 p.
- Alvarenga S.M., Brasil A.E., Del’arco D.M. 1982. Geomorfologia. In: Brasil, Departamento Nacional da Produção Mineral (ed.) *Projeto RADAMBRASIL, Folha SF-21 Campo Grande*. Rio de Janeiro, MME, n. 28, p. 125-184.
- Araújo H.J.T., Santos Neto A., Trindade C.A.H., Pinto J.C. A., Montalvão R.M.G., Dourado T.D.C., Palmeira R.C. B., Tassinari C.C.G. 1982. Geologia. In: Brasil, Departamento Nacional da Produção Mineral (ed.) *Projeto RADAMBRASIL, Folha SF-21 Campo Grande*. Rio de Janeiro, MME, n. 28, p. 9-124.
- Assine M.L. 1999. Fácies, icnofósseis, paleocorrentes e sistemas deposicionais da Formação Furnas no flanco sudeste da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**(3):357-370.
- Beurlen K. 1956. *Mapa das escarpas da região entre o Rio Apa e o Rio Negro sul do Estado de Mato Grosso*. Escala 1:63.360.
- Bigarella J. J., Becker R. D., Santos G. F. 1994. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais: fundamentos geológicos-geográficos, alteração química e física das rochas e relevo cárstico e dômico*. Florianópolis, Editora da UFSC, v. 3, 425 p.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Baars F.J., Delgado I. M., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Santos J.O.S. 2001. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e mapas na escala 1:2.500.000*. Brasília, CPRM, 4 CD-ROM.
- CPRM 1977. *Mapas geológicos das folhas Campo Largo, Ponta Grossa e Palmeira*. Projeto Leste do Paraná. São Paulo, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, DNPM-CPRM-BADEP-UFPR.
- Culver D.C. & White W.B. 2005. *Encyclopedia of caves*. Burlington, Elsevier/Academic Press, 654 p.
- Ford D. & Williams P. 1989. *Karst Geomorphology and Hydrology*. London, Chapman & Hall, 601 p.
- GUPE 1992. *Mapa da Gruta Olhos d’Água (PR-050), Castro-PR*. Grupo Universitário de Pesquisas Espeleológicas, Curitiba. Inédito.

- Hiruma S.T., Ferrari J.A., Amaral R. 2007. Geomorfologia cárstica da Faixa Itaiacoca nas regiões de Nova Campina e Bom Sucesso de Itararé. In: Redespeleo, Encontro Bras. de Estudos do Carste, 2, São Paulo, *Resumos*, p. 16-20.
- Hobson R.D. 1972. Surface roughness in topography: quantitative approach. In: R.J. Chorley (ed.) *Spatial analysis in geomorphology*. New York, USA, Harper & Row, p. 222-245.
- Jackson J.A. & Bates R.L. 1997. *Glossary of Geology*. Alexandria, American Geological Institute, 769 p.
- Jenness J. 2002. *Surface Areas and Ratios from Elevation Grid (surfgrids.avx) extension for ArcView 3.x, v. 1.2*. Jenness Enterprises. Disponível em http://www.jennessent.com/arcview/surface_areas.htm. Acessado em 08 de junho de 2006.
- Jennings J.N. 1971. *Karst: An introduction to systematic geomorphology*. London, M.I.T. Press, 252 p.
- Jennings J.N. 1985. *Karst Geomorphology*. New York, Basil Blackwell Inc., 293 p.
- Klimchouk A. & Ford D.C. 2000a. Types of karst and evolution of hydrogeologic setting. In: A. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer, W. Dreybrodt (eds.) *Speleogenesis evolution of karst aquifer*. National Speleological Society, p. 45-53.
- Klimchouk A. & Ford D.C., 2000b. Lithologic and structural controls of dissolutional cave development. In: A. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer, W. Dreybrodt (eds.) *Speleogenesis: evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, p. 54-64.
- Le Bret M. 1962. *As furnas de Vila Velha – Paraná – Um caso de desmoronamento cárstico no arenito*. Tradução de Guy Christian Collet em 1974. Relatório Interno da Sociedade Brasileira de Espeologia, 6 p.
- Lima L.S., Michaele F., Soares O. 1975. *Biografia de Vila Velha*. Edição do autor, Ponta Grossa, 137 p.
- Lino C. F., Boggiani P. C., Cortesão J., Godoy N. M., Karmann I. 1984. *Projeto Grutas de Bonito (MS) - Diretrizes para um Plano de Manejo Turístico*. Relatório apresentado à MS-TUR, SPHAN e FNPM, São Paulo, 212 p.
- Maack R. 1946. *Geologia e geografia da região de Vila Velha Estado do Paraná e considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil*. Arquivos do Museu Paranaense, vol. V, 305 p.
- Maack R. 1947. Breves Notícias Sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina *Arq. Biol. Tecnol.*, **2**:63-154.
- Maack R. 1953. *Mapa geológico do Estado do Paraná*. CCCP, Edição da comemoração do centenário do Paraná, escala 1:750.000.
- Maack R. 1956. Fenômenos carstiformes de natureza climática e estrutural nas regiões de arenitos do Estado do Paraná. *Arq. Biol. Tecnol.*, **11**:151-162.
- Maack R. 1968. *Geografia física do Estado do Paraná*. Curitiba, IBPT, 350 p.
- Melo M.S. 2002. Lagoa Dourada, PR. Furna assoreada do Parque Estadual de Vila Velha. In: C. Schobbenhaus, D.A. Campos, E.T. Queiroz, M. Winge, M. Berbert-Born (eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília-DF, DNPM, p. 249-259.
- Melo M.S., Giannini P.C.F., Pessenda L.C.R. 2000. Gênese e evolução da Lagoa Dourada, Ponta Grossa, Paraná. *Rev. Inst. Geol.*, **21**(1/2):17-31.
- Milani E.J. & Ramos V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**(4):473-484.
- Oliveira G.M. 2001. Lagoa Misteriosa. In: A. Auler, E. Rubioli, R. Brandi (eds.) *As grandes cavernas do Brasil*. Belo Horizonte, Grupo Bambuí de Pesquisas Espeológicas, p. 190-191.
- Palmer A.N. 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **103**:1-21.
- Parizek R.R. 1976. On the nature and significance of fracture traces and lineaments in carbonate and other terranes. In: V. Yevjevich (ed.) *Karst hydrology and water resources*. Colorado, USA, Water Research Publications, p. 47-62.
- Ponçano W. L., Carneiro C. D. R., Bistrichi C. A., Almeida F. F. M., Prandini F. L. 1981. *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 2 v. (Série monografia 5).
- Rauch H.W. & White W.B. 1977. Dissolution kinetics of carbonate rocks. 1. Effects of lithology on dissolution rate. *Water Resour. Res.*, **13**:381-394.
- Sallun Filho W. 2005. *Geomorfologia e geoespeologia do carste da Serra da Bodoquena, MS*. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 196 p.
- Sallun Filho W., Karmann I., Boggiani P.C. 2004. Paisagens cársticas da Serra da Bodoquena (MS). In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 424-433.
- Santoro E. & Frasca M.H.B. O. 1989. A Formação Itaiacoca na região de Itapeva, SP. In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 1, Rio de Janeiro, *Resumos*, p. 99-100.
- Soares O. 1989. *Furnas nos Campos Gerais, Paraná*. Curitiba, Scientia et Labor, 82 p.
- Souza C.R.G. & Souza A.P. 2002. O Escarpamento Estrutural Furnas, SP/PR - Raro sítio geomorfológico brasileiro. In: C. Schobbenhaus, D.A. Campos, E.T. Queiroz, M. Winge, M. Berbert-Born (eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília-DF, DNPM, p. 299-306.
- SRTM 2006. Shuttle Radar Topographic Mission. Disponível em <http://strm.usgs.gov>. Acessado em 19 de junho de 2006.
- Suguio K., Coimbra A.M., Guardado L.R. 1974. Correlação sedimentológica de arenitos da Bacia do Paraná. *Bol. IG-USP: Série Científica*, **5**:85-116.
- White W.B. 1988. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. New York, Oxford University Press, 464 p.
- Wray R.A.L. 1997. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? *Cave and Karst Science*, **24**(2):81-86.

Manuscrito AE 066/2006

Submetido em 08 de dezembro de 2006

Aceito em 15 de setembro de 2007

3.2 Geoespeleologia e distribuição de cavernas no Brasil

Principais áreas cársticas do Brasil

Os estudos geológicos de cavernas e sua distribuição no Brasil tiveram como base a ocorrência de rochas susceptíveis à carstificação e suas características geológicas.

Apesar do significativo número de cavernas em rochas siliciclásticas e formações ferríferas, a maioria dos terrenos cársticos e o maior volume de condutos acessíveis estão associados às rochas carbonáticas (calcários, dolomitos e seus derivados metamórficos). As maiores áreas de ocorrência de rochas carbonáticas no Brasil depositaram-se no período Proterozóico, predominantemente no Neoproterozóico, e consolidaram-se em áreas cratônicas e faixas dobradas associadas. Em menor quantidade ocorrem carbonatos do Paleo- e Mesoproterozóico, e no Fanerozóico, com unidades carbonáticas do Permiano, Cretáceo, Terciário e Quaternário, entre outros. Segundo o mapa geológico de Bizzi *et al.* (2001) (Figura 1, Tabela 1), em área total do território de cerca de 8.515.000 km², 237.814 km² ou 2,8% das áreas continentais (expostas) são ocupadas por rochas carbonáticas (Karmann & Sallun Filho, 2007). Este valor é dependente da escala e do grau de conhecimento do mapa utilizado como base. Por exemplo, este valor foi calculado em 2% por Auler et al. (2001) baseado no mapa geológico do Brasil de 1981, na mesma escala (1:2.500.000) porém com grau de conhecimento geológico diferente.

Quase metade do total corresponde às rochas carbonáticas do Grupo Bambuí nos estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia. Além disso, rochas calcárias proterozóicas dos Grupos Una na Bahia, Apodi no Rio Grande do Norte, Corumbá e Araras, no Mato Grosso e Mato Grosso do Sul e, como já foi mencionado acima, Açungui em São Paulo e Paraná, também constituem importantes ocorrências de rochas carbonáticas.

Figura 1 – Distribuição das unidades geológicas de rochas carbonáticas (Bizzi *et al.*, 2001) e cavernas no Brasil (CECAV, 2012). Inclui cavernas em rochas não carbonáticas.

Unidade Lito-estratigráfica	Km ²	% entre as rochas carbonáticas	% de rochas carbonáticas no Brasil
Grupo Bambuí	107592	44,73%	1,26%
Grupo Una	19662	8,17%	0,23%
Diversas (região nordeste)	18646	7,75%	0,22%
Grupos Paranoá e Vazante	17651	7,34%	0,21%
Diversas (Faixa Brasília)	17488	7,27%	0,21%
Grupos Corumbá e Araras e parte do Grupo Cuiabá	11846	4,92%	0,14%
Formação Jandaíra	9915	4,12%	0,12%
Formações Caatinga e Xaraiés	6608	2,75%	0,08%
Formação Seridó	7253	3,02%	0,09%
Grupo Açungui (e unidades relacionadas)	5601	2,33%	0,07%
Complexo Ceará	4985	2,07%	0,06%
Formação Irati (não possui carste ou cavernas conhecidas)	3639	1,51%	0,04%
Diversas (Cráton do São Francisco)	2846	1,18%	0,03%
Formação Itaituba	2748	1,14%	0,06%
Formação Santana e Brejo Santo	2640	1,10%	0,03%
Grupo Brusque	1436	0,60%	0,02%
TOTAL	240556	100,00%	2,83%

Tabela 1 – Áreas de afloramento de rochas carbonáticas no Brasil por unidade geológica (Sallun e Karmann, 2012 e Bizzi *et al.*, 2001).

Visando relacionar as unidades geológicas com incidência de cavernas, Karmann & Sánchez (1979 e 1986) designaram as áreas mais propensas à espeleogênese de províncias espeleológicas, dentre as quais são reconhecíveis diversos distritos espeleológicos. As províncias estão relacionadas a uma unidade litoestratigráfica composta de rochas mais favoráveis aos processos cársticos. Os distritos são definidos por fatores de natureza local ou regional, tais como, a continuidade em área de fácies carbonáticas, compartimentações topográficas e bacias hidrográficas e características microclimáticas. Os diversos distritos podem ser

subdivididos em sistemas espeleológicos (sistemas de cavernas), que são estabelecidos não só em função das características das áreas de afluxo, de defluxo e de escoamento subterrâneo de águas, mas também dependendo das estruturas geológicas associadas (padrões de falhas, de dobras e de litologias associadas). Esta classificação hierarquizada foi empregada com sucesso por Karmann & Sánchez (1986), na sistematização das cavernas do Brasil, necessitando ser atualizada e revista adaptando-se ao enorme avanço do mapeamento de sistemas de cavernas no Brasil.

As rochas carbonáticas, com apenas cerca de 3% em área do território nacional, abrigam 44% das cavernas conhecidas no país, seguidas pelas formações ferríferas, com 20% do total de cavernas conhecidas, e rochas siliciclásticas com cerca de 10%, de acordo com o cadastro do CECAP (Tabela 3). Embora numerosas no cadastro, as cavernas existentes em outros tipos de rochas geralmente possuem dimensões reduzidas. Neste quadro ressaltam-se as cavidades desenvolvidas no perfil de alteração de formações ferríferas, como na região da serra dos Carajás (PA) e quadrilátero Ferrífero (MG), que surgem em grande número devido aos estudos ambientais exigidos para o licenciamento ambiental de atividades minerárias nestas áreas, mas na grande maioria são de dimensões métricas a decamétricas.

Desde o trabalho de Karmann & Sanchez (1986), até hoje, as cavernas conhecidas no Brasil aumentaram de 500 para mais de 10.000, o que demonstra o avanço das explorações espeleológicas (Tabela 4). Certamente este número é bem inferior ao potencial existente e Auler (2002) estima cerca de 100.000 cavernas existentes no Brasil. Ressalta-se que nos últimos anos o número de cavernas conhecidas duplicou, certamente devido ao aumento de estudos motivados pela legislação ambiental que exige o levantamento espeleológico em processos de licenciamento visando a exploração mineral e obras de engenharia em áreas com ocorrências potenciais de cavidades naturais. As cavernas conhecidas concentram-se em algumas regiões, primeiramente devido a ocorrência de condições geológicas e geomorfológicas favoráveis, bem como a facilidade de acesso e quantidade de estudos e explorações já realizadas.

Karmann & Sánchez (1979, 1986), levantaram 6 províncias espeleológicas carbonáticas e 2 areníticas. Em trabalho mais recente Auler et al. (2001) fazem um novo levantamento das regiões espeleológicas brasileiras com maior detalhe, porém se concentrando nas cavernas e não no carste e suas unidades geológicas associadas.

Litologia	Nº de cavernas	%
Rochas carbonáticas	4372	43,1
Canga e formação ferrífera	1950	19,2
Metassedimentares (Quartzito, filito) e sedimentares siliciclásticas (arenitos, conglomerados, argilitos, folhelhos)	985	9,7
Ígneas (Granito, Basalto, Riólito) e Metaígneas (Gnaisses, migmatitos)	144	1,4
Outras (Xisto, Bauxita, Tufa)	14	0,1
Sem informações	2685	26,5

Tabela 3 – Distribuição das cavernas no Brasil por litologia (Sallun e Karmann, 2012).

Karmann & Sanchez (1986)	Auler & Farrant (1996)	Auler (2001)	CECAV (2008)	CECAV (2012)
500	2.000	3.500	5.195	10.150

Tabela 4 – Número de cavernas cadastradas no Brasil ao longo do tempo (Sallun e Karmann, 2012)

Cavernas nos Grupos Bambuí e Una

A área cárstica com maior extensão no Brasil corresponde às rochas do Grupo Bambuí (estados de MG, GO, e BA), devido a sua característica geral de cobertura cratônica, com camadas horizontalizadas, em geral não muito espessas, de idade proterozóica. É caracterizada por relevo cárstico bem desenvolvido, drenagem subterrânea dominante, associada a sistemas de cavernas quilométricas frequentemente acompanhando rios subterrâneos. O padrão morfológico dos sistemas de cavernas é muito variável, desde padrões com condutos dendríticos, anastomosados e meandantes, com drenagens fluviais subterrâneas, amplos salões de abatimento subterrâneo (região de Posse e São Domingos, no nordeste de Goiás e região de Carinhanha, São Desidério, oeste da Bahia), até sistemas em redes de condutos labirínticos com intenso controle

estrutural do sistema de fraturamento, somando dezenas de quilômetros em desenvolvimento planimétrico (norte de Minas gerais, figura 2, Lapa Sem Fim). Caracterizam-se por desníveis de no máximo 50 m.

Figura 2 - Exemplo de padrão em rede labiríntica de caverna do Grupo Bambuí, Lapa Sem Fim, Luislândia, MG. A escala gráfica corresponde a 50 m.

O Grupo Una, no estado da Bahia, é a segunda unidade carbonática com o maior área do Brasil, estendendo-se desde a Chapada Diamantina até o norte na região de Campo Formoso, onde situam-se as duas maiores cavernas do Brasil, a Toca da Boa Vista (105km de desenvolvimento planimétrico, figura 3) e a Toca da Barriguda (33km). O padrão morfológico predominante das cavernas nesta unidade é de condutos em redes labirínticas e sistemas de drenagens subterrâneas com padrões anastomosados, tanto divergentes como convergentes, a exemplo das caverna Lapa Doce, em Iraquara, BA (Figura 3).

De modo geral, as cavernas dos Grupos Bambuí e Una caracterizam-se por grande desenvolvimento horizontal e relativamente pequeno desnível, associados à superfícies cársticas com amplas planícies de relevo aplainado, interrompidas por dolinas de abatimento e vales cársticos. Os condutos apresentam morfologia de ampliação freática em grande parte preservada, com amplos condutos freáticos e morfologia de entalhamento vadoso relativamente pouco desenvolvida. Esta característica morfológica dominante é atribuída às condições tectônicas de evolução destes sistemas cársticos em ambiente de baixas taxas de soerguimento reinantes

durante o Cenozóico e Quaternário, típicas do Brasil central, nos domínios do Cráton da São Francisco. Faltam estudos sistemáticos sobre a espeleogênese destes sistemas.

Figura 3 - Exemplos de padrões planimétricos de cavernas do Grupo Una, BA. Toca da Boa Vista, Campo Formoso e Lapa Doce, Iraquara, BA (Auler e Rubbioli, 2001)

Cavernas do Grupo Açunguí

No sudeste de São Paulo e nordeste do Paraná, associadas à Faixa de dobramentos Ribeira, concentram-se as rochas carbonáticas do Grupo Açunguí, de idade proterozóica. Estas são caracterizadas por faixas de afloramento longas e relativamente estreitas, intercaladas em rochas metapelíticas e metapsamíticas, com padrão estrutural de moderado a intenso dobramento, localmente intrudidas por rochas graníticas e diques de rochas básicas (diabásio e gabros). Estas características geológicas associadas ao domínio geomorfológico do Planalto Atlântico, com taxas de soerguimento relativamente altas, confere aos terrenos cársticos um ambiente de planícies carbonáticas encaixadas e relativamente rebaixadas no domínio das cristas e morros sustentadas pelas rochas não carbonáticas do planalto. Uma das situações de exceção deste padrão de relevo é a serra do André Lopes, no vale do rio Ribeira, a qual exhibe a relação contrária, os terrenos cársticos encontram-se realçados em relação as rochas insolúveis, caracterizando um planalto carbonático.

Esta situação geológica e morfológica dominante nos terrenos cársticos do grupo Açunguí, com altos gradientes hidráulicos, condicionou a instalação de sistemas de circulação de água subterrânea com rotas de fluxo mais profundas e recarga alogênica significativa nos processos de espeleogênese, quando comparados aos sistemas de circulação dos Grupos Bambuí e Una, acima descritos. Desta maneira, surge um padrão morfológico típico de sistemas de cavernas nesta unidade, com desenvolvimento horizontal menor, padrão planimétrico principalmente dentrítico de condutos convergentes, com sinuosidade menor, trechos retilíneos com forte condicionamento por sistemas de fraturas e falhas, e entalhamento vadoso dominante em relação à morfologia freática, com *canyons* associados a drenagem fluvial subterrânea. Cavernas com desenvolvimento vertical dominante são frequentes (Abismos, na nomenclatura espeleológica), representando invasões vadosas na rota de fluxo de rios subterrâneos, representando capturas de drenagens superficiais (figura 5). Em superfície, a característica do sistema cárstico são as bacias poligonais de drenagem centrípeta, com grande amplitude altimétrica e vales cegos ao longo da zona de contato entre as rochas carbonáticas e não carbonáticas, caracterizando a recarga alogênica do sistema cárstico. Destacam-se as cavernas Santana (90 m de desnível e 6 km de desenvolvimento horizontal), Água Suja (120 m de desnível e 5 km de desenvolvimento horizontal), em Iporanga (SP), Tapagem (Caverna do Diabo, com 180 m de desnível e 8 km de desenvolvimento horizontal), Abismo Juvenal (250 m de desnível e 80 de desenvol. horizontal), localizadas no vale do rio Ribeira de Iguape, SP. Detalhes desta região cárstica são apresentados no Anexo 1. A caverna Tapagem (caverna do Diabo), sistema

mais significativo na serra do André Lopes, vale do rio Ribeira, teve recentemente seus aspectos geológicos, morfológicos e gênese publicados em Sallun et al (2015).

Figura 4 - Exemplos de padrões planimétricos de cavernas na unidade carbonática do Grupo Açungui, Iporanga, vale do Ribeira, SP. (Karmann e Ferrari, 2002)

Figura 5 – Exemplo de morfologia em seção, caverna Água Suja, Iporanga, SP. (Karmann e Ferrari, 2002)

Cavernas no Grupo Corumbá e Formação Araras

A Faixa Paraguai possui duas áreas de rochas carbonáticas, uma no estado do Mato Grosso, e outra, no Mato Grosso do Sul, separadas pela bacia do Pantanal (Figura 1).

No Mato Grosso do Sul, os sistemas cársticos ocorrem nas rochas carbonáticas do Grupo Corumbá (calcários e dolomitos), de idade proterozóica, que sustentam uma importante feição fisiográfica da porção sul do centro oeste brasileiro, conhecida como serra da Bodoquena (Província Espeleológica da Serra da Bodoquena, Karmann e Sanchez 1986). Representa uma faixa N-S com cerca de 200 km de extensão de rochas carbonáticas com superfície elevada em relação às rochas não carbonáticas adjacentes, condicionando sistemas cársticos de recarga principalmente autogênica (Sallun Filho e Karmann, 2007a). Apesar da grande extensão da superfície carbonática, a incidência de cavernas vadosas é uma das mais baixas do Brasil, em contrapartida, possui a maior incidência conhecida de cavernas subaquáticas (Sallun Filho, 2005) em relação às demais áreas cársticas do Brasil. A alta incidência de sumidouros e pontos de absorção do escoamento superficial, revelados pelo mapeamento geomorfológico do planalto carbonático (Sallun e Karmann 2007a), associados às nascentes cársticas com alta vazão ao longo da borda leste do planalto, indicam a presença de sistemas de drenagem

Figura 6 – Caverna Buraco das Abelhas, Jardim, MS. Exemplo de sistema de condutos freáticos em desenvolvimento no aquífero cárstico. A entrada do sistema é uma nascente temporária (mapa de Barroco et al 2012).

Figura 7 – Caverna Lago Azul, Bonito, MS. Mapa e seção, extraído de Boggiani et al.(2009)

Apesar de pouco numerosas, importantes cavernas ocorrem na zona vadosa. O padrão morfológico dominante é de grandes salões de abatimento que se desenvolvem

em planos inclinados em direção ao nível da água. A Gruta do Lago Azul (230 m de desenvolvimento horizontal), segue este padrão (Boggiani et al. 2009), com 150 m de desnível até o nível do lago, continuando abaixo do NA, por no mínimo até 90 m de desnível (figura 7), limite atual da exploração subaquática, ao longo de conduto em fenda inclinada em torno de 45°. Seguindo este padrão morfológico, ressaltam-se as cavernas Nossa Senhora Aparecida e Jaraguá. Nestas, o plano inclinado do salão de abatimento termina em superfície de preenchimento sedimentar, constituído de material fino e blocos de abatimento, sugerindo um nível de assoreamento de um antigo lago. O segundo padrão morfológico é representado pelas cavernas Pitangueiras (558 m de desenvolvimento horizontal, 20 m desnível, município de Bonito) e Dente de Cão (1864 m desenvolvimento horizontal, 46 m desnível), com morfologia freática preservada, indicando condutos em rede anastomosada (figura 8). Representam feições reliquias de desenvolvimento de condutos em ambiente freático, hoje em situação desconectada do sistema hidráulico de circulação do aquífero cárstico.

Figura 8 - Caverna dente de Cão, Bodoquena, MS. Escala grafica de 50 m.

No Mato Grosso, a norte da depressão do Pantanal, as rochas carbonáticas da Formação Araras estão inseridas no contexto da Faixa Dobrada Paraguai, (Prov espeleológica do Alto Paraguai, Karmann e Sánchez, 1979 e 1986). As rochas carbonáticas neoproterozóicas da Formação Araras ocorrem em faixas alongadas de direção NE-SW gerando planícies bordejadas pelas cristas de camadas areníticas, representando núcleos de charneiras erodidas de antiformas (relevo estrutural da Província Geomorfológica Serrana). Conforme os estudos geomorfológicos realizados por Durão (1999), estas superfícies carbonáticas possuem alta incidência de dolinas, desenvolvidas principalmente sobre o espesso manto de material residual intempérico das rochas carbonáticas, além de sumidouros associados a vales cegos com recarga alogênica proveniente das cristas de rochas areníticas e pelíticas. Em relação às cavernas, são conhecidas cavidades de pequeno desenvolvimento na região de Cáceres, Rosário do Oeste e Bauxi, desconectadas da rede de drenagem subterrânea atual. O reduzido número de cavernas até o momento deve-se ao caráter ainda inexplorado e desconhecido da região por parte das explorações sistemáticas de cavernas.

Em direção oeste, saindo do domínio da faixa dobrada, a Formação Araras assume estrutura horizontalizada, caracterizando relevo suavemente ondulado, em planícies cobertas por material residual. Caracteriza-se por baixos gradientes hidráulicos, onde são observadas nascentes cársticas ao longo da drenagem fluvial, sugerindo a presença de um aquífero cárstico. Os levantamentos espeleológicos nesta área são escassos, o que não permite avaliar a incidência de cavernas. Pela situação geomorfológica de baixos desníveis, é possível sugerir que a incidência maior de cavernas ocorra em ambiente freático, abrindo campo para explorações subaquáticas. É também uma região ainda pouco explorada do ponto de vista espeleológico.

Ocorrências de rochas carbonáticas e cavernas nas demais regiões brasileiras

Nos estados do nordeste brasileiro, com exceção da Bahia, ocorrem rochas carbonáticas significativas no Ceará e Rio Grande do Norte. No Ceará situam-se no Grupo Ubajara, de idade cambriana, que comporta a Gruta de Ubajara, a maior da região e feições de epicarste como morros residuais intensamente lapiezados. No Rio Grande do Norte encontra-se uma extensa área dos calcários do Grupo Apodi, Formação Jandaíra, com ocorrência de extensos afloramentos rochosos, pavimentos cársticos e cavernas. No estado do Pará, rochas carbonáticas da Formação Itaituba vem revelando sistemas cársticos com significativas cavernas, ainda em fase de exploração. Na região sul do Brasil ocorrem poucas rochas carbonáticas e cavernas, com exceção do Paraná. Destaca-se a região de Botuverá (SC), vale do rio Itajaí. Na presente discussão não serão detalhadas as ocorrências acima citadas pelo fato do autor não ter participado de pesquisas geoespeleológicas nestas áreas.

As cavernas em rochas siliciclásticas e formações ferríferas não serão abordadas na presente descrição.

3.3 Hidrogeoquímica do carste e sua dinâmica atual

Dinâmica do sistema $\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ no carste e seus controles ambientais

As pesquisas desenvolvidas pelo candidato envolvendo a hidroquímica tiveram como objetivo inicial determinar parâmetros da dinâmica atual de um sistema cárstico em ambiente úmido subtropical, uma das metas desenvolvidas para a tese de doutoramento (Karmann, 1994). Os parâmetros obtidos foram o fluxo de massa equivalente a CaCO_3 e CaMgCO_3 em solução produzido pelo sistema cárstico Pérolas Santana (Iporanga, SP) ao longo de um ano hidrológico (1990 a 1992), o que permitiu calcular a taxa de denudação química deste sistema de $33 \pm 7 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$ ou $33 \pm 7 \text{ mm}/1000 \text{ anos}$. Este resultado representou na época a primeira quantificação de taxa de erosão e rebaixamento de uma superfície cárstica com base em monitoramento hidrológico e hidroquímico da América do Sul, permitindo comparar a dinâmica do carste do Alto Ribeira com áreas do hemisfério norte e em regimes climáticos diferentes. Infelizmente, devido à conjunturas na época, o resultado acabou sendo publicado somente em congresso (Karmann e Ford, 1996). Mas, apesar desta deficiência, a experiência adquirida pelo candidato e a equipe de pesquisa, através dos trabalhos de campo e laboratório, permitiram o avanço rápido das pesquisas hidroquímicas da equipe, adaptando o monitoramento para atender os novos objetivos que surgiram no final da década de 1990, visando calibrar e justificar interpretações paleoambientais de espeleotemas tema de pesquisa inédito no Brasil nesta época, e em franco desenvolvimento a nível internacional até hoje.

O novo desafio de pesquisa foi então definir a dinâmica hidrogeoquímica e isotópica da percolação vadosa em sistemas cársticos, acompanhando as tendências internacionais deste tema, a exemplo dos trabalhos recentemente publicados na época Gascoyne (1992), Lauritzen (1995) e de Dorale et al. (1998), que demonstravam a obtenção de importantes registros de variações climáticas do Quaternário com base na variação da composição isotópica de O e C em espeleotemas. Os resultados publicados por Shopov et al. (1994) também serviram de inspiração para investigar a variação da intensidade de luminescência da calcita por excitação UV ao longo de estalagmites, relacionadas diretamente à variações da intensidade de insolação. Nesta linha foram iniciados os trabalhos relativos à dissertação de Viana Jr (2002), e a tese de doutoramento de Cruz Jr. (2003).

Foram selecionados, para esta etapa de pesquisa, locais adequados para obtenção de amostras de estalagmites potencialmente favoráveis para os estudos de registros paleoambientais, e que permitissem o adequado monitoramento da geoquímica do sistema deposicional associado. Desta maneira, selecionou-se as cavernas de Santana (Iporanga, vale do ribeira, SP) e Botuverá (Botuverá, vale do Itajaí, SC). Os critérios de escolha foram o conhecimento prévio dos locais, que pudessem cumprir os objetivos e, abranger uma amplitude maior de latitude, para investigar a possível influência de fenômenos climáticos em locais distintos.

O monitoramento envolveu obter registros pluviométricos contínuos sobre os dois locais investigados, amostragem de água de chuva para hidroquímica e análises isotópicas de O e H; da água de infiltração no solo (através de piezômetros no solo), também para química e isotopia de O e H; amostragem de água de percolação vadosa no carste (para análise de cátions, ânions, matéria orgânica dissolvida e isotopia de O e H), obtida através da coleta em pontos de gotejamento nas cavernas onde o processo de deposição de CaCO_3 estava ativo; registro da vazão dos gotejamentos amostrados através de pluviômetros instalados nestes pontos e amostragem de calcita atualmente depositada para análises da composição isotópica do C e O. Esta rotina de amostragem e coleta de registros em pluviômetros com registradores automáticos, por praticamente 2 anos (1999 a 2002), foi possível graças ao envolvimento de uma equipe de trabalho, coordenada pelo candidato e os alunos de pós-graduação na época, Oduvaldo Vianna Jr e Francisco William da Cruz, com apoio de alunos de Iniciação Científica e integrantes de grupos espeleológicos, tanto de São Paulo como de Curitiba, para apoiar os trabalhos em Santa Catarina. Ressalta-se aqui que esta missão somente foi possível através do apoio financeiro com Auxílios à Pesquisa concedidos pela FAPESP, além de cooperação com o Laboratório de isótopos estáveis do CENA, Piracicaba, através do Dr Marcelo Moreira e o apoio do Laboratório de Química do GMG, IGc USP, com a Dra. Sandra.

Com o enorme número de dados químicos, isotópicos e séries temporais produzidas pelo grupo, foram realizados testes e elaborados modelos que permitissem verificar o funcionamento do sistema vadoso e testar a adequabilidade do ambiente deposicional para estudos paleoambientais em estalagmites.

Um dos pré-requisitos fundamentais para esta aplicação é testar se o ambiente de deposição da calcita ocorre em equilíbrio isotópico entre o oxigênio da água do gotejamento e o oxigênio do carbonato de cálcio depositado, pois se houver deposição da calcita com fracionamento cinético entre oxigênio da água e da calcita, a composição isotópica do oxigênio da calcita não irá refletir a composição isotópica da água de recarga do sistema (chuva), e qualquer interpretação da variação de $\delta^{18}\text{O}$ da calcita ao

longo do tempo não poderá ser interpretada como mudanças isotópicas na recarga do sistema. Ou seja, a chave para interpretações antigas de $\delta^{18}\text{O}$ na calcita é o entendimento do mecanismo atual de controle do $\delta^{18}\text{O}$ da calcita atualmente depositada. Estes testes preliminares foram positivos para os sítios em monitoramento, conforme é apresentado na publicação no **Anexo 6**, Karmann et al. (2001).

ANEXO

6

South American Symposium on Isotope Geology - 2001, Pucón, Chile
**TESTS FOR ISOTOPIC EQUILIBRIUM IN STALAGMITES AND TEMPERATURE
DEPENDENCE OF $\delta^{18}\text{O}$ OF MODERN CALCITE FROM KARST AREAS IN BRAZIL⁵**

Karmann, I.¹, Cruz Jr., F.W.², Sial, A.N.³ and Viana Jr., O.⁴

¹ IGc-USP, Rua do Lago 562, 05508-900 São Paulo SP, Brazil, ikarmann@usp.br

² IGc-USP, Rua do Lago 562, 05508-900 São Paulo SP, Brazil, cbill@usp.br

³ NEG-LABISE, UFPE, Caixa Postal 7852, 50732-970, Recife, PE, 14ans@NPD.UFPE.BR

⁴ IGc-USP, Rua do Lago 562, 05508-900 São Paulo SP, Brazil, oduvaldo.viana@angelgeologia.com.br

⁵ Research funded by FAPESP (proc. 99/10351-6) and CNPq.

Keywords: stable isotopes, oxygen, carbon, speleothems, temperature.

INTRODUCTION

Speleothems from limestone caves have been used as important quaternary paleoenvironmental records of continental sites (Gascoyne 1992). Coupled with precise chronology obtained from U-series dates along the growth axis of stalagmites and flowstones, sequential records of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, trace element ratios (Mg/Ca, Sr/Ca, Sr/Mg and Ba/Sr) and calcite luminescence permitted significant interpretations of temperature, pluviosity and vegetation changes during the late Quaternary in Europe (McDermott et al., 1999), Canada (Gascoyne et al., 1981), New Zealand (Hellstrom et al., 1998) and Norway (Lauritzen, 1995). Very little has been done in Brazil with respect to paleoclimate studies based on speleothem O and C isotope records.

This paper presents preliminary results of the first systematic studies of the stable isotope composition of O and C of stalagmites from karst areas from southeast (Ribeira karst), south (Botuvera karst) and central Brazil (São Domingos karst), with the purpose to test the viability of these speleothems for paleoclimate studies.

Two kinds of tests were performed on stalagmites from the Ribeira and Botuvera karst areas: equilibrium deposition of ancient calcite and the modern calcite $\delta^{18}\text{O}$ dependence of the cave temperature. For the São Domingos speleothems only the first test has been done yet.

SAMPLING SITES

The Ribeira karst lies in the south of São Paulo state. Four candle shaped stalagmites, with 1.5 to 3.5m height, were collected in Santana cave. The cave (with coordinates of 24°31'S and 48°42'W) is located in a humid subtropical climate. The Botuvera karst

(Santa Catarina state) has been selected for this study due to its most southern part location between the Brazilian karst areas. The surface environment is similar to that of the Ribeira area. Two stalagmites, with up to 0.8m height were collected in the Botuvera cave (coordinates of 27°13'S and 49° 9'W). The São Domingos karst is located in central Brazil representing a present day tropical climate with well defined summer (humid) and winter (dry) seasons. Several stalagmites, with up to 1.5m height, were collected in the São Mateus and Angelica caves (coordinates of 13° 39' S and 46° 23'W). Their mineralogy is essentially aragonite, whereas the speleothems from Santana and Botuvera caves are made of calcite.

All sampling places in the caves followed the site selection criteria of Thompson et al. (1976). The extraction of speleothems from the caves was authorized by the Brazilian environmental agency (IBAMA). Special care has been taken during the sampling in order not to affect the cave environment and the scenery of the cave.

TEST OF CALCITE EQUILIBRIUM DEPOSITION

The deposition of stalagmites with calcium carbonate in isotopic equilibrium with the parental drip water was tested following the criteria established in Hendy (1971).

For each stalagmite well marked single layers were sampled for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ analysis. At each layer six to eight samples were extracted with a 1.5 mm diameter steel drill. The length of the layers varied between 6 to 9 cm, along which the samples were distributed uniformly. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ analysis of

CaCO₃ were done at the NEG-LABISE laboratory of the Geology Department of the Universidade Federal do Pernambuco (UFPE), with a precision between 0.005 and 0.01 per mil for $\delta^{18}\text{O}$ and 0.002 to 0.015 for $\delta^{13}\text{C}$.

The analytical results are summarized in Table 1. According to the criteria established by Gascoyne et al. (1981), Frumkin et al. (1994), Lauritzen (1995) and Linge et al. (2001), the adopted limit of $\Delta\delta^{18}\text{O}$ for speleothems deposited in isotopic equilibrium is 0.5 per mil along a single layer. With respect to the correlation between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ along the same layer, almost all above authors use a visual correlation based on dispersion plots of $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$. Here we follow the limit of 0.5 per mil for the variation of $\delta^{18}\text{O}$ along the layer together with a maximum of 0.7 for the linear correlation coefficient between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in order to consider isotopic equilibrium deposits. Based on this criteria, speleothems SD2 and SD8 are not equilibrium deposits, as well as layer L1

from speleothem SD1. An interesting fact is that the same speleothem (SD1) may show both equilibrium and non-equilibrium deposition in different layers during its grow history. Speleothem ST2 can be interpreted as a non-equilibrium deposit based only on the 94% correlation coefficient, but, on the contrary, with respect to the $\Delta\delta^{18}\text{O}$ of 0.2, it is considered as a typical equilibrium deposit. This high R^2 between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ is a consequence of the very low Δ 's of both $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, which concentrate the dispersion plot increasing the correlation coefficient. Therefore, it is strongly recommended that the decision in classifying equilibrium or kinetic fractionation deposits should never be based only on one of the parameters. In the above case we consider the stalagmite ST2 as a equilibrium deposit due to the context of other speleothems (ST1, ST4) which formed in very similar and close environments and satisfy equilibrium requirements.

CAVE	SPELEOTHEM	LAYER	n	$\Delta(\delta^{18}\text{O})^*$	$\delta^{18}\text{O}$ range	$\Delta(\delta^{13}\text{C})^*$	$\delta^{13}\text{C}$ range	(R^2)
Santana	ST1	L1	7	0.5	-4.3 to -4.8	1.0	-5.0 to -6.0	0.001
		L2	6	0.5	-4.3 to -4.8	1.0	-4.0 to -5.0	0.04
	ST2	L1	7	0.2	-5.5 to -5.7	0.5	-2.4 to -2.9	0.43
		L2	8	0.2	-5.7 to -5.9	0.2	-2.7 to -2.9	0.94
		L3	7	0.1	-4.5 to -4.6	0.3	-2.2 to -2.5	0.46
	ST4	L1	7	0.2	-4.4 to -4.6,	2.0	-1.6 to -3.6	0.63
Botuverá	BT2	L1	7	0.2	-2.7 to -2.9	0.4	-5.6 a -6.0	0.31
		L2	6	0.3	-3.1 to -3.4	0.8	-4.2 a -5.0	0.83
São Mateus	SD1	L1	7	0.8	-3.8 to -4.6	0.7	-3.8 a -4.5	0.89
		L2	8	0.4	-4.0 to -4.4	0.9	-4.3 a -5.2	0.46
	SD2	L1	7	0.8	-5.2 to -6.0	1.3	-7.3 to -8.6	0.47
		L2	7	0.7	-5.0 to -5.7	1.3	-7.3 to -8.6	0.94
	SD3	L1	7	0.3	-3.9 to -4.2	1.1	-7.3 to -8.4	0.16
Angélica	SD8	L1	6	0.5	-2.8 to -3.3	0.9	-5.8 to -6.7	0.71

Table 1 – Isotopic analysis along single layers of stalagmites from southern São Paulo State (Santana cave), eastern Santa Catarina state (Botuvera cave) and central Goiás state (São Mateus and Angelica caves). N = number of samples for each layer, * delta values in per mil with respect to PDB, R^2 = Linear correlation coefficient between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$.

CALCULATED ISOTOPIC TEMPERATURE

One of the most important tests to determine the relationship between $\delta^{18}\text{O}$ values of ancient speleothem calcite and past temperatures of the cave environment is the expression of Craig (1965) which relates the temperature (T, °C) with the oxygen isotopic compositions of the drip water ($\delta^{18}\text{Ow}$) and of the calcite ($\delta^{18}\text{Oc}$) under equilibrium conditions:

$$T = 16.9 - 4.2(\delta^{18}\text{Oc} - \delta^{18}\text{Ow}) + 0.13(\delta^{18}\text{Oc} - \delta^{18}\text{Ow})^2$$

If the calculated cave temperature using the modern $\delta^{18}\text{Oc}$ and $\delta^{18}\text{Ow}$ corresponds to the actually measured cave temperature, the calcite is being deposited in equilibrium conditions and an extrapolation of the temperature dependence of $\delta^{18}\text{Oc}$ can be done for past times if the cave environment did

not suffered significant modifications and the ancient drip water $\delta^{18}\text{O}$ is known (Harmon and Schwarcz 1981).

To test if Craig's equation can be applied for the actual conditions of the Santana and Botuvera caves, modern calcite has been sampled at the same place where the stalagmites were deposited, as well as, drip water from stalactites, in order to get the modern $\delta^{18}\text{O}_c$ and $\delta^{18}\text{O}_w$ values. Calcite oxygen isotope analyses were done at the same lab mentioned earlier. Water oxygen isotope analyses were obtained from the Isotope laboratory at CENA-USP, with a precision of 0.005 per mil. The mean annual cave temperature at the sampling sites obtained through one-year monitoring is 18.8°C and 19°C, respectively for Santana and Botuvera caves.

The analytical results and calculated temperatures are summarized in table 2. Sample 1 is the average $\delta^{18}\text{O}_c$ of 7 soda straw fragments collected on the cave floor at Flores hall, Santana cave, and probably represent samples of modern and ancient calcite. The correspondent water sample is a mixture of drips from many very slow dripping soda-straws. Sample 2 is the extremity of an active soda straw from Flores hall combined with an average $\delta^{18}\text{O}_w$ of 12 faster dripping stalactites from the same hall. Sample 3 is a calcite crust deposited over the pluviometer installed under a stalactite where the drip discharge is being monitored. Sample 4 is other active soda-straw extremity from the Ester hall, at Santana cave. Sample 5 represents the most negative value of $\delta^{18}\text{O}_c$ between 3 analyzed soda straw extremities from Botuvera cave combined

with the most positive $\delta^{18}\text{O}_w$ obtained from 5 drip water samples. Sample 6 is the most positive $\delta^{18}\text{O}_c$ value of the same 3 soda straw extremities combined with the most negative $\delta^{18}\text{O}_w$ of the above 5 water samples. Sample 7 is the average $\delta^{18}\text{O}_c$ value of different kinds of speleothems from Botuvera cave combined with the average $\delta^{18}\text{O}_w$ of 5 drip water samples. Sample 8 is the combination between $\delta^{18}\text{O}_c$ of the top of an active stalagmite with the $\delta^{18}\text{O}_w$ of the parental drip water. This drip point differs from the others having a higher drip discharge.

The calculated isotopic temperatures, both for Santana and Botuvera caves, fluctuate around the measured mean annual temperatures. The most negative $\delta^{18}\text{O}_c$ values produce calculated temperatures closest to the measured values, indicating that these samples represent the best conditions for the temperature relationship. Between the analysed samples, it can be seen that for Santana cave, sample 3 gave exactly the measured cave temperature. For Botuvera cave, sample 8 and the average value of 6 different speleothems have temperature values very close to the monitored temperature. That suggests a shift from equilibrium deposition at soda-straw extremities (perhaps due to strong CO_2 outgassing from the drip as it seeps out from the tube) and real equilibrium deposition for speleothems that grow on the floor, in a 100% relative humidity environment, as is the case for both sampling sites.

$\delta^{18}\text{O}_c$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}_w$ (SMOW)	Isotopic temperature (T °C)	Speleothem type
SANTANA CAVE (SP)			
-4,58 (7) – 1*	-4,98 (16)	15,2	Several fragments of soda straws
-5,3 (1) – 2	-5,45 (12)	16,3	Soda straw extremity
-5,91 (1) – 3	-5,45 “	18,8	Modern calcite crust
-6,26 (1) – 4	-5,45 “	20,4	Soda straw extremity
BOTUVERA CAVE (SC)			
-4,33 (1) – 5	-4,10 (1)	17,9	Soda straw extremity
-4,28 (1) – 6	-4,36 (1)	16,5	Soda straw extremity
-4,56 (6) – 7	-4,21 (5)	18,4	Soda straw, flowstone, spar calcite, corraloids
-5,16 (1) – 8	-4,32 (1)	20,5	Top of stalagmite

Table 2 – Calculated isotopic temperatures for $\delta^{18}\text{O}$ of modern calcite and of seepage waters for Santana and Botuvera caves. Number of samples of the average value is indicated in (1). * Samples referred in the text.

CONCLUSIONS

Three stalagmites from Santana cave gave strong evidences for isotopic equilibrium between calcite and cave seepage water. This is coherent with the sampling site which has constant temperature of 18.8° C, 100% relative humidity (RH) along the year and very low air circulation. For the Botuvera area, one stalagmite has shown calcite in isotopic equilibrium. The sampling site also follows 100% RH with 19° C of mean temperature. Both caves present modern calcite where the $\delta^{18}\text{O}$ reflects the cave mean annual temperature, calculated with Craig's (1965) equation, proving the potential of these sites for paleoclimate studies based on O and C isotopic data of ancient calcites. The São Domingos area revealed three stalagmites with non-equilibrium deposits and one with equilibrium deposits. The non-equilibrium deposits are probably caused by evaporative influences due to air circulation at the sampling site which is close to the cave entrance. As criteria for stalagmites in isotopic equilibrium, a variation of less than 0.5 per mil of $\delta^{18}\text{O}$ combined with a linear correlation coefficient lower than 70% between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ for at least 6 analysis along a single layer of 10cm length should be adopted.

REFERENCES

- Craig, H. 1965. The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures, In: Tongiorgi, E. (ed.), Stable isotopes in oceanographic studies and palaeotemperatures. Consiglio Nazionale della Ricerche Laboratori di Geologia Nucleare, Pisa, 3-24.
- Frumkin, A.; Schwarcz, H.P. and Ford, D.C. 1994 - Evidence for isotopic equilibrium in stalagmites from caves in a dry region: Jerusalem, Israel. *Israel Journal of Earth Sciences*, 43: 221-230.
- Gascoyne, M.; Ford, D.C. and Schwarcz, H.P. 1981 – Late pleistocene chronology and paleoclimate of Vancouver Island determined from cave deposits. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 18:1643-1652.
- Gascoyne, M. 1992 - Palaeoclimate determination from cave calcite deposits. *Quaternary Science Reviews*, 11: 609-632.
- Harmon, R.S. and Schwarcz, H.P. 1981. Changes of ^2H and ^{18}O enrichment of meteoric water and Pleistocene glaciation. *Nature*, 290: 125-128.
- Hellstrom, J.; McCulloch, M. & Stone, J. 1998. A detailed 31,000-year record of climate and vegetation change from isotope geochemistry of two New Zealand Speleothems. *Quaternary Research* 50: 167-178.
- Hendy, C.H. 1971 - The isotopic geochemistry of speleothems - I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimatic indicators. *Chimica et Cosmochimica Acta*, 35: 801-824.
- Lauritzen, S.E. 1995 - High-resolution paleotemperature proxy record for the Last Interglaciation based on Norwegian speleothems. *Quaternary Research*, 43: 133-146.
- Linge, H.; Lauritzen, S.E.; Lundberg, J. and Berstad, I.M. 2001 – Stable isotope stratigraphy of Holocene speleothems: examples from a cave system in Rana, northern Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167: 209-224.
- McDermott, F.; Frisia, S.; Huang, Y.; Longinelli, A.; Spiro, B.; Heaton, T.H.E.; Hawkesworth, C.J.; Borsato, A.; Keppens, E.; Fairchild, I.J.; Borg, K.; Verheyden, S. and Selmo, E. 1999. Holocene climate variability in Europe: Evidence from $\delta^{18}\text{O}$, textural and extension-rate variations in three speleothems. *Quaternary Science Reviews* 18: 1021-1038.
- Thompson, P.; Schwarcz, H.P. and Ford, D.C. 1976 - Stable isotope geochemistry, geothermometry, and geochronology of speleothems from West Virginia. *Geological Society of America Bulletin*, 87: 1730-1738.

Outro parâmetro monitorado na época foi a matéria orgânica dissolvida (DOC) e a intensidade de fluorescência (FI) em águas de escoamento superficial, percolação em solo e gotejamentos com diferentes vazões, no salão das Flores (cav. Santana). Este estudo visou estabelecer critérios para futuras medidas de fluorescência de calcita como um parâmetro de interpretação paleoclimática, seguindo o modelo de Shopov et al. (1994) e os resultados de Baker et al. (1998). Esta pesquisa foi realizada em cooperação com a Dra Nina Coichev, do Instituto de Química da USP e sua aluna de IC, Gabriela Magdaleno, responsáveis pelas medidas de FI e DOC nas águas. O resultado foi tão interessante que deu logo origem a uma publicação internacional, liderada pelo na época recém-doutor Francisco William da Cruz, **Anexo 7** – (Cruz Jr. et al., 2005a). Demonstrou-se que o comportamento da FI nas águas de percolação é diretamente influenciada pela temperatura na superfície do sistema, em ambiente subtropical úmido, e que o teor de DOC não influencia diretamente a FI das águas, e que a FI varia entre gotejamentos com vazões distintas, vazões maiores com FI mais intensa. Apesar de parecer algo muito simples, estas conclusões ainda não tinham sido publicados na literatura mundial sobre o tema. O próximo passo teria sido testar a fluorescência da calcita em conjunto com a FI da água de percolação, mas devido ao grande número de parâmetros já em estudo, deu-se prioridade aos estudos da isotopia de O e H em água e O e C em calcita, em detrimento à fluorescência da calcita como parâmetro paleoclimático.

ANEXOS

7

Influence of hydrological and climatic parameters on spatial-temporal variability of fluorescence intensity and DOC of karst percolation waters in the Santana Cave System, Southeastern Brazil

F.W. Cruz Jr.^a, I. Karmann^{a,*}, G.B. Magdaleno^b, N. Coichev^b, O. Viana Jr.^a

^a*Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080 São Paulo-SP, Brazil*

^b*Instituto de Química, Universidade de São Paulo, CP 26077, CEP 05513-970 São Paulo-SP, Brazil*

Received 24 April 2003; revised 7 June 2004; accepted 10 June 2004

Abstract

Fluorescence intensity (FI) and organic carbon concentration of groundwater percolating through soil and rock into the Santana Cave were monitored at eight different cave sites between 2000 and 2002 to investigate their relationships to climatic parameters, stalactite discharge and thickness of rock overlying the cave. FI values, compared among sampling sites, are inversely proportional to depth and directly proportional to discharge; in contrast, dissolved organic matter (DOC) shows no significant spatial variability. Time-series analysis demonstrated similarities in DOC trends of different waters, but no correlation was observed with FI trends. Combined evaluation of DOC of infiltration waters, rainfall data and chemical parameters of Fe, O₂, pH, Eh in soil solution indicate that peaks in DOC content coincide with more reduced conditions in the soil and have a lag time of 2–3 months after heavy showers. Variation of FI throughout the year occurs at all sampling sites but only higher drip discharge and rimstone pool waters were correlatable to rainfall events. FI of lower discharge sampling sites shows similar trends, but no relationship between drip discharge and rainfall variation was observed. Ranges and means of FI for all drip waters were significantly higher in the 2001–2002 period than in the preceding 2000–2001 period, which correlates with a 5.5 °C increase in mean austral winter temperatures in 2001. Hence, FI variations of karst waters that form carbonate speleothems under a humid subtropical climate may provide a useful proxy in paleoenvironmental reconstruction.

© 2004 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Fluorescence; Karst; Groundwater; DOC; Hydrology; Climate

1. Introduction

The UV fluorescence of organic matter extracted from soil and dissolved in marine and fluvial waters has been intensely studied as a potential natural tracer

* Corresponding author. Fax: +55-11-3091-4138.

E-mail address: ikarmann@usp.br (I. Karmann).

since it is possible to identify different sources of waters based on their fluorescence intensity (FI) and wavelength (WL) (Coble et al., 1990; Senesi et al., 1991; De Souza Sierra et al., 1994; Coble, 1996). However, few authors have applied these parameters to groundwater studies.

Baker and Genty (1999) attributed variations of FI and WL of drip waters in caves and mines from different areas to differences mainly in the vegetation cover, soil type and soil wetness, although the causes of such variations are not yet well understood. Based on the relationship between excitation and emission wavelength, these authors suggested that organic compounds with higher WL are probably absent and that fulvic acids and proteins are the main fluorophores in groundwater.

Previous studies of fissured and karst aquifers in regions of temperate climate demonstrated that variations in FI are related to events of rainwater recharge, which are responsible for erosion or lixiviation of soil organic matter (SOM) and their transport to the drip waters in the cave (Baker et al., 1997; Baker and Barnes, 1998). A direct relation between FI variations and the dissolved organic carbon (DOC) of karst percolation waters was suggested. In this case, the increase of DOC values is due to enhancement of the capacity of transport of organic matter which occurs in response to recharge increase of the system during rainy periods. In addition, the mobility of subcomponents of SOM is likewise enhanced by the increase in the proportion of smaller, more hydrophilic components rather than larger and more hydrophobic components in solution (McCarthy et al., 1993; Kalbitz et al., 2000; Kalbitz, 2001). Both composition and transport of DOC from the soil to drips feeding speleothems are influenced by climatic conditions (McGarry and Baker, 2000).

Recent research on FI and WL in carbonate deposits has shown that it is possible to get high resolution paleoclimate records from carbonate speleothems which allow interpretations of changes in vegetation (Baker et al., 1996) and paleoprecipitation (Baker et al., 1993, 1999b; Charman et al., 2001). However, the interpretation of FI variations in speleothems should be calibrated by the present day relationship between fluorescence properties of the water and climatic parameters in the area of the cave (Baker et al., 1999a).

In order to support future reconstruction of paleoclimate based on fluorescence variations of ancient speleothems of Southeastern Brazil, this study presents relationships between present day climatic parameters and temporal and spatial variations of FI and DOC of percolation waters from a karst system where soils and speleothems are developing under humid subtropical climate and dense vegetation. In addition, the influence of hydrogeological characteristics, such as rock overburden thickness and drip discharge on the FI and DOC values of percolation waters is considered in the discussion of the effect of groundwater residence time in the vadose zone and the filtering effect of the fissure network in the rock on the organic substances in solution.

2. Study area and sampling sites

The Santana Cave is located in Iporanga municipality, 350 km South of São Paulo City, Southeastern Brazil, approximately 100 km from the Atlantic coast (Fig. 1a). The cave, with 6.3 km of conduits, is developed in low-grade metamorphic limestones of the Meso- to Neoproterozoic Açungui Group (Campanha and Sadowski, 1999). The topography of the karst system exhibits large differences in altitude and, consequently, significant variations in the thickness of the vadose zone above the cave (Fig. 1b). The area of the cave is densely vegetated with Atlantic rainforest. Analyses of FI and DOC were performed on waters from runoff, soil and eight sampling sites in the cave. Sampling took into account different hydrological conditions represented by aquifer thickness between 100 and 300 m and mean drip water discharge between 55 and 3.5×10^5 ml/h (Table 1). Soil water was sampled from a well at a depth of 4–5 m in clayey soils above the epikarstic zone (Fig. 1b). Runoff was sampled nearby in a small temporary stream during rain events. Both runoff and soil water samples were unsaturated with respect to CaCO_3 , with a saturation index of -2.4 and -1.9 , respectively (Viana Jr., 2002).

Four cave sites (ESF, EIF, TSF, TIF) are closely distributed around the Salão das Flores, a fossil tributary of the cave river (Fig. 1b). This point is located 100 m below the surface, 35 m above the river level at the main gallery and 150 m from the cave

Fig. 1. (a) Location map of study area. (b) Cave longitudinal profile showing the location of the sampling sites with depth and distance from cave entrance.

entrance. The other four sites (EE1, EE2, TSE, FR) are located in the Salão Ester, 300 m below the surface and about 1,500 m from the cave entrance.

In both locations, with exception of EIF, the sampling sites were active throughout the year. ESF, EE1, EE2 and EIF are stalactite drip waters

characterized by lower discharge when compared to FR, which is a small waterfall in the cave (Table 1). TSF, TSE and TIF are accumulations of water in small rimstone pools on the cave floor fed by water from the ESF, EE2 and EIF stalactites, respectively.

Table 1

Results from fluorescence intensity, drip discharge and dissolved organic matter for runoff, soil and cave waters

Sampling site	Fluorescence intensity (FI)						Discharge (ml/h)	CV (%)	DOC (mg/l)	CV (%)
	Mean	n	Min	Max	Range	CV (%)				
Runoff	7391	5	4001	9999	5998	34				
Soil	2083	9	815	3596	2781	39			8.2	85
TSF	851	9	489	2257	1768	64			10.23	51
TIF	629	7	526	989	463	26			7.2	49
TSE	402	9	186	886	700	51			8.83	77
EIF	2758	18	520	9990	9470	101	818	> 200	5.0	116
FR	1167	22	239	6530	6291	114	3.50×10^5	9.0	10.49	60
ESF	1576	22	378	5119	4741	83	120.99	12.7	8.84	63
EE1	1699	22	188	5740	5562	93	470.51	15.2	6.61	81
EE2	856	23	196	2749	2553	65	55.09	8.1	8.34	80

CV = coefficient of variation.

3. Sampling and analytical methods

Water sampling for FI at drip water sites (ESF, EE1, EE2, EIF) was performed between September 2000 and June 2002. The sampling frequency at these sites varied between 1 month to 15 days. The EIF site was not active between September and December 2000. Sampling in rimstone pools and soil waters was carried out between September 2000 and June 2001. Sampling for DOC was performed from September 2000 to March 2002 at ESF and EE2 sites. Because of logistical problems, the DOC sampling period at the other sites was shorter.

Surface and cave water samples for fluorescence and DOC analysis were collected in 15 ml amber glass bottles. The samples for ion analysis were collected in 50 ml high density Nalgene polyethylene bottles. Bottles were previously cleaned with non-fluorescent detergent, dilute perchloric acid and rinsed with deionized water. Soil water samples were pumped out of the well using a Low Flow Waterra inertial pump with high density polyethylene tubes (previously cleaned with dilute HCl) from which the water samples were rapidly transferred to the bottles.

For DOC and ion analysis, samples were preserved by adding 12 drops of 10% phosphoric acid and 2–3 drops of concentrated nitric acid, respectively. These samples were kept refrigerated at 4 °C until analysis. Samples for fluorescence analysis were frozen for 5–10 days. All samples were filtered through Millipore HA2500 filters (pore size 0.45 µm) prior to analysis.

pH, Eh and dissolved oxygen were measured immediately after each collection using an Orion Multi-Parameter Model 1230 with the following probes: Orion Model 9107 WP, Orion Model 9778 BN, and Orion Model 083010, respectively.

Precipitation and stalactite discharge were measured automatically using a Davis automatic tipping bucket gauge coupled to an Onset Logger, model Hobo for 8000 events. The discharge values were continuously recorded on the loggers at the slowest drip water flows (EE2 and ESF), over an interval of 17–21 days for ESF and 8–12 days for EE2, depending on the flow changes during the year. At other cave sites, discharge measurements were based on the time elapsed to fill a container of known volume.

Temperature and relative humidity (RH) were measured automatically, every 30 min, using an Onset

Hobo RH-Temp logger H8-series at Salão Ester and Salão das Flores in the cave and at the surface in the forest near the water-sample collection sites. Monthly variance of RH values was calculated as follows: $\text{Var} = n\bar{x}^2 - (\sum x)^2/n^2$, where n is the number of observations and x is the mean daily value. Because of technical problems with the RH sensor, variance values were not obtained for the period between May 2001 and September 2001.

DOC samples were analyzed using a Shimadzu TOC-5000 analyzer. The results are expressed as the mean of triplicate analyses with analytical errors of approximately 1%. Ion analyses of water samples were made by inductively coupled plasma optical emission spectroscopy (ICP-OES) using an ARL 3410 instrument with a CETAC ultrasonic nebulizer model U 500 AT (precision of $\pm 1\%$).

The FI of water samples was determined using a Hitachi F-4500 luminescence spectrophotometer. The excitation source was a xenon lamp. The slits were set at 10/20 nm for excitation and emission. The photomultiplier was operated at 950 V. The samples were placed in 2.0 ml quartz cells with a 1.0 cm optical path length.

Fluorescence analyses with excitation at 300 nm and emission wavelength at 430 nm were carried out for water samples at 25 °C. Stability of the machine was tested based on the Raman peak of deionized water excited at 350 nm, after every 5–20 analyses.

Differences in DOC and FI between sites were tested using the one-way ANOVA procedure in order to examine the effects of discharge and depth on their variability.

4. Results and discussion

4.1. Climate in the studied area

The climate of the region is subtropical humid, with rainfall and relative humidity uniformly distributed throughout the year (Nimer, 1989). The mean annual precipitation at the Bairro da Serra Station, located 7 km from the Santana Cave entrance, was 1631 mm from 1973 to 2000 (source DAEE: www.daee.sp.gov.br). During this period, the maximum and minimum values for annual precipitation were 1860 and 1069 mm, respectively. Although the rainfall is

uniformly distributed throughout the year, winter (June–August) is usually drier than summer (December–March). Monthly mean precipitation, temperature and variance of relative humidity monitored from August 2000 to June 2002 over the Santana cave are presented in Fig. 2. Precipitation was highest from November 2000 to January 2001 and in October 2001.

Temperature between July 2000 and June 2002 ranged from -0.2 to 28.3 °C, averaging 18.6 °C. Like the precipitation values, mean monthly temperature varied significantly during the studied period (Fig. 2b), with the lowest temperatures recorded in June/July (winter) and the highest in February/March (summer). The range between winter and summer in 2000–2001 and 2001–2002, were 12.9 and 7.4 °C, respectively, as a consequence of an increase of 5.5 °C in mean winter temperature in 2001.

Although the mean relative humidity (RH) in the atmosphere under influence of a dense rain forest is close to 100% during the year, there are diurnal fluctuations directly related to insolation.

Fig. 2. Climatic parameters in the Santana Cave area. (a) Monthly rainfall variations. (b) Temperature and variance of relative humidity.

RH decreased to as little as 60% during the day, returning to saturated conditions in the late afternoon. Variance of mean monthly humidity, based on mean daily values, was highest between October and December of 2001, indicating less humid conditions for this period (Fig. 2b). During the other months, RH variance changed slightly, with lowest humidity in February and March (lowest values of RH variance).

4.2. FI and DOC concentration of the waters

The FI and DOC results for runoff, soil and cave waters are presented in Fig. 3 and Table 1. Comparing the different waters, it can be seen that values for FI decrease significantly along the infiltration pathway from surface to drip waters.

The highest FI values, observed in all waters between September/2000 and March/2001, are in runoff waters (7391 ± 2265 , $n=5$), followed by soil water at a depth of 4–5 m deep (2083 ± 818 , $n=9$), cave drip waters (1699 ± 1587 , $n=107$), and rimstone pool waters (627 ± 395 , $n=25$).

Although FI values for soil and cave waters show significant variations, the DOC of the samples did not vary with depth along the infiltration pathway. DOC concentrations of the samples range from 1 to 25 ppm and do not define fields in the graph of FI vs. DOC (Fig. 3). In the same plot, there is no obvious correlation between FI and DOC. These results suggest that FI values cannot be directly related to

Fig. 3. Scatterplot of fluorescence intensity and dissolved organic carbon variations for runoff, soil and cave waters between September/2000 and March/2001.

total DOC, but more probably reflect the differing proportions of fluorophores.

4.3. Temporal variation of DOC

DOC results for soil water, rimstone pools and cave drip waters from EIF and FR are presented in Fig. 4b. In order to investigate possible causes of the variations in soil water DOC, other parameters, such as Fe and dissolved oxygen concentrations, pH and Eh for soil waters, were compared with the DOC curve in Fig. 4c–f.

All sampled cave waters collected prior to March 2001 show small variations of DOC for most of the time (mean of 7.22 ± 2.07 , $n = 32$). However, samples collected in March 2001, presented an anomalous increase in DOC values at all sites (mean of 21.52 ± 2.07 , $n = 5$), 64% above the mean

concentration for the preceding period (Fig. 4b, Table 1).

Simultaneously with the increase in DOC content of all waters (Fig. 4b), Fe concentration rose to detectable values while pH, Eh and dissolved oxygen of the soil water decreased (Fig. 4c–f). The combination of these parameters indicate that more reduced conditions were dominant in March 2001 and Fe^{+2} was present in solution, according to the relationship between pH and Eh as expressed by the Nernst equation (Krauskopf, 1979). The high DOC values of March 2001 (Fig. 4b) occurred under more reducing conditions in the soil and are coincident with the reduction in rainfall (Fig. 4a). There is a lag of 2 months between the rainfall maximum and the peak in DOC. During the period of high precipitation and temperature, December 2000–January 2001 (Fig. 4a), increased biological activity enhanced organic matter production. This biological activity was favored by increased water content in the soil due to diffusion and greater availability of oxygen provided by this water (Linn and Doran, 1984; Balesdent et al., 2000). In addition, biological activity may also be intensified by temperature and RH increases (MacDonald et al., 1995; Zogg et al., 1997). The lag between precipitation maximum and DOC peaks may be explained if organic matter produced earlier only went into solution two months later when soil conditions began to become less humid.

High microbial activity favors the mineralization of SOM within pores of fine sediments in soils, protecting it against erosion or leaching (Sollins et al., 1996). On the other hand, the microbial population decreases with reduced soil water reduction (as observed in March 2001), which for instance could be responsible for the destabilization of SOM with consequent increase of DOC (Golchin et al., 1994; Puget et al., 1995; Balesdent et al., 2000).

The sampling for DOC in the slow drip waters was extended for a longer period (September 2000–February 2002) at ESF (at a depth of 100 m) and EE2 (at a depth of 300 m), where stalactite discharges were monitored automatically (Fig. 5). Samples for DOC at EE1 site (at a depth of 300 m) were collected from September 2000 to November 2001.

DOC variations in slow drip waters show trends similar to those at the other sampling sites until March 2001 (Figs. 4b and 5b). This result suggests that DOC

Fig. 4. Compared variations of: (a) monthly rainfall and mean temperature variations; (b) DOC in soil, rimstone pools and rapid flow sites and chemical parameters in soil water; (c) Eh; (d) pH; (e) dissolved O_2 ; and (f) Fe concentration.

Fig. 5. (a) Monthly rainfall and mean temperature variations. (b) Time series of dissolved organic carbon variations for slow drip waters sites at 300 m deep (EE1 and EE2 sites) and at 100 m deep (ESF).

differences with depth along the infiltration pathway of meteoric water in a deep karst system are not significant, in contrast to the relationship observed in topsoils (Kalbitz, 2001) and a 1.5–3 m deep sand aquifer (McCarthy et al., 1993).

In addition to the DOC peak of March/2001, other peaks observed between December 2001 and February 2002 at the ESF and EE2 sites (Fig. 5b) also exhibit time lags of 2–3 months relative to heavy rains (Fig. 5a). They represent an increase of more than 200% in comparison to the mean values of DOC for both ESF and EE2 drip waters. The correlation between the DOC variations at ESF and EE2 sites is statistically significant by the Anova Test ($p=0.81$, $\alpha=0.05$, $n=15$).

Considering that discharges of cave drip waters exhibit differences of more than two orders of magnitude, a significant dilution of SOM would be expected, leading to lower DOC in drip waters with higher discharge. However, this dilution has not been observed and thus may be explained by the homogenization of dissolved SOM in waters at the beginning of their infiltration in soil.

4.4. Temporal and spatial variation of FI

FI results of karst percolation waters are presented in two groups based on distinct flow characteristics and similarities in the FI signal through time. Group I is represented by soil, rimstone pools (TSF, TSE, TIF) and fast drip stalactites (FR and EIF) and group II by slow drip stalactites (ESF, EE1 and EE2).

4.4.1. Soil, rimstone pools and fast drip stalactites

The monthly FI variation of the first group (TSF, TSE, TIF, FR and EIF) is presented in Fig. 6 and summarized in Table 1. The mean FI values of these waters confirm the decrease in FI with increasing depth. The highest mean FI values are observed in runoff water (7391 ± 2532 , $n=5$), followed by soil water (2083 ± 818 , $n=9$), fast dripping waters at EIF site (2758 ± 2782) and at FR site (1167 ± 1331), rimstone pools located 100 m beneath the surface, TSF (675 ± 133 , $n=8$) and TIF (568 ± 33 , $n=6$), and rimstone pools located 300 m beneath the surface, TSE (342 ± 102 , $n=8$). The inverse relationship between FI and depth is apparently a consequence of preferential retention and fractionation of SOM components (Fluorophores) due to filtration within the rock fissure network, as no systematic differences in DOC values are observed (Fig. 4b).

FI variations of the group I samples from September 2000 to June 2001 exhibit a peak in December, correlated with maximum local rainfall (Fig. 6). During this period an abrupt increase of 234, 174 and 259% relative to mean values of FI was observed respectively, in waters at TSF, TIF and TSE sites. The peaks of FI observed at these sites did not coincide with the anomalous values of DOC in March 2001 (Figs. 4b and 6b). This indicates that FI variations are related more to selectivity and availability of certain SOM components in the system

Fig. 6. (a) Monthly rainfall and mean temperature variations. (b) Time series of fluorescence intensity for travertine pools and soil waters and daily rainfall events. Some important rainfall events are represented by letters a–i. (c) Fluorescence intensity variations for rapid flow sites (FR and EIF). Dashed lines represent the mean values of FI, respectively, for the time intervals X1 and X2 (see Table 2).

during rainwater infiltration through soil and rock pores than to increases in DOC concentrations.

FI variations in fast dripping waters (EIF and FR, mean discharge of 818 and 3.5×10^5 ml/h, respectively), compared to rainfall events, are presented in Fig. 6c. The FI of fast drip waters exhibits good correlation with individual and weekly rainfall events because of the drip flow characteristics.

Higher discharge and shorter residence time are apparently the causes of faster transport of the organic matter in the water feeding these stalactites.

The peaks of FI are correlated with more intense rain events occurring preferentially during periods of higher temperatures (Fig. 6a and c). On the other hand, during periods of decreased frequency and intensity of rainfall events or lower temperatures, FI exhibits little variation and values tend to define a baseline. This FI behavior is attributed to the lower efficiency in the transport of fluorescent organic substances during drier periods and to changes in humification rates in soil due to temperature variations (McGarry and Baker, 2000). In addition, water movement in fissured aquifers is also dependent upon hydraulic pressure, which increases with more intense rainfall events, as in a piston flow system (Genty and Deflandre, 1998). This affects water composition by pushing the SOM into the aquifer more rapidly, but the timing-to-peak will correspond to the particular hydrologic conditions at each site.

Relations between FI variations and changes in rainfall and temperature are demonstrated in Fig. 6a and c. For example, the lower values of FI in FR drip waters observed between September and November of 2000 are probably connected with lower temperatures in winter months (June–July of 2000) rather than rainfall events, because even under favored SOM transport conditions in the system, no significant FI variations were recorded, as can be seen in event a ($\Sigma = 216$ mm; 8/27/2000 to 9/17/2000 or days 27–48; Fig. 6c).

The FI values of FR waters started to increase simultaneously with higher temperatures and more effective rainfall events in summer (Fig. 6a). This is illustrated by combining events b, c and d (total amount = 344 mm, corresponding to 57 days) with great FI variations (Fig. 6c). Between February and April of 2001, FI in both FR and EIF curves was invariably low due to decreased rainfall. This tendency changed after August 2001 with remarkable increases in FI, in parallel with more isolated rainfall events (events e, f, g and h, Fig. 6c), together with the anomalously high mean monthly winter temperature of that year. The FI curves again showed great variability after the beginning of summer rainfall events in December 2001, marked by event i (Fig. 6c).

4.4.2. Discharge and FI variations in slow drip stalactites

In order to compare FI and discharge variations of slow drip waters, the ESF and EE2 stalactites were monitored during approximately 2 years using an automatic tipping-bucket gauge. The results are shown in Fig. 7b. EE1 discharges were obtained measuring the time to fill a recipient of known volume.

In the case of slow drip flow, the response to rainfall events is strongly controlled by overlying rock

thickness which is 100 m at ESF and 300 m at both EE1 and EE2. Change in dripping relative to the onset of rainfall events is influenced by soil cover and limestone microfissure network, which in some cases means a time lag of several months before rain water recharge begin to affect drip discharge (Genty and Deflandre, 1998; Ayalon et al., 1998).

Discharge of the ESF stalactite ranged from 92 to 182 ml/h (Table 1). Response time of drip discharge to changes in precipitation was estimated as 1 week to a month, based on comparisons with ESF discharge (Fig. 7b) and rainfall variations (Fig. 7a). EE1 stalactite discharges ranged between 390 and 600 ml/h yet showed no correspondence to monthly rainfall variations. Drip discharge for the EE2 stalactite (46–63 ml/h) describes a relatively smooth, regular curve over 2 years (Fig. 7b).

The EE2 discharge curve in Fig. 7b is asymmetric, characterized by a longer rising limb of 7 months and a shorter recession limb of 5 months. During the 2 years, maximum and minimum drip discharge occurred respectively in October and March, despite differences in timing of the rainiest months for this period (Fig. 7a). This suggests that rain water was gradually stored in the fissured aquifer and that discharge increased at the beginning of each rainy season as a result of increased hydraulic pressure. This observation is in agreement with stalactite flow studies undertaken in a Belgian cave by Genty and Deflandre (1998).

The mean values of FI at EE1, EE2 and ESF sampling sites (Table 1) are respectively 1699 ± 1587 ($n=22$), 856 ± 875 ($n=23$) and 1576 ± 1316 ($n=22$). Time series of FI for these drip waters showed similarities in trends, except for eventual small differences in peak positions. The main similarities are observed in FI values for ESF and EE1, whose means were not significantly different according to the Anova Test ($p=0.78$, $\alpha=0.05$, $n=20$). In contrast, differences between variations of FI at EE1 and EE2 sampled at the same depth in the cave were confirmed by the above statistical procedure ($p=0.02$, $\alpha=0.05$, $n=22$). For example, the FI curve for EE2 waters is smooth, with fewer peaks in comparison with the curves for ESF and EE1 waters which is attributed to relatively lower drip discharges and higher residence time for EE2. Although FI time series for slow drip waters exhibited similarities at sampling sites at

Fig. 7. (a) Monthly rainfall and mean temperature variations. (b) Drip discharge variation with time for slow drip waters at ESF Site, located at 100 m from surface and EE1 and EE2 sites, both located at 300 m from surface. Dashed lines mark periods without measurements. (c) Time series of fluorescence intensity for slow drip waters at ESF site. (d) EE1 site and (e) EE2 site. Solid and dashed lines represent the mean and lower values of FI, respectively, for the time intervals X1 and X2 (see Table 2).

Table 2
Results from interannual fluorescence intensity variations for drip waters

Sampling site	Mean ^a	Interval I				Interval II			
		Sampling period	Mean	SD	Range	Sampling period	Mean	SD	Range
EE1	1699	09/02/00 to 03/20/01	411	163	470	03/20/01 to 06/15/02	2300	1598	5100
EE2	856	09/02/00 to 06/15/01	400	171	523	06/15/01 to 06/15/02	1149	521	2031
ESF	1576	09/02/00 to 06/15/01	827	321	1019	06/15/01 to 06/15/02	2094	1513	4331
EIF	2758	09/02/00 to 07/12/01	918	320	782	07/12/01 to 06/15/02	3929	3056	9990
FR	1166	09/02/00 to 07/27/01	603	536	1721	07/27/01 to 06/15/02	1637	1617	5883

^a Refers to the total sampling period (09/02/00 to 06/15/02).

contrasting depths, no correlations could be made between FI and rainfall events or drip discharge.

Differences of FI ranges among slow drip waters are also associated with variations in discharge. The higher the drip discharge, the higher the range of FI for waters collected at the same depth in the cave, as for example at EE1 (FI range = 5562, discharge = 470 ml/h) as compared to EE2 (FI range = 2553, discharge = 55 ml/h). From these observations, it is here suggested that larger variability of fluorophore concentration in drip waters may be expected under both relatively faster flow conditions and thinner rock cover as a result of more intense water replacement throughout the year. For example, the ranges of FI at the relatively shallow ESF site (100 m) and the deeper EE1 site (300 m) differ by only 17% (4741 vs. 5562, respectively) despite the great differences in their mean discharges (53% higher at the deeper locality), indicating that higher discharge compensates for the effect of thicker rock cover in this case (120 vs. 470 ml/h, respectively).

4.4.3. Interannual variations

Figs. 6c and 7c–e show interannual variations of FI in the drip water curves. At all sites FI shows two distinct behaviors, clearly demonstrated by their mean and minimum values, standard deviation and range, all of which are comparatively lower at the beginning of the monitoring (Interval I) and higher for the remainder of the period (Interval II). The duration of the Interval I, varied from site to site, as follows: from September 2000 to March 2001 for EE1 samples,

September 2000 to June 2001 for EE2 and ESF samples, and September 2000 to July 2001 for FR and EIF samples (Table 2).

As is observed in Fig. 7c–e, the curves for FI in the slow drip waters are much smoother for the Interval I than for Interval II. For fast drip waters, a similar trend is also evident, especially at EIF (Fig. 6c).

Another significant interannual difference is the increase in the minimum values for FI in interval II. During both intervals, minimum and near-minimum values were measured on several occasions, defining distinct background levels for FI (dashed lines in Fig. 7c–e) for each interval. This variation in background levels of FI may be correlated to differences in winter temperatures in the two intervals. Although mean summer temperatures were quite similar in both intervals, the mean winter temperature was 5.5 °C higher in 2001 than in 2000. In this case, a variation in local climate (increased temperature and more isolated rainfall events) was directly related to a significant variation in FI. Drawing on the work of McGarry and Baker (2000), this may be explained as the effect of increased humification rate of organic matter in the soil during the hotter period on the substances responsible for luminescence properties of the water.

5. Conclusions

The monitoring of fluorescence intensity (FI) and dissolved organic carbon (DOC) in runoff, soil,

and cave percolation waters demonstrated significant time-series variations in both, although no important correlations were observed between them. In addition, remarkable FI variations were observed at all sampling sites despite the similarities in DOC concentrations, even for soil waters and drip waters from different depths. Annual maximum value for DOC systematically occur following the rainiest period of the year.

Values of FI cannot be directly related to DOC content in the vadose aquifer of Santana cave, rather FI variations are more probably related to the nature of the organic matter than to the concentration of dissolved organic carbon. Thus, the processes responsible for DOC variation are probably not the same as those that increase FI values in the system. Further research on the composition of SOM in the water is required to understand the physical-chemical and hydrological processes that control the composition, transport and proportions of the subcomponents of SOM in solution over long distances in a karst aquifer.

Comparisons of FI variations in drip waters at depths of 100 and 300 m with discharges between 55 and 3.5×10^5 ml/h indicate that FI is inversely proportional to depth and directly proportional to discharge. However, the combined influence of these parameters makes it difficult to compare FI among drip waters. For example, for fast drips a correlation was observed between subannual variations of FI and increases in both rainfall and temperature. In contrast, this correlation is not observed for slow drip waters. Therefore, all drip waters showed relevant differences in their interannual FI behavior from September 2000 to May 2002, which were correlated to changes in climatic parameters, mainly an increase of 5.5 °C in the mean winter temperature for 2001.

Based on the high variability of the FI signal identified in the present study for cave drip waters, it can be suggested that the fluorescence peaks of calcite in speleothems deposited under same conditions such as those described here, may not represent an annual signal, even for those formed under higher drip discharge. On the other hand, the observed relationship between mean FI variation of dripwater and interannual changes in temperature and precipitation suggest the potential use of *mean* values, rather than peak values, of fluorescent intensity in speleothem calcite as a paleoclimate proxy.

Acknowledgements

We thank the Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) for financial support of this research (Grant 99/10351-6 to I. Karmann and scholarships to F.W. da Cruz Jr. and G.B. Magdaleno). We thank Jurandir Santos and PETAR State Park Staff for supporting field work, Thomas Fairchild and Ian McReath for text revision. We thank Sandra Andrade (IGc-USP) and Aluísio Soares (UFSCAR) for caring out samples to ICP-OES and DOC analysis, respectively.

References

- Ayalon, A., Bar-Matthews, M., Sass, E., 1998. Rainfall recharge relationship within a Karstic terrain in the eastern Mediterranean semi-arid region, Israel. *Journal of Hydrology* 207, 18–31.
- Baker, A., Barnes, W.L., 1998. Comparison of the luminescence properties of waters depositing flowstone and stalagmites at Lower Cave, Bristol. *Hydrological Processes* 12, 1447–1459.
- Baker, A., Genty, D., 1999. Fluorescence wavelength and intensity variations of cave waters. *Journal of Hydrology* 217, 19–34.
- Baker, A., Smart, P.L., Edwards, R.L., Richards, D.A., 1993. Annual growth banding in a cave stalagmite. *Nature* 364, 518–520.
- Baker, A., Barnes, W.L., Smart, P.L., 1996. Speleothem luminescence intensity and the spectral characteristics: signal calibration and a record of palaeoenvironmental change. *Chemical Geology* 130, 65–76.
- Baker, A., Barnes, W.L., Smart, P.L., 1997. Variations in the discharge and organic matter content of stalagmite drip waters in Lower Cave, Bristol. *Hydrological Processes* 11, 1541–1555.
- Baker, A., Proctor, C.J., Barnes, W.L., 1999a. Variations in stalagmite luminescence laminae structure at Poole's Cavern, England. AD 1910–1996: calibration of a palaeoprecipitation proxy. *The Holocene* 9 (6), 683–688.
- Baker, A., Caseldine, C.J., Gilmour, K.A., Charman, D., Proctor, C., Hawkesworth, C.J., Philips, N., 1999b. Stalagmite luminescence and peat humification records of palaeomoisture for the last 2500. *Earth and Planetary Science Letters* 165, 157–162.
- Balesdent, J., Chenu, C., Balabane, M., 2000. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil and Tillage Research* 53, 215–230.
- Campanha, G.C., Sadowski, G.R., 1999. Tectonics of the southern portion of Ribeira Belt (Apiá Domain). *Precambrian Research* 98, 31–51.
- Charman, D.J., Caseldine, C., Baker, A., Gearey, B., Hatton, J., Proctor, C., 2001. Paleohydrological records from peat profiles and speleothems in Sutherland, Northwest Scotland. *Quaternary Research* 55, 223–234.
- Coble, P.G., 1996. Characterization of marine and terrestrial Dom in seawater using excitation–emission matrix spectroscopy. *Marine Chemistry* 51, 325–346.

- Coble, P.G., Green, S.A., Blough, N.V., Gagosian, R.B., 1990. Characterization of dissolved organic matter in the Black Sea by fluorescence spectroscopy. *Nature* 348, 432–434.
- De Souza Sierra, M.M., Donard, O.F.X., Lamotte, M., Belin, C., Ewald, M., 1994. Fluorescence spectroscopy of coastal and marine waters. *Marine Chemistry* 47, 127–144.
- Genty, D., Deflandre, G., 1998. Drip flow variations under a stalactite of the Pèrre Noël cave (Belgium). Evidence of seasonal variations and air pressure constraints. *Journal of Hydrology* 211, 208–232.
- Golchin, A., Oades, J.M., Skjemstad, J.O., Clarke, P., 1994. Soil structure and carbon cycling. *Australian Journal of Soil Research* 32, 1043–1068.
- Kalbitz, K., 2001. Properties of organic matter in soil solution in a German fen area as dependent on land use and depth. *Geoderma* 104, 203–214.
- Kalbitz, K., Solinger, S., Park, J.H., Mchalszik, B., Matzner, E., 2000. Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review. *Soil Science* 165, 277–304.
- Krauskopf, K.B., 1979. *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill, New York pp. 617.
- Linn, D.M., Doran, J.W., 1984. Effect of water-filled pore space on carbon dioxide and nitrous oxide production in tilled and nontilled soils. *Soil Science Society of American Journal* 48, 1267–1272.
- MacDonald, N.W., Zak, D.R., Pregitzer, K.S., 1995. Temperature effects on kinetics of microbial respiration and net nitrogen and sulfur mineralization. *Soil Science Society of American Journal* 59, 233–240.
- McCarthy, J.F., Williams, T.M., Liang, L., Jardine, P.M., Jolley, L.W., Taylor, D.L., Palumbo, A.V., Cooper, L.W., 1993. Mobility of natural organic matter in a sandy aquifer. *Environmental Science and Technology* 27, 667–676.
- McGarry, S.F., Baker, A., 2000. Organic acid fluorescence: applications to speleothem paleoenvironmental reconstruction. *Quaternary Science Reviews* 19, 1087–1101.
- Nimer, E., 1989. *Climatologia do Brasil*. IBGE, Rio de Janeiro pp. 421.
- Puget, P., Chenu, C., Balesdent, J., 1995. Total and young organic carbon distributions in aggregates of silty cultivated soils. *European Journal of Soil Science* 46, 449–459.
- Senesi, N., Miano, T.M., Provenzano, M.R., Brunett, G., 1991. Characterization, differentiation, and classification of humic substances by fluorescence spectroscopy. *Soil Science* 152, 259–271.
- Sollins, P., Homann, P., Caldwell, B.A., 1996. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma* 74, 65–105.
- Viana Jr., O., 2002. *Hidroquímica, hidrologia e geoquímica isotópica (O e H) da fácies de percolação vadosa autogênica, caverna Santana, Município de Iporanga, Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- Zogg, G.P., Zak, D.R., Ringelberg, D.B., MacDonald, N.W., Pregitzer, K.S., White, D.C., 1997. Compositional and functional shifts in microbial communities due to soil warming. *Soil Science Society of American Journal* 61, 475–481.

O monitoramento isotópico da percolação vadosa nas cavernas Santana (SP) e Botuverá (SC), permitiu obter resultados para discutir relações entre a composição isotópica e química de espeleotemas com fatores climáticos (variação de pluviosidade) e hidrológicos (variação de vazão de gotejamento) em cavernas com profundidades (espessura de rocha sobre o local amostrado) de 100m em Botuverá e 300 m, na Santana. (**Anexo 8**, Cruz et al., 2005b; **Anexo 9**, Karmann et al, 2007).

As séries temporais de vazão de gotejamentos e composição química da água obtidas na cav. Santana (resultados obtidos na dissertação de Vianna Jr. 2002), confirmaram de forma inédita significativas variações no $\delta^{18}\text{O}$ e razões de Mg/Ca e Sr/Ca de vários gotejamentos, em função de mudanças sazonais no regime de precipitação em trechos de cavernas profundas, como nas estações situadas a 300 m de profundidade na caverna Santana. Isso veio a modificar um paradigma, de que devido à maior espessura do aquífero fissurado acima das cavernas mais profundas, não seriam esperadas respostas rápidas (o esperado seriam semanas e até meses) na geoquímica de gotejamentos. Comprovou-se, também, que o mecanismo tipo *piston flow*, causado pelo aumento da carga hidráulica durante períodos de recarga excedente de chuva, resulta em variações rápidas (horas a 1 dia) e simultâneas de $\delta^{18}\text{O}$, Mg/Ca e Sr/Ca e carbono orgânico dissolvido em solo e nos gotejamentos em diferentes profundidades na caverna Santana (**Anexo 8**, Cruz et al., 2005b; **Anexo 9**, Karmann et al., 2007). As informações desses trabalhos têm sido de fundamental importância para o melhor entendimento das variações paleoclimáticas, além de terem sido a base para o estabelecimento da relação entre $\delta^{18}\text{O}$ e a variação regional de chuvas. Provou-se também, que a composição isotópica dos gotejamentos são sensíveis à mudanças sazonais no regime de chuvas e, portanto, às variações milenares a centenárias que podem ser registradas nos espeleotemas resultantes, principalmente, de variações climáticas e não de artefatos hidrogeológicos, como por exemplo, o tempo de residência da água de percolação no reservatório sobre as cavernas. Ainda, foi possível constatar que a variação nas concentrações de elementos traços, medidas pelas razões Mg/Ca e Sr/Ca são relacionadas aos mecânicos do *prior calcite precipitation* (Karmann et al, 2007), de acordo com o princípio estabelecido por (Huang e Fairchild, 2001), e que posteriormente foi aplicado no registro antigo em estalagmites (Cruz et al., 2007).

ANEXOS

8 e 9

Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: Implications for paleoclimate inferences from speleothems

Francisco W. Cruz Jr.^{a,b,*}, Ivo Karmann^a, Oduvaldo Viana Jr.^a, Stephen J. Burns^b,
José A. Ferrari^c, Mathias Vuille^b, Alcides N. Sial^d, Marcelo Z. Moreira^e

^a*Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo-SP, Brazil*

^b*Department of Geosciences, Morrill Science Center, University of Massachusetts, Amherst MA, 01002 USA*

^c*Instituto Geológico-SMA, Av. Miguel Stefano 3900, CEP 04301-903, São Paulo, Brazil*

^d*Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, C.P.7852, CEP 50670-000, Recife-PE, Brazil*

^e*Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Laboratório de Ecologia Isotópica, Universidade de São Paulo, Avenida Centenario, 303, CEP 13400970, Piracicaba-SP, Brazil*

Received 19 September 2004; received in revised form 25 March 2005; accepted 4 April 2005

Abstract

We analyze the interannual monthly variability of oxygen isotope ratios in data from IAEA stations along the Atlantic coast of South America between 23° and 34° S to evaluate the influence of parameters such as temperature, rainfall amount and moisture source contribution on meteoric water recharging two karst systems in subtropical Brazil. In addition, a 2 year monitoring program performed on soil and cave drip and rimstone pool waters from sampling sites with contrasting discharge values and located at 100 and 300 m below the surface in the Santana Cave System (24°31' S; 48°43' W), is used to test the influence of hydrologic and geologic features on the temporal variations of seepage water $\delta^{18}\text{O}$.

Interannual monthly variations in $\delta^{18}\text{O}$ of rainfall reflect primarily regional changes in moisture source contribution related to seasonal shifts in atmospheric circulation from a more monsoonal regime in summer (negative values of $\delta^{18}\text{O}$) to a more extratropical regime in winter (positive values of $\delta^{18}\text{O}$). Variations in groundwater $\delta^{18}\text{O}$ indicate that the climatic signal of recent rainfall events is rapidly transmitted through the relatively deep karst aquifer to the cave drip waters, regardless of location of collection in the cave. In addition, the data also suggest that water replenishment in the system is triggered by the increase in hydraulic head during periods when recharge exceeds the storage capacity of the soil and epikarst reservoirs. Significant perturbations in the groundwater composition, characterized by more positive values of $\delta^{18}\text{O}$, are probably connected to an increased Atlantic moisture contribution associated with extratropical precipitation. This implies that the $\delta^{18}\text{O}$ of speleothems from caves in this region may be a suitable proxy for studying

* Corresponding author. Department of Geosciences, Morrill Science Center, University of Massachusetts, Amherst MA, 01002 USA. Tel.: +1 413 545 0142; fax: +1 413 545 1200.

E-mail address: fdacruz@geo.umass.edu (F.W. Cruz).

tropical–extratropical interactions over South America, a feature that is intrinsically related to the global atmospheric circulation.

© 2005 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Karst; Speleothem; Stable isotopes; Drip hydrology; Brazil; Paleoclimate

1. Introduction

Stable oxygen isotope ratios from carbonate stalagmites offer potential records of continental climate change because they can provide long, high resolution and well-dated archives for the Late Pleistocene and Holocene (Gascoyne, 1992; Lauritzen and Lundberg, 1999). The climate signal captured by $\delta^{18}\text{O}$ of stalagmites (and other speleothems) is mainly generated by the isotopic ratios of meteoric water, which feeds these formations. Because carbonate deposition in the cave environment generally occurs in isotopic equilibrium with seepage water from which they are formed, it is possible to associate the $\delta^{18}\text{O}$ of speleothems with the climate processes that affect rainwater isotopic composition (Linge et al., 2001).

Under conditions of isotopic equilibrium, the oxygen isotope ratios of stalagmites can, depending on local conditions, be an independent proxy of temperature variations (Lauritzen, 1995) and/or hydrological balance (Bar-Matthews et al., 1997). In certain regions it is possible to link stalagmite isotopic variations with changes in mean atmospheric circulation, which allows reconstructing climate variability on a larger scale. For example, temperature variability derived from stable isotopes recorded in Greenland ice cores have been related to changes in the location and intensity of the Asian monsoon over China (Yuan et al., 2004) and Southern Oman (Burns et al., 2000; Fleitmann et al., 2003). However, the type of paleoclimatic information contained in $\delta^{18}\text{O}$ in speleothems varies regionally and needs to be determined in each case by identifying the relative importance of all factors affecting the isotopic composition of rainwater during precipitation and subsequent recharge events in karst systems.

To assess the climate forcing on stable isotope ratios in meteoric waters over subtropical regions, such as the present study site, is a challenging task because its composition may be affected by seasonal variations in temperature, rainfall amount and mois-

ture source. As a consequence, the mechanisms explaining the isotope variability in rainwater are sometimes ambiguous because the seasonal cycles of temperature display fluctuations that could counterbalance the rain intensity effect (Rozanski and Araguás-Araguás, 1995). Furthermore, rainfall events along the Atlantic coast of subtropical South America are not only influenced by summer tropical convection but also by extratropical winter precipitation (Vera et al., 2002). This seasonal interplay suggests an additional controlling factor due to changing moisture source contributions from both the Amazon Basin and the Atlantic Ocean. Therefore, an evaluation of modern regional patterns of isotopic variability in rainfall is essential when attempting to interpret the climate signal provided by the $\delta^{18}\text{O}$ of speleothems.

Annual or quasi-annual growth layers, recognized in stalagmites from caves located in different environments worldwide, can contain potential information on climate and vegetation variations (Genty et al., 2001; Polyak and Asmerom, 2001). Interannual climate anomalies related to ENSO events and expressed as layer thickness variability (Brook et al., 1999), were recently also identified in speleothem $\delta^{18}\text{O}$ profiles by using modern laser techniques (McDermott et al., 2001). However, just how rapid changes in meteoric $\delta^{18}\text{O}$ may be incorporated into stalagmites, formed mostly by slow drip water, is still unclear.

Monthly monitoring of cave seepage waters from relatively shallow systems (<50 m) suggests that in some cases the oxygen isotopes ratio remains constant throughout the year due to the mixing of waters in the karst system and corresponds approximately to the mean composition of rainfall recharge events (Yonge et al., 1985; Caballero et al., 1996). This mixing implies that the water stored in the aquifer is old enough to prevent seasonal changes in rainwater $\delta^{18}\text{O}$ from being recorded in stalagmites. The attenuation in the $\delta^{18}\text{O}$ signal of rainfall events is also confirmed by high frequency monitoring, although small daily isotopic variations can be ob-

served during more intense recharge, when the storage capacity of the aquifer is reached and the shallow groundwater rapidly reach the cave drip sites (Perrin et al., 2003). Therefore, it is likely that the seepage water composition can respond differently to events of infiltration waters in different cave systems due to variations in rock cover thickness and drip hydrology characteristics.

The present study aims to investigate the climate forcing on the isotopic signature of rainfall in subtropical Brazil and how the isotopic signal is transmitted to a variety drip sites, which exhibit very contrasting discharges and are located at depths between 100 and 300 m above the cave roof. A key question of this work is how the $\delta^{18}\text{O}$ response to rainfall recharge in a relative deep karst aquifer is modulated: i) Is response completely buffered due to its greater storage capacity and consequently a larger proportion of older

reservoir water, or ii) Are more pronounced variations with relatively rapid response seen?

2. Study area and sampling sites

The stable isotopic composition of soil and seepage water was monitored systematically in the Santana cave area ($24^{\circ}31' \text{ S}$; $48^{\circ}43' \text{ W}$) which is located in Iporanga municipality, 350 km south of São Paulo City, southeastern Brazil and approximately 100 km from the Atlantic coastline (Fig. 1a). Samples of seepage water and modern speleothems were also collected in Botuverá cave ($27^{\circ}13' \text{ S}$; $49^{\circ}09' \text{ W}$), located 300 km apart, in order to make a regional comparison. These caves developed in low metamorphic grade limestones of the Meso- to Neoproterozoic Açungui and Brusque Groups, respectively (Cam-

Fig. 1. Location map of the study sites in south and southeastern Brazil. (a) Caves are located at the transition between Atlantic coastal plain and the Serra do Mar/Serra Geral plateaus. (b) Cave longitudinal profile of Santana Cave showing the location of the sampling sites with depth and distance from entrance.

panha and Sadowski, 1999). The present-day climate above both cave sites is sub-tropical humid, with high mean relative humidity and rainfall that is relatively uniformly distributed throughout the year (Rao and Hada, 1990). The sites are located at the transition between the Atlantic coastal plain and the Brazilian plateaus of Serra do Mar and Serra Geral, at elevations from 250 to 550 m (Fig. 1a). Dense tropical Atlantic rainforest covers both areas and is locally associated with clayey soils that are a few meters thick.

The average annual precipitation from 1972 to 2003 at a meteorological station located 7 km from the Santana cave entrance was 1631 mm (source DAEE: www.daee.sp.gov.br). A difference of 67% is observed between the average monthly rainfall amount during the wettest months in austral summer, 198 mm, (December, January and February) and during the driest months in austral winter (June, July, August), 74 mm. Convection during the wetter period is related to the South American Summer Monsoon (SASM), with low-level air masses from the Amazon Basin reaching the region (Gan et al., 2004). A smaller but still important fraction of rainfall events occurs during the winter and early spring months, when incursions of drier and cooler air from midlatitudes affect the climate over the region (Vera et al., 2002). Precipitation at this time of year is primarily associated with extratropical cyclonic activity with an increased contribution of moisture from the Atlantic Ocean.

The average annual temperature measured outside the Santana and Botuverá caves during 2000 and 2002 were 18.6 and 18.9 °C, respectively. These values are equal or very close to the average temperature measured at the cave sampling sites, which are 18.6 ± 0.1 and 19.0 ± 0.1 °C, respectively. The relative humidity in both caves is always 100%.

The Santana karst system exhibits significant topography and therefore variations in the vadose zone thickness along the direction (NE–SW) of the cave axis, which is marked by the presence of the cave river (Fig. 1b). The cave has 6.3 km of predominantly horizontal conduits and is densely decorated by carbonate cave formations. Analyses of $\delta^{18}\text{O}$ and δD were performed on waters from runoff, soil and eight different sampling sites in this cave. The sampling took into account various hydrological conditions represented by aquifer thicknesses ranging from 100 to 300 m, and mean drip water discharge ranging from 55 to 3.5×10^5 ml/h (Table 1). The soil water was sampled from a well at 4–5 m depth, which is located approximately above the Salão Ester in order to obtain a percolating water profile from surface to cave.

Four cave sites (ESF, EIF, TSF, TIF) are closely distributed around the Salão das Flores, a fossil tributary passage that connects to the cave river. These sites are located 100 m below the surface, 35 m above the river level at the main gallery and 150 m from the cave entrance. The other four sites

Table 1
Resume of isotopic oxygen composition for rain, soil and drip waters collected in Santana cave area

	Depth from the surface (m)	Discharge		n	$\delta^{18}\text{O}$ range	$\Delta (\delta^{18}\text{O})$	$\delta^{18}\text{O}$ (mean)	$\delta^{18}\text{O}$ CV (%)
		(ml/h)	CV (%)					
Rainwater		–	–	27	–0.71 to –7.28	6.57	–3.57	62
Soil water	4–5	–	–	12	–4.38 to –5.59	1.21	–5.09	8.0
Drip waters								
ESF	100	120.99	12.7	17	–4.36 to –5.86	1.50	–5.41	7.8
EE2	300	55.09	8.1	17	–4.42 to –5.88	1.46	–5.39	8.5
EE1	300	470.51	15.2	15	–4.54 to –5.85	1.31	–5.47	7.1
EIF	100	818	>200	8	–4.57 to –5.88	1.31	–5.36	8.8
FR	300	3.5×10^5	9.0	14	–4.64 to –5.69	1.05	–5.32	7.1
Rimstone pools								
TSF	100	–	–	9	–4.4 to –5.69	0.19	–5.27	7.5
TIF	100	–	–	10	–4.62 to –5.5	0.88	–5.29	6.2
TSE	300	–	–	11	–4.83 to –5.77	0.93	–5.55	5
Total (cave waters)		–	–	101	–4.36 to –5.88	1.52	–5.34	7.5

*Intermittent flow.

(EE1, EE2, TSE, FR) in the Salão Ester are 300 m below the surface and about 1500 m from the cave entrance. In both locations, with exception of EIF, the sampling sites were active throughout the year. ESF, EE1, EE2 and EIF are stalactite drip waters characterized by lower discharge when compared to FR, which is a small waterfall in the cave (Table 1). TSF, TSE and TIF are sites where water accumulated in small travertine pools on the cave floor and which are fed by water from ESF, EE2 and EIF stalactites, respectively. Modern active speleothem samples representing different morphologies that are related to drip waters and travertine pools were collected at both cave sites.

3. Methods

Water samples were taken monthly for most of the time between March 2000 and March 2002. Surface and cave water samples for stable isotope analyses were collected in 15 ml amber glass bottles. Bottles were previously cleaned with detergent and dilute perchloric acid and rinsed with deionized water. Soil water samples were pumped out from the well using a Low Flow Waterra inertial pump with high-density polyethylene tubes previously cleaned with dilute HCl. Samples from rain events were collected in previously cleaned plastic recipients after rinsing them with rainwater before collection. These samples were immediately transferred to the sampling bottles to avoid evaporation.

Precipitation and stalactite discharge measurements were done automatically using a Davis automatic tipping bucket gauge coupled to an Onset Logger, model Hobo for 8000 events. The discharge values were continuously recorded by the loggers at the slowest drip water flows (EE2 and ESF), at a time interval of 17–21 days for EE2 and 8–12 days for ESF, depending on the flow changes during the year at

each site. At other cave sites, discharge corresponds to the elapsed time needed to fill a known volume. Temperature and relative humidity (RH) were measured automatically, every 30 min, using an Onset Hobo RH-Temp logger H8-series at Salão Ester and Salão das Flores in the cave and at the surface near the water-sample collection sites (under forest climatic conditions).

Analysis for stable isotopes of carbonates were carried out using CO₂ gas extracted from powdered carbonates in a high vacuum line, after reaction with 100% phosphoric acid at 25 °C for one day, and cryogenically cleaned, according to the method described by McCrea (1950), at the stable isotope laboratory (LABISE) of the Universidade Federal de Pernambuco, Brazil. The released CO₂ was analyzed for O and C isotopes in a double inlet, triple collector SIRA mass spectrometer, using the BSC reference gas (Borborema skan calcite) that was calibrated against NBS-18, NBS-19 and NBS-20 standards. The analytical reproducibility for both $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ is $\pm 0.02\text{‰}$. Results are expressed in the notation $\delta\text{‰}$ (per mil) in relation to the international PeeDee Belenite (PDB) scale.

Determination of $\delta^{18}\text{O}$ for waters samples was performed at the stable isotope laboratory (CENA) of the Universidade de São Paulo, Brazil; and some samples were also analyzed at University of Waterloo, Canada. The water samples analyzed at CENA were prepared by equilibration with CO₂ overnight at 25 °C (Epstein and Mayeda, 1953). After being cryogenically purified in a high vacuum line, the CO₂ is transferred to a Finnigan Delta Plus mass spectrometer for $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurements. A maximum deviation of 0.3‰ was permitted for $\delta^{18}\text{O}$ of all water samples. The results are given in per mil relative to the SMOW standard.

The discussion of interannual rainfall isotopic variability is based on the weighted mean values of monthly rainwater accumulations from two IAEA stations in Brazil, Rio de Janeiro and Porto Alegre,

Table 2
Data description of IAEA stations over subtropical Atlantic coast of South America

IAEA Stations	Geographic position	Period of collection	Minimum of months	Maximum of months
Rio de Janeiro		1961–1976; 1983–1987	12	19
Porto Alegre		1965–1969; 1973–1983	9	15
Buenos Aires		1961–1964; 1978–1991	12	17

and one in Argentina, Buenos Aires. Collection periods and the minimum and maximum number of samples for each month are shown in Table 2.

4. Results

4.1. Isotopic composition of regional precipitation

The $\delta^{18}\text{O}$ values of karst waters in the study area can best be understood by considering the isotopic values of regional precipitation. The rainwater isotopic composition from the IAEA-GNIP database for stations located along the Atlantic coast of South America reveals significant spatial and temporal differences (Fig. 2). The isotopic signature of rainfall at tropical sites north of 20°S is primarily influenced by the amount of rainfall (Vuille et al., 2003), and is characterized by a decrease in ^{18}O with increasing amounts of rainfall, as clearly observed at the Rio de Janeiro station (Fig. 2). This empirically observed relationship is typical for rainfall associated with deep convection in the tropics (Gat, 1996). In contrast, the lack of correlation between rainfall amount versus $\delta^{18}\text{O}$ at Porto Alegre and Buenos Aires (Fig. 2) indicates that other processes control variations in rainfall composition over the subtropics.

Although temperature varies considerably through the year, with amplitudes of 10.1 and 13.66°C between winters and summers months in Porto Alegre and Buenos Aires, respectively, local temperature changes do not seem to play an important role on rainfall $\delta^{18}\text{O}$ values (Fig. 3a). Contrary to the expected tendency predicted by Rayleigh-type distillation model (Dansgaard, 1964), or the observed trend for most mid- to high-latitude sites, the isotopic composition of rainfall in the study area is relatively more enriched during winter months and early spring and more depleted in summer rainfall are observed at all IAEA-GNIP stations (Fig. 3a and c). This pattern agrees with simulations by the ECHAM-4 and GISS II models which show only a slight influence of temperature in most regions of South America $\delta^{18}\text{O}$ (Vuille et al., 2003).

A seasonal change in the moisture source for precipitation along the Atlantic coast south of Rio de Janeiro ($\sim 23^\circ\text{S}$) is the apparent cause for the lack of a significant correlation between rainfall amount and monthly $\delta^{18}\text{O}$ at subtropical coastal stations. The amount effect is only evident at Rio de Janeiro because this location remains under highly convective tropical climatic conditions all year long, while this is not the case for the stations further south. The significant dependence of rain $\delta^{18}\text{O}$ on the precipitation

Fig. 2. The relationship between monthly rainwater $\delta^{18}\text{O}$ weighted mean values and monthly rainfall amount for IAEA stations in Rio de Janeiro, Porto Alegre and Buenos Aires.

Fig. 3. Data from IAEA stations Rio de Janeiro, Porto Alegre and Buenos Aires (IAEA/WMO, 1994), (a) monthly temperature, (b) monthly rainfall amount, (c) weight mean monthly $\delta^{18}\text{O}$.

amount at IAEA stations in Rio de Janeiro and toward lower latitudes in Central and Amazon Basin in Brazil is characteristic of areas dominated by the South American Summer Monsoon (SASM) activity (Vuille

et al., 2003). On the other hand, the coincidence of more positive values of $\delta^{18}\text{O}$ with the rainiest period in Porto Alegre during winter and early spring cannot be attributed to temperature or precipitation rainout effects (Fig. 3b and c).

The driving mechanism behind seasonal variations in isotopic composition of rainfall over subtropical regions is probably linked to seasonal changes in the relative contribution of: (1) more enriched moisture advected from the nearby Atlantic mainly during winter to early spring and (2) higher percentages of isotopically-depleted, continental moisture originating over the Amazon basin and transported south by a low level jet (Fig. 4a). The former source is associated with incursions of extratropical air masses circulation into the region, for example during episodes of enhanced cyclonic activity over the Atlantic Ocean, with winter storm tracks progressing north along the coastal region (Vera et al., 2002). The later source, on the other hand, reflects tropical water vapor transported south during the summertime active phase of the SASM (Garreaud and Wallace, 1998). The Amazonian moisture is increasingly distilled along its southward trajectory to the coast, resulting in typically more negative $\delta^{18}\text{O}$ values for austral summer rainfall (Fig. 4a) as compared to the more enriched precipitation associated with intensified cyclonic activity in the Atlantic Ocean (Fig. 4b).

Temporal variations of the rainwater isotopic composition at the subtropical sites suggest a seasonal dependence of $\delta^{18}\text{O}$ on mean atmospheric circulation patterns over South America. The monthly rainfall $\delta^{18}\text{O}$ changes progressively from the most negative values between April and May to the most positive values between September and October in both Porto Alegre and Buenos Aires (Fig. 3c). Although the amount effect is not the dominant factor affecting the rainwater composition at these sites, it is nonetheless apparent that the seasonal cycle of $\delta^{18}\text{O}$ follows the annual migration of deep monsoonal convection over the subtropical Atlantic coast. There is a clear association between the decreasing (increasing) isotopic trend and the concurrent onset (demise) of convection related to SASM activity over the region, in September–October and April–May, respectively (Gan et al., 2004). Beginning in April, the South American Monsoon System starts to weaken as the center

Fig. 4. Long-term mean (1979–2000) Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP, Xie and Arkin, 1997) seasonal precipitation totals (in mm) for December–February (left) and June–August (right). Precipitation over SE Brazil in DJF is related to the southward expansion and intensification of the South American summer monsoon, while in JJA precipitation is of extratropical nature and associated with midlatitude cyclonic activity over the South Atlantic. Numbers in figure indicate locations mentioned in text: 1—IAEA station in Rio de Janeiro, Brazil; 2—Santana cave; 3—Botuverá Cave; 4—IAEA station in Porto Alegre, Brazil; 5—IAEA station in Buenos Aires, Argentina.

of activity of deep convection retreats northwestward; by this time the contribution of Atlantic moisture to convection is enhanced. The enriched $\delta^{18}\text{O}$ between June and September is marked by increased baroclinic activity as well as an enhanced frequency of offshore cyclones transporting enriched Atlantic moisture inland (Vera et al., 2002). However, positive anomalies of precipitation are more frequently observed at the end of the winter and in early spring (August–September), favored by higher water vapor content (Rao et al., 1996). Thus, these differences in the moisture source contribution allow us to infer interannual changes in the precipitation behavior by using the quite distinct seasonal signal of $\delta^{18}\text{O}$ during rainfall recharge events in the karst aquifer of the studied region.

4.2. Isotopic composition of precipitation and local percolating waters

The local meteoric water line (LMWL) obtained from 27 values of δD and $\delta^{18}\text{O}$ of rainwater samples collected nearby Santana cave has a slope of 7.77 (Fig. 5), which is very close to the world meteoric water line (WMWL). The rainwater exhibits a range of $\delta^{18}\text{O}$ from -7.28‰ to -0.71‰ , which is relatively large compared with soil (-4.38‰ to -5.59‰ , $n=\text{sand } 12$) cave water (-4.36‰ to -5.88‰ , $n=101$) (Table 1). The narrow range observed for groundwater and the similarity between soil and cave drip water composition reflects attenuation of the seasonal rainfall isotopic variation due to mixing of recharge water from different events in the system.

Fig. 5. The $\delta^{18}\text{O}$ and δD composition of rainwater, soil and dripwaters from Santana cave area (2000–2002).

Both soil and cave water isotopic compositions fall on the LMWL, which indicates negligible effects of rainfall evaporation near the surface, or during transit from the surface to the cave (Fig. 5), as observed in karstic regions of Caribbean islands (Jones and Banner, 2003). The similarity between mean $\delta^{18}\text{O}$ of cave water (5.34‰, $n=101$) and the annual weighted mean $\delta^{18}\text{O}$ observed at IAEE stations (Vuille et al., 2003), as well as the close position of the seepage waters to Global Meteoric Water Line (GMWL), indicate that changes in $\delta^{18}\text{O}$ of cave dripwaters feeding the speleothems are associated with the isotopic composition of rainfall. Non-evaporative conditions can also be assumed for the cave environment given the marked similarity of $\delta^{18}\text{O}$ of water accumulated in rimstone pools and their corresponding drips, for example ESF→TSF, EE2→TSE and EIF→TIF (Table 1). This suggests favorable conditions for deposition of speleothems close to isotopic equilibrium with their parental water; otherwise an evaporative enrichment of $\delta^{18}\text{O}$ in pool waters should be expected.

4.3. Drip water hydrology characteristics

The investigation of flow characteristics in karst-infiltrated waters is important for understanding environmental factors controlling the cave water iso-

topic composition (Genty and Deflände, 1998). Two dripping stalagmites corresponding to seepage flow were monitored in cave sites at 100 and 300 m below the surface in order to evaluate the effect of rainfall recharging and mixing with percolation waters in the aquifer. Previous studies showed that because the dynamic of karst seepage flow is largely influenced by storage capacity, the response in drip discharge is sometimes buffered and the seasonal and interannual isotopic signal completely dampened (Yonge et al., 1985; Ayalon et al., 1998; Perrin et al., 2003). However, descriptions of hydraulic features from high-resolution discharge measurements in cave drip waters at depths below 100 m were not reported in previous studies. Therefore, it is very important to study the flow characteristics under increased hydraulic head during extreme rainfall recharge events.

Fig. 6 presents the results of mean daily discharge for ESF and EE2 drip waters, measured during approximately two years by use of an automatic tipping-bucket gauge. The drip discharge shows strong control by rock cover thickness in Santana cave, which varies from 100 m at ESF to 300 m at EE2. The timing of increased drip rate relative to the onset of rainfall events is influenced by soil cover and a limestone micro-fissure network that in some cases can promote a time lag of

Fig. 6. (a) Monthly rainfall variations; (b) Drip discharge variation with time for slow drip waters at ESF Site, located at 100 m from surface and EE2 sites, located at 300 m from surface. Dashed lines mark periods without measurements.

several months before rain water infiltration events start to affect the drip discharge and its average composition of stalactites (Genty and Deflände, 1998; Ayalon et al., 1998).

Variations in discharge of ESF stalactites ranged between 92 and 182 ml/h (Table 1). The response time of the mean drip discharge to changes in precipitation was estimated as a week to a month, based upon comparisons of ESF discharge and rainfall variations (Fig. 6). For EE2 stalactites the drip discharge ranged from 46 to 63 ml/h and showed no correspondence with monthly rainfall. The variations and changes in EE2 drip discharge were very regular over the 2 years (Fig. 6).

The EE2 discharge curve in Fig. 6 is asymmetric, characterized by a longer rising limb of 7 months and a shorter recession limb of 5 months. During the 2 years, the maximum and minimum drip discharge values occurred in October and March respectively, despite differences in the timing of the rainiest months in the 2 years. Rainwater is gradually stored in the

fissured aquifer and that the discharge increases at the beginning of rainy season as a result of an increase in hydraulic head.

Rapid drip discharge variations that characterize the secondary peaks in the ESF curve appear to be associated with extreme events of water infiltration in the system (Fig. 7a to d). Despite the short observation time of 1 week–20 days for continuous discharge monitoring at the ESF site, a lagged response of a few days from mean daily discharge to the most important flood events (Fig. 7a, c, d), or a continuous decrease in discharge during periods without significant events (Fig. 7c) is apparent. On the other hand, there is no correspondence between EE2 mean daily discharge variations and rain events, which indicates that the signal of individual infiltration events is greatly dampened by the thicker aquifer feeding the EE2 stalactite.

Although seasonal variations are not evident at mean time EE2 dripping, the high-frequency discharge variability seems to be approximately syn-

Fig. 7. a–d: ESF dripping discharge vs. daily rainfall. e–f: Stalactite dripping discharge between ESF (100 m depth) and EE2 (300 m depth) sites.

chronous between EE2 and ESF drip discharges (Fig. 7e and f). The two time series are significantly correlated at the 95% confidence level during 11 of

the 18 common intervals, with a lag varying from 3 days to less than 1 day (Fig. 8a to d). These correlations imply that non-linearities in discharge are ob-

Fig. 8. Cross correlation graphics of discharge data for EE2 and ESF. The black line represents the confidence level of 95% for analysis.

served in response to rainfall recharge within the karst system, as evidenced in the drip hydrology study by Baker and Brunson (2003) in Stump Cross Caverns, England. The mechanism explaining this behavior in drip discharge might be coupled to an increase in hydraulic head during high infiltration events. In the case of large storm events the storage capacity in the soil and epikarst zone is exceeded and a significant amount of water can percolate into deep zones of the karst system (Perrin et al., 2003). Furthermore, the lack of correlation observed in the remaining intervals could be due to the short observational time or periods without relevant flood events.

4.4. Temporal and spatial variations of $\delta^{18}\text{O}$ for soil and drip waters

The results of the monitoring program for groundwater in the aquifer overlying Santana cave is characterized by remarkable similarities in $\delta^{18}\text{O}$ values among sampling sites (Fig. 9). Over 2 years the time-series variations showed a surprising correlation between $\delta^{18}\text{O}$ of cave drip water and soil water, even for very contrasting mean discharges elsewhere in the cave, which varied from 55 to 3.5×10^5 ml/h and depths from 100 to 300 m (Table 1). Homogenization

of the isotopic composition seems to take place close to the surface.

During the monitored period, the oxygen isotopic composition of percolating waters exhibited enrichment in $\delta^{18}\text{O}$ between days 138 and 216 (August–September/2000) and also between days 293 and 385 (December/2000–March/2001) of about 0.5‰ and 1.5‰, respectively (Fig. 9). The former period is coincident with late winter and early spring rainfall events, while the later period was associated with higher rainfall amounts during the summer months and consequently reflects more effective aquifer recharge. The more pronounced isotopic peak in summer represents an enrichment of approximately 1.5‰ relative to the bulk cave water mean isotopic composition (−5.34‰). However, it is lagged by 1 month compared to the onset of the rainy season. An abrupt decrease of 0.5–0.7‰ in $\delta^{18}\text{O}$ values within this period, at day 353, is probably due to the lack of relevant flood events (daily rainfall < 15 mm) in February/2001 (Fig. 9).

By contrast, the values of $\delta^{18}\text{O}$ for the period from days 479 to 744 (June/2001–March/2002) were essentially constant within analytical errors, even during important wet season recharge events between October/2001 and February/2002. This implies that perturbations in the groundwater isotopic composi-

Fig. 9. (a) Time series of $\delta^{18}\text{O}$ for soil and drip waters at 300 m deep (EE1, EE2, and FR sites) and at 100 m deep (ESF and EIF sites) in Santana cave system. (b) Monthly rainfall amount.

tion are associated with variations in the moisture source contribution rather than the amount of recharge in the system. It is interesting to note that during this period the soil water is $\sim 0.5\text{‰}$ enriched relative to the cave water.

4.5. Present-day calcite speleothems

Isotopic equilibrium conditions between calcite deposition and its parental water have been tested in the literature by comparing observed cave tempera-

Fig. 10. $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) of modern speleothems vs. the predicted temperature calculated from the equation of Craig (1965). The graphic shows more positive values of $\delta^{18}\text{O}$ for speleothems from Botuverá cave in comparison with ones from Santana cave. Note that the predicted temperature is roughly similar according to the morphology type but different between groups. The average temperature measured in cave sampling sites is 18.6 and 19.0 °C in Santana and Botuverá caves, respectively. See explanation in the text.

tures and isotopic measurements with the predicted values of temperatures obtained through the equation of Craig (1965):

$$T_p = 16.9 - 4.2(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{water}}) + 0.13(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{water}})^2$$

Ideal environmental conditions for calcite deposition in isotopic equilibrium are assumed from this approach when the predicted temperatures are similar to the present day cave temperatures (Thompson et al., 1976; Desmarchelier et al., 2000).

Modern calcite speleothem samples collected in Santana and Botuverá caves were soda straw stalactites, crusts deposited on the tipping bucket gauge used for discharge monitoring in the caves, spar crystals formed under water in rimstone pools and over external parts of rimstone pools. The mineralogy of all morphology types was confirmed by X-ray diffraction (XRD).

The predicted temperatures were estimated for Santana Cave by combining the values of $\delta^{18}\text{O}$ of

each morphology group with its respective parental water, while for Botuverá cave the mean value of drip waters was used (Fig. 10). An error of ± 1.26 °C is estimated for the predicted temperatures based on combined analytical reproducibility of standards for $\delta^{18}\text{O}$ in water ($\pm 0.3\text{‰}$) and calcite samples ($\pm 0.02\text{‰}$).

In Fig. 10, the relationship between the $\delta^{18}\text{O}$ of speleothems and the predicted temperature is presented. Speleothem samples from Botuverá cave are approximately 1‰ more enriched than the ones from Santana Cave. The observed difference is consistent with the more positive $\delta^{18}\text{O}$ values of cave waters in Botuverá cave: $-4.28 \pm 0.28\text{‰}$ (SMOW, $n=12$), in comparison to $-5.34 \pm 0.40\text{‰}$ (SMOW, $n=101$) at Santana cave.

The predicted temperatures range from 16.4 to 20.6 °C and from 16.4 to 19.7 °C, for Santana and Botuverá caves, respectively (Fig. 10). In both caves, temperature estimates are clustered according to sample morphology. However, there is a significant difference in temperature between groups of speleothem

samples; some are a few degrees above or below the measured temperature in the caves and lie beyond the error of estimate. For Santana cave, the crusts and the spar crystals exhibit temperatures which are similar to the one observed in the cave, 19 °C. The soda straw stalactites and the underwater spar crystals showed values which are a few degrees above and below the observed cave temperature, respectively. For Botuverá cave, the soda straw stalactites and both underwater and external spar crystals exhibit temperatures consistent with the observed temperature in the cave, 18.7 °C. The crusts soda straw stalactites and underwater spar crystals showed values which are a few degrees above and below the observed cave temperature, respectively.

5. Discussion

5.1. Hydrological processes and the climate forcing on $\delta^{18}\text{O}$ of cave drip-waters

The time-series variations of groundwater samples indicate that the climatic signal embedded in the isotopic composition of recent rainfall accumulations can be rapidly transmitted through the karst aquifer to the stalactites dripping in the cave, as observed from late winter to summer in the first year of monitoring (Fig. 9). This result shows that the response of $\delta^{18}\text{O}$ in seepage waters to recharge events is not completely dampened when mixed with waters in the aquifer, in contrast with other studies (Yonge et al., 1985; Caballero et al., 1996; Perrin et al., 2003). The simultaneous variations in $\delta^{18}\text{O}$ among sampling sites also suggest that effective mixing does not significantly influence the response of the drip-water composition to rainfall infiltration; otherwise different responses of infiltrated waters due to variations in aquifer thickness and time of residence should be expected between slow and fast drip flows, as reported by Ayalon et al. (1998).

Comparison of daily average values of discharge in slow drip water with daily rainfall accumulations demonstrates that a linear response of discharge to individual recharge events is highly dependent on the depth from the surface. Therefore, a significant correlation between discharge and precipitation amount is observed at 100 m below the surface, but not at 300 m. In contrast, the discharge correlation

between ESF and EE2 sites for most intervals suggests that a greater hydraulic connectivity is achieved during more intense rainfall events, when the storage capacity in the soil and epikarst zone is exceeded and the water accumulated in the upper parts reaches the whole karst profile in a short time interval. These results, in combination with the synchronous variations observed in $\delta^{18}\text{O}$ of groundwater, demonstrates that rapid variations in both discharge and isotopic composition are triggered by the increase in hydraulic head by a piston flow mechanism rather than preferential flow (Tang and Feng, 2001). This mechanism can promote a very efficient hydraulic conductivity between contrasting drip flows in a karst system, because during periods of more intense recharge the matrix water becomes completely mobile and may bypass the epikarst subsystem through a more prominent fracture network and conduits reaching the drip water reservoirs adjacent to the cave roof (Perrin et al., 2003).

Further evidence for a drip water control by moisture source variability comes from the regional tendency of increased $\delta^{18}\text{O}$ values at higher latitude, observed in both cave drip water and modern speleothems from Santana Cave (24°31' S) and Botuverá Cave (27°13' S). The mean $\delta^{18}\text{O}$ values in the former cave are $-5.34 \pm 0.40\text{‰}$ (SMOW, $n=101$) and $-5.72 \pm 0.31\text{‰}$ (PDB, $n=19$), while in the later cave they are $-4.28 \pm 0.28\text{‰}$ (SMOW, $n=12$) and $-4.49 \pm 0.42\text{‰}$ (PDB, $n=12$), for drip water and modern speleothems, respectively. This suggests a larger contribution of Atlantic moisture and a decrease in Amazonian moisture farther south.

The systematic difference in the isotopic composition of about 0.5‰, observed between soil water and slower drip water sites during drier periods suggests that an important fraction of more enriched rainwater is stored in epikarst, while the other part percolate into the fractured aquifer feeding the drip water in the cave, for example between day 185 and 211, August and September/2000. The recharge of relatively enriched meteoric water coincides with extratropical precipitation during winter and early spring of 2000 (source CPTEC/INPE: www.cptec.inpe.br/clima).

The close match between all isotope curves during the wettest period (between days 290 and 385, Fig. 9) suggests that the hydraulic pressure exerted by water accumulated in shallower parts of the infiltration path leads to a rapid hydraulic response of the whole karst

system and homogenization of the groundwater isotopic composition at more positive $\delta^{18}\text{O}$ values. In addition, the lag of approximately 1 month between the major shifts in the isotopic composition of groundwater and the beginning of the wet season in December/2000, indicates that a certain recharge threshold is required for the enriched water, stored in the epikarst, to reach the deepest part of the aquifer, probably under piston flow conditions. A similar response to flood events was also observed at the same sampling sites through a synchronous increase in dissolved organic matter concentration in the system a few months after the rainy periods (Cruz et al., 2005a). This implies that when increased hydraulic connectivity is reached due to increased hydraulic head, the soil constituents can be rapidly transported via water to stalactite drips.

The phase represented by a more negative and stable groundwater isotopic signal between the days 477 and 743 (Fig. 9) may be associated with a less significant recharge contribution from rainfall events with Atlantic signature as indicated by negative anomalies of winter/spring precipitation (source CPTEC/INPE: www.cptec.inpe.br/clima) even during important precipitation events, such as between October/2001 and March/2002 (days 600 and 750). During this time groundwater $\delta^{18}\text{O}$ reflects the isotopic composition of monsoonal rainfall. Thus the main perturbations of groundwater $\delta^{18}\text{O}$ can be attributed to an increased contribution of Atlantic source water to regional precipitation. This evidence agrees with the local climatology at Santana cave site, in which the rainiest and the driest months coincide with the monsoonal and extratropical regimes, whose optimum occurs during the summer and winter season, respectively (Gan et al., 2004).

5.2. Implications for isotopic paleoclimatic studies on speleothems

Results of this study have broad implications for paleoclimatic studies from stable oxygen isotopes on speleothems. Several factors need to be considered when interpreting speleothem records from subtropical South America or from other regions with similar climatic and hydrogeologic characteristics.

Interannual variations of rainfall $\delta^{18}\text{O}$ from IAEE stations along the subtropical Atlantic coast allow us to associate the drip water oxygen ratios with changes

in rainfall patterns from a typical monsoon-related to a more extratropical regime based on seasonal differences in the isotopic signature of moisture sources contributing to regional precipitation. The results show that the $\delta^{18}\text{O}$ of speleothems from caves in this region may be a suitable proxy for tropical–extratropical air–mass interaction over southeastern South America, a feature that is intrinsically related to global atmospheric circulation modes. In addition, an eventual increase in the influence of the South American Monsoon System, characterized by more negative values of $\delta^{18}\text{O}$ in water and speleothems, would suggest an enhancement in summer rainfall. However, changes in paleorainfall amount cannot be detected based on relative differences in isotopic composition from such speleothems, as the amount effect is not a dominant controlling factor in this region. The relationships between moisture source region and rainwater $\delta^{18}\text{O}$ have been also used to interpret changes in rainfall patterns over subtropical Brazil for the last 116,000 years B.P. from the Bt2 speleothem oxygen isotope record (Cruz et al., 2005b).

Temporal variations of soil and drip water $\delta^{18}\text{O}$ in Santana cave are useful for understanding the processes controlling the resolution of climate signals retained in isotopic ratios of rainfall infiltrating in a relatively deep karst profile. The fast restoration observed in the isotopic composition of drip water in the cave does not only depend on the exchange rate between newly infiltrated water and the older reservoir stored in the system, but also on the hydrological regime in which seepage flow occurs during periods of more effective recharge. This suggests that intrannual and interannual shifts in climate can be inferred from the isotopic composition of speleothems. However, the distribution of more immobile water, efficiently transported from less permeable reservoirs in soil and epikarst to the aquifer, when the recharge capacity is reached, must be considered in order to avoid unrealistic residence time estimates in karst aquifers. Otherwise the age of the aquifer would be older than predicted by the models describing the water transport (Bethke and Johnson, 2002).

The very similar values of $\delta^{18}\text{O}$ from drip water and pool water in Santana cave indicates that the isotopic exchange with the cave atmosphere is not significant and that evaporative conditions are very limited. This is in agreement with the results obtained

by Ingraham et al. (1990) for Carlsbad Cavern, who pointed out that cave water vapor $\delta^{18}\text{O}$ is controlled by the pool water composition. Such evidence suggests ideal environmental conditions for the deposition of cave secondary carbonates in isotopic equilibrium with their parental water. Thus, the oxygen isotopic ratios of speleothems can be linked to the rainfall composition.

Temperature estimates based on the equation of Craig (1965) from $\delta^{18}\text{O}$ values from modern speleothems and drip water are mostly concordant with the measured cave temperature within the estimated errors and indicate approximate conditions for isotopic equilibrium between speleothems and cave seepage water (Fig. 10). These conditions are in agreement with results of Hendy's tests performed on ancient stalagmites from both Santana (Cruz, 2003) and Botuverá caves (Cruz et al., 2005b). Slight discrepancies (less than 2 °C) among measured and calculated temperatures in few samples suggest that some fluctuations in $\delta^{18}\text{O}$ may be derived from uncertainties about age of speleothems and chemical composition and crystallographic controls (Dickson, 1991).

6. Conclusions

Seasonal variations in moisture source contribution are the major control of oxygen isotope ratios of drip waters within the Santana cave system. The aquifer feeding the stalactites has a similar mean isotopic composition as rainfall during summer and fall, which is related with the South American Monsoon System. Although the local karst aquifer is thicker than those usually reported in cave seepage hydrology studies, rapid perturbations of groundwater $\delta^{18}\text{O}$ were observed. Such shifts in the isotopic composition are associated with rainfall events that occur during winter and spring. These events have a greater contribution of Atlantic moisture and therefore more positive $\delta^{18}\text{O}$ values.

Our results indicate a relative rapid variation of the drip-water composition in the cave, which is more dependent on the behavior of the increased hydraulic head during periods of effective recharge into the system than on the simple mixing of waters from different recharge events. The synchronicity of the isotopic curves from soil and cave dripping sites con-

firms that the $\delta^{18}\text{O}$ of seepage water is independent of drip discharge. Therefore the isotopic signal of water collected at drip sites from 100 to 300 m depth appears to be related in a non-linear fashion with rainwater input into the karst. Distinctive short-term climate events may therefore be recorded not just in groundwater, but possibly also in the speleothems, as suggested by Baker and Brunson (2003).

Acknowledgements

We thank the Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Brazil, for financial support of this research (Grant 99/10351-6 to I. Karmann and scholarship to F.W. Cruz Jr.). We thank Jurandir Santos and PETAR State Park Staff Cave and Botuverá's cave guides for supporting field work at Santana and Botuverá cave sites, respectively. [LW]

References

- Ayalon, A., Bar-Matthews, M., Stass, E., 1998. Rainfall–recharge relationships within a karstic terrain in the Eastern Mediterranean semi-arid region, Israel: $\delta^{18}\text{O}$ and δD characteristics. *J. Hydrol.* 207, 18–31.
- Baker, A., Brunson, C., 2003. Non-linearities in drip water hydrology: an example from Stump Cross Caverns, Yorkshire. *J. Hydrol.* 277, 151–163.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., 1997. Late Quaternary paleoclimate in the Eastern Mediterranean Region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quat. Res.* 47, 155–168.
- Bethke, C.M., Johnson, T.M., 2002. Paradox of groundwater age: correction. *Geology* 30 (4), 385–388.
- Brook, G.A., Rafter, M.A., Railsback, B., Sheen, S., Lundberg, J., 1999. A high-resolution proxy record of rainfall and ENSO since AD 1550 from layering in stalagmites from Anjohibe cave Madagascar. *Holocene* 9 (6), 695–705.
- Burns, S.J., Matter, A., Frank, N., Mangini, A., 2000. Speleothem-based paleoclimate record from northern Oman. *Geology* 26, 499–502.
- Caballero, E., Jimenez de Cisneros, C., Reyes, E., 1996. A stable isotope study of cave seepage waters. *Appl. Geochem.* 11 (4), 583–587.
- Campanha, G.C., Sadowski, G.R., 1999. Tectonics of the southern portion of Ribeira Belt (Apiá Domain). *Precambrian Res.* 98, 31–51.
- Craig, H., 1965. The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures. In: Tongiorgi, E. (Ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic*

- Studies and Palaeotemperatures. Consigleto Nazionale della Ricerche Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, pp. 3–24.
- Cruz, J.F.W., 2003. “Estudo paleoclimático e paleoambiental a partir de registros geoquímicos quaternários em espeleotemas das regiões de Iporanga (SP) e Botuverá (SC).” Unpublished Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo.
- Cruz Jr., F.W., Karmann, I., Magdaleno, G.B., Coichev, N., Viana Jr., O., 2005a. Influence of hydrological and climatic parameters on spatial-temporal variability of fluorescence intensity and DOC of karst percolation waters in the Santana Cave System, Southeastern Brazil. *J. Hydrol.* 302, 1–12.
- Cruz Jr., F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., et al., 2005b. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature* 434, 63–66.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436–468.
- Desmarchelier, J.M., Goede, A., Ayliffe, L.K., McCulloch, M.T., Moriarty, K., 2000. Stable isotope record and its palaeoenvironmental interpretation for a late Middle Pleistocene speleothem from Victoria Fossil Cave, Naracoorte, South Australia. *Quat. Sci. Rev.* 19, 763–774.
- Dickson, J.A.D., 1991. Disequilibrium carbon and oxygen isotope variations in natural calcite. *Nature* 353, 842–844.
- Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variations in ^{18}O content of water from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta* 27, 213–224.
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Muldelsee, M., Neff, U., Kramers, J., Mangini, A., et al., 2003. Holocene forcing of the Indian monsoon records in the stalagmite from Southern Oman. *Science* 300, 1737–1739.
- Gan, M.A., Kousky, V.E., Ropelewski, C.F., 2004. The South American monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. *J. Climate* 17, 47–66.
- Garreaud, R.D., Wallace, J.M., 1998. Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. *Mon. Weather Rev.* 126, 2713–2733.
- Gascoyne, M., 1992. Palaeoclimate determination from cave calcite deposits. *Quat. Sci. Rev.* 11, 609–632.
- Gat, J.R., 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrological cycle. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 24, 225–262.
- Genty, D., Deflance, G., 1998. Drip flow variations under a stalactite of the Pèrre Noël cave (Belgium): evidence of seasonal variations and air pressure constraints. *J. Hydrol.* 211, 208–232.
- Genty, D., Baker, A., Vokal, B., 2001. Intra and inter-annual growth rate of modern stalagmites. *Chem. Geol.* 176, 191–212.
- IAEA/WMO, 1994. Global Network for Isotopes in Precipitation (GNIP) Database. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 94-005. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Ingraham, N.L., Chapman, J.B., Hess, J.W., 1990. Stable isotopes in cave pool systems—Carlsbad Cavern, New-Mexico, USA. *Chem. Geol.* 86 (1), 65–74.
- Jones, I.C., Banner, J.L., 2003. Estimating recharge thresholds in tropical karst island aquifers: Barbados, Puerto Rico and Guam. *J. Hydrol.* 278, 131–143.
- Lauritzen, S.E., 1995. High-resolution paleotemperature proxy record for the last interglaciation based on Norwegian speleothems. *Quat. Res.* 43, 133–146.
- Lauritzen, S.T., Lundberg, J., 1999. Speleothems and climate: a special issue of *The Holocene*. *Holocene* 9 (6), 643–647.
- Linge, H., Lauritzen, S.E., Lundberg, J., Berstad, I.M., 2001. Stable isotope stratigraphy of Holocene speleothems: examples from a cave system in Rana, northern Norway. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 167, 209–224.
- McCrea, J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.* 18, 849–857.
- McDermott, F., Matthey, D.P., Hawkesworth, C., 2001. Centennial-scale Holocene climate variability revealed by a high-resolution speleothem $\delta^{18}\text{O}$ record from SW Ireland. *Science* 294, 1328–1331.
- Perrin, J., Jeannin, P.-Y., Zwahlen, F., 2003. Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *J. Hydrol.* 279, 106–124.
- Polyak, V.J., Asmerom, Y., 2001. Late Holocene climate and cultural changes in the southwestern United States. *Science* 294, 148–151.
- Rao, V.B., Hada, K., 1990. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theor. Appl. Climatol.* 42, 81–90.
- Rao, V.B., Cavalcanti, I.F.A., Hada, K., 1996. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *J. Geophys. Res.* 101, 26539–26551.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., 1995. Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent. *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines* 24, 379–390.
- Tang, K., Feng, X., 2001. The effect of soil hydrology on the oxygen and hydrogen isotopic compositions of plant's source water. *Earth Planet. Sci. Lett.* 185, 355–367.
- Thompson, P., Schwarcz, H.P., Ford, D., 1976. Stable isotope geochemistry and geochronology of speleothems from West Virginia. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 87, 1730–1738.
- Vera, C.S., Vigliarolo, P.K., Berbery, E.H., 2002. Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America. *Mon. Weather Rev.* 130, 684–699.
- Vuille, M., Bradley, R.S., Werner, M., Healy, R., Keimig, F., 2003. Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *J. Geophys. Res.* 108 (D6), 4174.
- Yonge, C.J., Ford, D.C., Gray, J., Schwarcz, H.P., 1985. Stable isotope studies of cave seepage water. *Chem. Geol.* 58, 97–105.
- Yuan, D., Cheng, H., Edwards, R.L., Dykoski, C.A., Kelly, M.J., Zhang, M., et al., 2004. Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon. *Science* 304, 575–578.
- Xie, P., Arkin, P.A., 1997. Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78, 2539–2558.

This article was published in an Elsevier journal. The attached copy is furnished to the author for non-commercial research and education use, including for instruction at the author's institution, sharing with colleagues and providing to institution administration.

Other uses, including reproduction and distribution, or selling or licensing copies, or posting to personal, institutional or third party websites are prohibited.

In most cases authors are permitted to post their version of the article (e.g. in Word or Tex form) to their personal website or institutional repository. Authors requiring further information regarding Elsevier's archiving and manuscript policies are encouraged to visit:

<http://www.elsevier.com/copyright>

Climate influence on geochemistry parameters of waters from Santana–Pérolas cave system, Brazil

Ivo Karmann ^{a,*}, Francisco W. Cruz Jr. ^{a,b}, Oduvaldo Viana Jr. ^a, Stephen J. Burns ^b

^a Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo-SP, Brazil

^b Department of Geosciences, Morrill Science Center, University of Massachusetts, Amherst MA, USA, 01003 USA

Received 25 January 2006; received in revised form 16 June 2007; accepted 16 June 2007

Editor: S.L. Goldstein

Abstract

A four-year study of water geochemistry and hydrology was performed in a relatively deep cave system (overlying bedrock thickness varies from 100 to 300 m) as part of two monitoring programs, from June 1990 to February 1992 and from March 2000 to March 2002. The pH, saturation index for calcite, Ca and SO₄ concentrations, and elemental ratios of Mg/Ca and Sr/Ca were measured in surface, well and drip waters throughout the system. Despite local hydrological and geological differences among sampling sites, the monitoring revealed significant synchronous intersite variations in these parameters that are related to seasonal changes in rainfall recharge, suggesting that element ratios of speleothems formed in deep caves are capable of recording short-term climate variations.

Groundwater residence time appears to be the main factor affecting the water composition in the epikarst. Epikarstic waters are always undersaturated with respect to calcite but both saturation index (S.I.) and dissolved solids content increase substantially during drier periods because of longer residence times and longer interaction between meteoric water and limestone. By contrast, results from cave drips and rimstone pools indicate constant supersaturation for calcite and demonstrate that a major control on trace element ratios of waters in the deep vadose zone is the degree of prior calcite precipitation. This mechanism is more effective during drier periods when higher Mg/Ca and Sr/Ca values are observed in all drip and pool sites. However, variations do occur independently of the general trend of drip discharge, which suggest non-linear features in cave seepage water geochemistry. In addition, synchronous variations in SO₄ and Cl concentration indicate high connectivity between different water flow pathways characterized by similar response to interseasonal changes in vadose water level. Fluctuations in trace element ratios of cave streams appear to reflect increased contribution of waters flushed from the vadose fissure aquifer during very wet periods by a piston flow mechanism. Flushing episodes are also responsible for maintaining more positive saturation indices in streams even during periods of high river discharge. Our results suggest that trace elements are a potential proxy for past rainfall changes but they also reveal different scenarios for interpreting trace elements ratios of speleothems and freshwater tufa deposited in a deep cave systems located in tropical humid areas.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Paleoclimate; Hydrogeochemistry; Brazil; Karst water; Speleothems

1. Introduction

Trace element geochemistry of carbonate speleothems can potentially record changes in the water recharge of karst systems in the Late Pleistocene and

* Corresponding author. Tel.: +55 11 3091 3943; fax: +55 11 3091 4207.

E-mail address: ikarmann@usp.br (I. Karmann).

Holocene (Verheyden et al., 2000; Baldini et al., 2002), thereby providing an important complement to paleoclimate reconstructions based on oxygen isotopic measurements (McDermott, 2004). This is particularly the case for regions where the $\delta^{18}\text{O}$ of speleothems cannot be directly related to variations in rainfall amount such as subtropical Brazil (Cruz et al., 2005a). The mechanisms by which trace element concentrations and ratios in karst waters respond to climate, however, are likely to be dependent on local environmental conditions. For example, climate interpretation from trace elements must take into account the affects of local rainfall on recharge and on dissolution and precipitation processes occurring in karst systems (Fairchild et al., 2000). Thus, monitoring programs of drip water chemistry and hydrological parameters in karst systems over time are very valuable. Previous such studies (Fairchild et al., 2000; Huang et al., 2001; Tooth and Fairchild, 2003; Musgrove and Banner, 2004; Fairchild et al., 2006) highlight the significance of factors such as residence time of percolation waters, prior calcite precipitation along cave drip waters flow paths and host rock composition on changes in element ratios of solutions forming speleothems. These studies are of great relevance for interpreting possible annual to subannual climate signals in Mg/Ca, Sr/Ca and Ba/Ca on speleothems (Roberts et al., 1998; Fairchild et al., 2001; Treble et al., 2003; McDonald et al., 2004). Yet, few multi-year studies of cave and karst water chemistry have been done, and the applicability of previous studies to different karst areas is not certain.

In particular, how trace element concentrations vary in drip waters of relatively deep caves, and whether a climate signal exists in these settings, is still an open question. It has been assumed that water geochemistry variations due to seasonal changes in rainfall are unlikely to occur in deep caves (>100 m in depth) because of the larger water reservoir above these caves stores a higher proportion of “old” waters than seen in shallow caves (<30 m in depth). On the other hand, water could also be efficiently transported from soil to cave waters in these aquifers under piston flow conditions, a mechanism produced by increased hydraulic head during periods of high water accumulation in the aquifer above the cave. This is especially true for the present study area where synchronous variations in dissolved organic matter and $\delta^{18}\text{O}$ are observed between soil and drip waters from cave sites situated between 100 and 300 m below the surface (Cruz et al., 2005a, 2005b). However, identifying the processes controlling ionic composition of karst seepage waters is more complicated than for stable isotopes, because elemental

chemistry is additionally affected by mechanisms related to bedrock-water interaction and calcite precipitation in the vadose zone. The present work investigates possible relationships between climate, karst hydrology and the Mg/Ca, Sr/Ca and SO_4 variations in drip waters above actively growing speleothems in the Pérolas–Santana cave system, subtropical Brazil. We evaluate the significance of the commonly reported dissolution and precipitation processes and their possible relationships with changes in rainfall recharge by analysing hydrochemistry (Ca, SO_4 , Mg/Ca and Sr/Ca, saturation index for calcite, pH, $p\text{CO}_2$) and hydrological parameters (drip and river discharge) in different compartments of the cave system such as soil cover, cave drips and rimstone pools and rivers.

2. Study area and sampling sites

The water samples used in the present study were collected in the Santana–Pérolas cave system (24°31'S; 48°43'W), which is located 350 km south of São Paulo city, SE Brazil, and approximately 100 km from the Atlantic coastline (Fig. 1). Pérolas Cave and Santana Cave have 1700 m and 6300 m of mapped galleries respectively (Fig. 1). The karst landscape in the area is hosted by low metamorphic grade carbonates of the Mesoproterozoic Açungui Group (Campanha and Sadowski, 1999). The bedrock is mostly fine-grained limestone (mudstones) with minor layers of metapelites and dolomites interbedded. Rock porosity is predominantly fracture and bedding plane permeability (Fig. 1). Dense tropical Atlantic rainforest covers the area and is locally associated with clayey soils that can be a few meters thick.

Allogenic rivers or drainages from the surrounding non-carbonate rocks are the most important recharge source to the main river in Pérolas and Santana cave system (P–S system). These rivers originate from mountain ridges in the Serra do Mar Plateau at elevations up to 800–1100 m and sink into the topographically depressed carbonate rocks at altitudes between 500 and 600 m, reaching the only resurgence of system at 250 m.

Allogenic runoff was sampled at site RP3 (point 1 on map of Fig. 1) just after they infiltrate into the of the P–S system. Epikarstic waters accumulating in the soil cover at the bottom of a 0.49 km² circular depression were pumped from a 5 m deep well (See Santana cave long profile, Fig. 1). The well was constructed using a 5 cm diameter PVC pipe with a bleeding filter allowing the soil water to infiltrate into its bottom at depths below 4 m. The soil at this site was a typical limestone residual, rich in clay and isolated from limestone blocks resulting in low limestone-water interaction. RP1 is located 200 m

Fig. 1. (a) Map showing the location of water sampling sites along Santana–Pérolas cave system; (b) Cave longitudinal profile of Santana Cave showing the location of the sampling sites with depth and distance from entrance.

from the Pérolas cave entrance (point 2) at the recharge area zone of the P–S system. RP2 is tributary branch of Pérolas River. RS1 and RS2 are sites located near to Santana Entrance at the resurgence zone of the system (point 5).

Karst seepage water sampling was done taking into account the various hydrological conditions represented by aquifer thickness, which ranges from 100 m to 300 m (Fig. 1), and mean drip water discharge, which ranges from 55 to 3.5×10^5 ml/h (Table 1). Five intra-cave sites (ESF, EIF, TSF, TIF, SGR1) are closely distributed around the Salão das Flores at 100 m below the surface, 35 m above the river level and 150 m from the cave entrance. The other four sites (EE1, EE2, TSE, FR) are in the Salão Ester, which is 300 m below the surface and about 1500 m from the cave entrance. In both locations, with exception of EIF, the sampling sites were active throughout the year. ESF, EE1, EE2 and EIF are stalactite drip waters characterized by low drip rates when compared to FR, which is a small waterfall in the cave (Table 1). TSF, TSE and TIF are travertine pools sites fed by waters from ESF, EE2 and EIF stalactites, respectively. The well site was chosen approximately

above the Salão Ester in order to obtain a percolating water profile from surface to the cave.

The present-day climate above the cave sites is subtropical humid, with high mean relative humidity and rainfall distributed throughout the year (Rao and Hada, 1990). The average annual precipitation (MAP) from 1972 to 2004 at a meteorological station located 7 km from the entrance of Santana cave is 1589 mm (source DAEE: www.dae.sp.gov.br). The amount of evapo-transpiration calculated for the cave system area was approximately 1000 mm, with an estimated error of 7% (Karmann, 1994). In addition, 41% of total averaged annual accumulation occurs during the austral summer (December, January and February), which represent the wettest months in the region, while only ~15% are accumulated in the relatively dry period in austral winter (June, July, August). The average annual temperature measured outside the Santana cave during 2000 and 2002 was 18.9 °C, which is very close to the average temperature measured at the cave sampling sites (points 3 and 4, Fig. 1), which are 18.6 °C and 19.0 °C respectively. The mean daily relative humidity is very close to 100%.

Table 1
Summary of hydrology and hydrogeochemistry parameters for the sites in Santana–Pérolas cave system

		Depth from the surface	Discharge		Sampling period	n	pH	Calcite S.I.	–log PCO ₂	Hardness	
			(ml/h)	CV (%)						(mg/L as CaCO ₃)	CV (%)
Runoff	Formation	–	–	–	*2	6	6.93±0.3	–1.6±0.46	2.26±0.5	46±16	45
Soil water		4–5 m	–	–	*2	10	6.51±0.3	–1.5±0.66	1.5±0.22	77±12	16
Drip waters											
ESF	Stalactite	100 m	120.99	12.7	*2	16	7.35±0.13	0.2±0.15	1.94±0.11	223±14	6
EE2	Stalactite	300 m	55.09	8.1	*2	16	7.97±0.12	0.2±0.07	2.77±0.13	145±4	3
EE1	Stalactite	300 m	470.51	15.2	*2	16	7.82±0.06	0.4±0.12	2.66±0.06	132±3	2
EIF ^a	Stalactite	100 m	818	>200	*2	11	7.9±0.25	0.4±0.23	2.67±0.26	153±35	21
FR	Waterfall	300 m	3.5×10^5	9.0	*2	14	7.93±0.15	0.2±0.15	2.72±0.15	138±3	2
SGR1	Stalactite	120 m	–	–	*1	13	7.44±0.11	0.14±0.11	2.11±0.12	210±15	7
Total						86	7.71±0.28	0.23±0.16	2.46±0.36	167±16	10
Pools											
TSF	Rimstone	100 m	–	–	*2	14	7.83±0.18	0.3±0.16	2.6±0.2	147±14	10
TIF	Rimstone	100 m	–	–	*2	12	7.99±0.13	0.1±0.11	2.93±0.18	103±13	12
TSE	Rimstone	300 m	–	–	*2	13	8.03±0.09	0.1±0.07	3.0±0.1	101±4	4
TP	Rimstone	60 m	–	–	*1	10	7.90±0.4	–0.02±0.35	2.86±0.4	111±13	12
Total						49	7.93±0.22	0.15±0.22	2.84±0.28	116±22	19
Cave Rivers											
RS1		–	–	–	*1	14	7.85±0.21	–0.14±0.25	2.82±0.2	98±9.24	9
RS3		–	–	–	*1	14	7.85±0.21	–0.12±0.26	2.82±0.2	100±9.3	9
RP1		–	–	–	*1	15	7.76±0.23	–0.28±0.37	2.77±0.26	92±28	31
RP2		–	–	–	*1	13	7.64±0.32	–0.76±0.46	2.79±0.27	65±27	27
RP3		–	–	–	*1	11	7.48±0.18	–1.13±0.41	2.74±0.23	52±20	39
Total						67	7.72±0.27	–0.44±0.52	2.79±0.23	83±27	32
Furnas River						4	8.36±0.06	0.40±0.03	3.33±0.11	110±7	6

*1 — first monitoring program: 6/29/1990 to 2/8/1992.

*2 — first monitoring program: 3/18/2000 to 3/16/2002.

^a Intermittent flow.

3. Methods

Monthly to trimester sampling for hydrochemistry and measurements of physical–chemical parameters were performed in two programs. The first includes sites monitored from 6/29/1990 to 2/8/1992, presented in Fig. 3 (Karmann, 1994). The second includes sites monitored from 3/18/2000 to 3/16/2002, presented in Figs. 4, 5 and 6 (Viana, 2002).

Water samples were collected in high-density Nalgene polyethylene bottles. All samples were filtered through Millipore HA2500 filters (pore size 0.45 μm) and rapidly transferred to bottles. Soil water samples were pumped out of the well using a Low Flow Waterra inertial pump with high-density polyethylene tubes. The pH and temperature were measured immediately after each collection with a digital pH-meters coupled to a temperature sensors Digisence 5985-80 and with an Orion Multi-Parameter 1230 connected to the Orion 9107 WP probe, for the first and second monitoring programs, respectively. Alkalinity was determined a few hours after sampling by the gran-titration method (Stumm and Morgan, 1981). The great majority of results show charge balance errors smaller than 5%. Samples were preserved for ion analysis by adding 2–3 drops of concentrated nitric acid after being filtered. These samples were kept refrigerated at 4 to 8 °C until analysis.

Precipitation and stalactite discharge were measured automatically using a Davis automatic tipping bucket gauge coupled to an Onset Logger, model Hobo for 8000 events. The discharge values were continuously recorded on the loggers at the slowest drip water flows (EE2 and ESF), over an interval of 17–21 days for EE2 and 8–12 days for ESF, depending on the flow changes during the year. The discharge is easily calculated by transforming the number of pulses recorded per hour in volume per hour (ml/h). At other cave sites, discharge measurements were based on the time elapsed to fill a container of known volume. The output of water from the basin (Q) was calculated using data from the hydrograph at the Santana cave resurgence. This hydrograph is based on the monthly stage records obtained with a Stevens 68-F stage recorder (1:1 scale) installed close to the cave entrance.

All analyses were carried out at the Geosciences Institute, University of São Paulo. A Perkin Elmer (model 530) atomic absorption spectrometer (AAS) with a flame atomizer was used for cation determinations in water samples during the first monitoring program. Instrumental parameters were adjusted according to the manufacturer's recommendations and at most sensitive wavelength for each element. A Dionex ion

chromatograph (model 2010i) was used for anion determinations during both programs. The instruments performance was optimized for each set of analyses; both blanks and quality control standards were measured with every set of unknown samples, and their concentration were calculated from a calibration curve that was derived daily. All reagents analytical grade (Merck) were used as received. Solutions for calibration and quality control were daily prepared by using deionized water purified with Milli-Q Plus Water System (Millipore). The stability of analytical system was monitored by analysis of reference solution every ten samples. Experimental results obtained on triplicate samples presented standard deviation values better than 5%. Accuracy better than 5% was obtained by analyzing the quality control standard.

Ca, Mg, Sr analysis for water and for the bulk elements of soil and bedrock carbonate during the second monitoring program were made by inductively coupled plasma optical emission spectroscopy (ICP-OES) using an ARL 3410 instrument with a CETAC ultrasonic nebulizer model U 5000 AT. Soil and rock samples were prepared by alkaline fusion of 0.25 g of powdered sample and with 0.75 g of lithium tetra metaborate material (eutectic mixture) with a 1:1000 sample dilution (method used at the Imperial College of London). Sample standard deviations were lower than 1% of three readings mean. Accuracy was assessed using the certified reference materials SPEX CLMS-2 and CLMS-4 and quantitative recoveries (95–105%) were obtained for all the studied materials.

The detection limits for all the techniques used are consistent with the conventional values reported in the literature (Skoog et al., 1998) and are negligible in comparison to the element concentrations presented in the paper. The derived parameters saturation index (SI) and $p\text{CO}_2$ were calculated using the WATEQ program (Truesdell and Jones, 1974). $\text{SI} = \log (\text{IAP}/K)$, where IAP is the ion activity product $[\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]$ in solution (Langmuir, 1971).

4. Results and discussion

4.1. Hydrochemical facies in the cave system

Table 1 and Fig. 2 summarize the results for relevant hydrochemical parameters. These parameters allow us to relate the physical–chemical characteristics of waters to their origin (allogenic recharge, epikarst and deep vadose reservoirs) and to dissolution–precipitation processes occurring during percolation from surface to the cave galleries.

Fig. 2. Box-plot diagram of statistical properties of the Ca, Mg, Sr, SO_4 concentration in waters from runoff, soil, rivers, stalactites drips and rimstone pools and also at individual sites in Santana cave.

The epikarst zone (Williams, 1983) in the study area is marked by waters with high concentrations of CO_2 and H_2CO_3 and saturation indices for calcite that are always negative (Table 1). These hydrochemical properties of

runoff and well waters indicate that the local epikarst is a zone of carbonate dissolution. This result is also indicated by negligible contents of CaO and MgO in six samples from different soil horizons. In contrast,

carbonate precipitation is likely to prevail in the deep vadose zone as indicated by supersaturated waters in all drip sites through P–S cave system (Table 1).

The hydrochemical properties of river waters changes rapidly as the allogenic streams traverse the carbonate alluvial plain and flow to the resurgence of the P–S cave system. For example, there is a rapid increase in hardness and mean saturation indexes (S.I.) for calcite from the RP3 site to the sites located in Pérolas cave and Santana cave (Table 1, Fig. 1). Very similar values between RS1 and RS1 sites which are ~50 m apart in Santana cave indicate a good reproducibility of the hydrochemical parameters used for SI calculation.

A greater SO_4 content in soil waters than in runoff waters and rivers suggests that processes occurring in epikarst, such as oxidation of sulfides of limestone bedrock, control sulfate production (Fig. 2). Sulphur is not detected in soil but it is present in bedrock samples in concentration varying from 100 to 870 ppm (five limestones samples). In the case of chlorine, higher values seen in soil waters might reflect the rain waters stored in the epikarst. Unlike SO_4 , Cl concentrations are very similar between runoff, seepage and river waters, which mean that Cl in all waters is sourced primarily by rainfall. Combined sulfate and chlorine data suggests that the karst waters are well homogenized in the system after passing through the soil, as seen in the striking similarity in their concentrations between drip, pool and river waters (Fig. 2).

There are significant differences in Ca concentrations among dripwater sites and also between drip waters and their related rimstone pools (Fig. 2). Factors affecting Ca variability are apparently the depth from surface and drip water discharge. Sites located in the shallower part of cave (EIF, ESF) and with fast drips (EIF) show higher Ca variability than sites located at the deepest part of Santana Cave (FR, EE1, EE2). In addition, drip rates seem to influence significantly the intersite mean Ca concentrations. Much higher concentrations are observed at slower discharge sites, independently of the depth in the cave. In contrast, the small variability of Sr and Mg in all drip sites implies that the processes controlling Ca concentration in the system are the dominant factor in controlling Mg/Ca and Sr/Ca temporal variations in the seepage waters.

Differences in Ca are likely to result from varying degrees of prior calcite precipitation above cave, a mechanism that is very sensitive to hydrological changes in the system (Fairchild et al., 2000; Tooth and Fairchild, 2003; McDonald et al., 2004; Fairchild et al., 2006). Loss of Ca by calcite precipitation during dry periods is expected to be more significant in

shallower and faster dripping sites because their pathways are subjected to more dramatic fluctuations in aquifer level, which is consistent with our findings.

The calcite precipitation mechanism is well exemplified by the general decrease in Ca concentration of between 25 and 39% in the rimstone pools as compared to their parent stalactite drips (Fig. 2). In addition, a decrease in PCO_2 induced by calcite precipitation in pool sites of between 9 and 25% ($10^{-0.3}$ to $10^{-0.66}$ atm) is observed, although no relevant change in pH is found. Conversely, the values of Mg and Sr remain the same because partition coefficients (K_D) for both Mg and Sr between water and calcite are smaller than 1, which does not favor the incorporation of trace elements in the calcite. The K_D values calculated using Mg and Sr values of EE2 drip waters and a calcite coating deposited over the device to measure discharge are $K_{DMg}=0.023$ and $K_{DSr}=0.059$, which are similar to the typical values reported for caves (Huang and Fairchild, 2001). However, variation in bedrock composition at the beginning of flow routes is possibly the cause of spatial differences in mean values of Mg and Sr between dripwaters. Sr (Mg) content is higher (lower) at EE1, EE2, TSE sites and lower (higher) at EIF, TIF, ESF and FR sites. Such anticorrelation behavior is consistent with the composition analyses of bedrock samples (5 samples) in which Mg varies from 0.2 to 1.7% weight and Sr from 629 to 2834 ppm in the later. High Sr values are seen in limestones with low Mg and vice-versa.

4.2. Temporal variations in chemistry of the Pérolas–Santana waters

4.2.1. Comparison between surface streams, underground rivers and cave seepage waters

Time-series of the first monitoring program reveal significant temporal variability in geochemistry and saturation state in the P–S waters. These differences appear to be directly linked to the changes in rainfall, which was ~20% above and ~25% below the average of austral winter (June to September) for the last 30 years during the first and second years of program, respectively (Fig. 3).

Although differences exist in hydrological characteristics between monitored sites, there is a remarkable consistency in Mg/Ca and SO_4 trends among the sites especially during the first year of the program (Fig. 3). The substantial increases in SO_4 concentration and Mg/Ca ratios in all waters, centered at day 125, are likely to be associated with contribution of waters flushed from the vadose aquifer above the cave rather than due to direct allogenic recharge into cave conduits because the peak

Fig. 3. Time-series of rainfall, river discharge, calcite saturation index, SO₄, Mg/Ca ratios in river and cave seepage waters during the first monitoring program, performed from May/1990 to March/1992.

concentrations occurred approximately three months after the rapid rising of the river level in Santana cave at the beginning of the rainy season (Fig. 3). Furthermore, the similarity of Cl and SO₄ at all sites over this period indicates that dilution is less important for river chemistry than the relative contribution of waters from vadose aquifer (Fig. 4).

Synchronous fluctuations in the chemistry of waters from sites with contrasting hydrology is a good evidence for piston flow conditions during the wettest periods when the storage capacity is reached throughout the karst aquifer and waters can be rapidly moved from the vadose zone to cave drips and small cave streams (Tooth and Fairchild, 2003). A certain recharge threshold is necessary, however, for less mobile waters from epikarst and deep vadose zone to reach different parts of cave and change the composition of small cave tributaries. Hence, this mechanism would explain the lagged response of a few months in the SO₄ concentration and Mg/Ca ratios in cave drips and river waters after rainfall infiltration events (Fig. 3). Therefore, the major shift in the water

composition around day 125 is consistent with the anomalous rainfall in the area during this period. This peak in concentrations at day 125 is followed by an abrupt decrease in these parameters after day 150, which persists throughout the rest of the rainy season, suggesting that much of the high alkalinity water stored in vadose aquifer was rapidly transported to rivers.

These results are in agreement with other studies performed in the Santana cave, where synchronous variations in $\delta^{18}\text{O}$ and dissolved organic carbon (DOC) were observed at hydrologically variable drip sites located between 100 and 300 m from the surface (Cruz et al., 2005a, 2005b). In addition, relatively thick carbonate rock overlying the cave river, reaching 400 m thickness, may favor a piston flow effect because of high storage capacity of the vadose fissure zone. High storage in turn enhances the connectivity between very distinct flow routes and produces quite similar temporal variations in the chemical composition of waters. Such similarity implies that freshwater tufas and stalagmites might record coeval variations in Mg/Ca ratios and SO₄ in response to changes in hydrologic conditions.

Flushing episodes also impact the saturation state of river waters by maintaining S.I. values positive downstream (sites RS1 and RS3) or less negative upstream in the P–S system (site RP1, RP2 and RP3) for several weeks to months. A similar phenomenon has been reported in other hydrogeochemical studies performed on karst underground drainages (Lastennet and Mudry, 1997; Desmarais and Rojstaczer, 2002).

The second year of monitoring is characterized by minor variations in Mg/Ca ratios and the predominance of positive values of S.I. in rivers. The supersaturated waters are consistent with low-flow conditions in the rivers and a smaller proportion of subsaturated allogenic waters. Although the rainfall recharge events during this period were not sufficient to trigger pulses of vadose waters into the rivers that would change their Mg/Ca ratios, they produced significant SO₄ and Cl variation after day 500 (Figs. 3 and 4). Variation in the mixing ratio of allogenic waters with vadose ground waters apparently controls variations of Mg/Ca ratios in the monitored river waters in P–S system. The mixing ratio, in turn, responds to changes in rainfall.

4.2.2. Comparison between soil and cave seepage waters from drips and rimstone pools

Figs. 5–7 present the time-series for Ca, Mg/Ca, Sr/Ca, SO₄, and Cl of waters along a percolation profile from soil to drips and rimstone pools during the second monitoring program, performed from March 2000 to March 2002 in the deep galleries of Santana Cave.

Fig. 4. Comparison between monthly rainfall amount and concentrations of Cl and SO₄ in river and drip waters over Pérolas–Santana cave system.

Fig. 5. Time-series of Cl, SO_4 and Ca in soil water and cave seepage waters from Salão das Flores and Salão Ester in Santana cave during the second monitoring program, performed from March/2000 to March/2002.

Comparison results between soils and seepage waters is used to illustrate the major factors controlling the geochemistry of waters such as groundwater residence time and the level of vadose aquifer above the cave.

Changes in the composition of waters in epikarst, where waters never reach the saturation state for calcite precipitation, are mainly due to the effect of groundwater residence times on limestone dissolution. Dissolution is enhanced during dry periods as a result of the longer interaction of bedrock with epikarstic water, which produces a slight increase in S.I. for calcite and similar variations of Ca, Mg, and Sr values (Figs. 5 and 6). This process is evidenced by coincidence of the highest and lowest concentrations of these species in soil waters with the demise of the dry and wet seasons, respectively. In addition, a longer resident time might also favor the production of sulfate by sulfide oxidation (Mulholland, 1993). However, processes in epikarst do not seem to affect the short-term variations in drip waters as suggested by the lack of correspondence between SO_4 in soil and cave waters (Fig. 5).

The relatively synchronous fluctuations of SO_4 and Cl between slow and fast drips sites, together with similar mean values, is a clear indication that homogenization of karst waters occurs after water passes through the epikarst (Figs. 2 and 5). This is additional evidence to support the interconnectivity of flow routes: the approximately synchronous rainfall response in the drip discharge between the ESF and EE2 sites, even though these sites are located more than 1.5 km apart and at 100 m and 300 m below the surface, respectively (Cruz et al., 2005a). Furthermore, the coincidence of the highest values of both SO_4 and Cl with the driest period, between April and August of 2001, suggests that these variations are due to reduced dilution in water stored in the deep vadose zone. On the other hand, the lack of significant variations in drip water Cl during the second year imply that this longer periods without rainfall recharge events are required to affect SO_4 and Cl concentrations, as seen in the first year.

In contrast to the compositional trends in epikarst, there is a decrease (increase) in Ca concentration at the height of the dry (wet) seasons in all drip sites (Fig. 5). We argue that these fluctuations are unlikely to be caused by dilution because the low values of Ca coincide with high values of Cl in the same waters (Fig. 5). Thus, we suggest that prior calcite precipitation (PCP) in the percolation routes above the cave is the most likely process controlling Ca variability of drip waters. Ca depletion by prior calcite precipitation occurs preferentially in the dry season when air circulation is enhanced in the upper portions of the karst system due to low level

Fig. 6. Time-series of Sr, Mg, Ca and calcite saturation index for soil waters and Sr/Ca (solid lines) and Mg/Ca (dotted lines) ratios for cave seepage waters. Note: variations are not very visible at slow drips sites (ESF, EE1, EE2) because of scale. See also Fig. 6 for a more detailed scale presentation.

Fig. 7. Comparison between Ca, Sr/Ca, Mg/Ca and drip discharge variations at ESF and EE2 sites located 100 and 300 m below the surface in Santana cave, respectively.

of the aquifer (Fairchild et al., 2000; Tooth and Fairchild, 2003; Musgrove and Banner, 2004; McDonald et al., 2004; Fairchild et al., 2006).

A major characteristic of PCP in Santana cave is that it produces quite similar spatial variations in the Ca concentration and consequently in Sr/Ca and Mg/Ca

ratios despite substantial differences in hydrologic conditions (Fig. 7). Variations of Sr/Ca and Mg/Ca ratios are dictated by the degree of calcite precipitation because Ca is favorably incorporated in calcite crystals relative to Mg and Sr as the partitioning coefficients for both Sr and Mg are less than 1 in the low-ionic strength

waters (Mucci and Morse, 1983; Morse and Bender, 1990; Huang and Fairchild, 2001).

It is important to note that the Ca, Mg/Ca, and Sr/Ca behavior in slow drips at ESF and EE2 sites is concordant with the monthly rainfall accumulations; although they demonstrate clear differences in the general trend of drip discharge (Fig. 7). Drip discharge roughly follows the monthly rainfall at ESF, while it is more affected by piston flow mechanism at EE2. In the second case, the general trend of drip discharge is more dependent on the hydraulic pressure exerted by the water stored in the fissured/conduit reservoir and varies non-linearly with the rainfall recharge events. Therefore non-linear features previously reported for drip hydrology, dissolved organic carbon and oxygen isotopes in Santana cave (Cruz et al., 2005a, 2005b) can also be recognized in the geochemistry of the same drip waters, as suggested by Fairchild et al. (2006) for shallow conduits in an English limestone mine.

4.2.3. Implications for paleoclimate studies

These findings have important implications for the interpretation of climate signals embedded in the Mg/Ca and Sr/Ca ratios of speleothems. First, geochemical variations recognized in drip waters should be reproduced in speleothems deposited in different locations in a cave and having different growth rates. Both Mg/Ca and Sr/Ca are thus not sample dependent. Second, these ratios appear to be a potential proxy for seasonal changes of past rainfall, at least in settings similar to the P–S cave system (see Discussion below). Third, in our study the observed variations cannot be accounted for by a progressive CO₂ degassing mechanism due to changes in drip discharge as has been suggested in other areas (Johnson et al., 2006).

Spatial variability in Santana cave waters appears to be also influenced by the type of carbonate host rock (Fig. 8a). The trends found are consistent with previously mentioned differences in the mean values of Mg and Sr in drip waters (Fig. 2), reinforcing the idea that the bedrock variations from limestones to magnesian limestones in the flow routes is the cause of spatial differences not only in their mean values but also in the slopes of Mg/Ca and Sr/Ca trends. The similar intersite temporal variations in drip composition, however, rule out an influence of bedrock type on temporal variation of Mg/Ca and Sr/Ca ratios.

Fig. 8b and c illustrate an exponential decrease of Ca in solution relative to both Mg and Sr in the great majority of monitored waters. This relationship is visible in all drip, river and pool sites except for the waters from runoff and soil sites where carbonate precipitates are not

found (Table 1). The curves are also very consistent with the modeled evolution of drip solution under prior calcite precipitation (PCP) conditions (Fairchild et al., 2000). The theoretical PCP trends were calculated by using the ESF trace element ratios as a vector starting point because it presents the highest Ca mean among drip waters and is representative of the initial vadose water composition in the system (Fig. 8b and c). In summary, PCP is recognized as the main mechanism controlling the temporal variations in elemental ratios for waters in the Pérolas–Santana System.

4.3. Possible scenarios for paleoclimate reconstruction from geochemistry of speleothems and freshwater tufa in P–S cave system

Under the assumption that the processes governing modern changes in the chemical composition of waters in P–S system were also valid in the past, the Mg/Ca and Sr/Ca ratios of speleothem and freshwater tufa can potentially be used as a proxy for local paleorainfall changes. First, a reduction of rainfall recharge events during dryer periods promotes longer interaction between bedrock and percolating soil waters, which enhances bedrock dissolution in the epikarst zone and increases the concentration of Ca, Sr, Mg and SO₄ in karst waters. Second, dry periods lower the vadose aquifer down to levels that allows air to circulate through fracture fissures and conduits usually filled by water during wetter periods, which enhances precipitation of calcite along flow routes and increases the Mg/Ca and Sr/Ca ratios in waters forming speleothems (Fairchild et al., 2000; Tooth and Fairchild, 2003; Musgrove and Banner, 2004; McDonald et al., 2004; Fairchild et al., 2006) and freshwater tufas (Ihlenfeld et al., 2003).

On the basis of the previous discussion we can highlight some possibilities to interpret past rainfall changes based on the geochemistry of speleothems and tufas. Particularly only PCP can account for short-term changes in chemical composition of the solution forming stalactites and stalagmites in the P–S system. PCP may produce interannual to intraseasonal fluctuations in speleothems formed under fast or slow drip rates sites but the amplitude of compositional variations is substantially higher in fast flow formations deposited in shallower sites, for example in rimstones deposits at EIF site. This mechanism is apparently controlling the long term variations of Mg/Ca and Sr/Ca ratios in the Bt2 stalagmite record from southern Brazil (Cruz et al., 2007).

By contrast, all drips in deeper part of the Santana cave show smoothed temporal changes in chemistry, which could reduce the short-term variability of speleothems in

Fig. 8. (a) Mg/Ca vs. Sr/Ca for samples collected during second monitoring program; (b) Ca vs. Mg/Ca for waters collected during both monitoring programs; (c) Ca vs. Sr/Ca for waters collected during second program. Dotted lines are prior calcite precipitation trend (Fairchild et al., 2000) calculated using partition coefficients of 0.0284 and 0.058 obtained from Mg/Ca and Sr/Ca in water and modern speleothem samples at EE2 site. The vector starting points are based on trace element ratios at ESF site.

times when the dry season is not well defined. In either case, Sr/Ca and Mg/Ca ratios in speleothems formed by these waters should provide reliable information about past changes in annual rainfall distribution in subtropical

Brazil if the speleothems grow fast enough to allow sufficient sampling resolution.

Similar variations between drip and river waters during the first monitoring are consistent with water flushing

from the vadose zone into the cave river under piston flow conditions, but such a mechanism is unlikely to produce systematic short-term fluctuations in the geochemistry of carbonate formations deposited along local karst rivers under modern climatic conditions in P–S system area.

On longer time scales the rainfall driven changes in the time of residence of waters in the system might produce similar variations in trace element ratios of different types of speleothems. During dry events both groundwater residence time and extent of PCP are enhanced leading to an increase in the Sr/Ca and Mg/Ca ratios in drip waters, while the opposite tendency prevails during prolonged wet phases. These processes are thought to increase the amplitude of variation of the ratios and their background values, respectively. Furthermore, speleothems and tufas are expected to record covariations between Sr/Ca, Mg/Ca and SO₄ because over time all the effective geochemical processes would change the waters in the same direction over the P–S system.

5. Conclusions

Two hydrogeochemistry monitoring programs performed in the Pérolas–Santana cave system investigated the processes controlling dissolution and precipitation of carbonates and therefore the chemical composition of solution forming speleothems and fluvial carbonates. Changes in water geochemistry at the epikarst zone are associated with residence time of waters, while prior calcite precipitation seems to be the dominant process at deeper parts of the vadose zone above the cave. The latter is the main cause of the observed synchronous short-term variations in Ca, Mg/Ca and Sr/Ca in drip, pool and river waters in the system.

The water chemistry responds to rainwater infiltration events differently according to the hydrologic properties at each site. Hydrochemistry variations are more significant at fast than at slow drip sites because the flow pathways feeding the former are more sensitive to changes in the vadose reservoir level. In addition, variations in cave river waters are only observed during very wet periods, when the transport of Mg/Ca- and Sr/Ca-rich waters stored in the vadose zone is dominated by piston flow. Despite good correspondence with monthly rainfall totals, the temporal changes in drip water geochemistry can be independent of changes in discharge as seen at slow drip sites located in the deepest part of Santana cave. This suggests that non-linear features are also associated with trace element ratios as previously reported for drip hydrology, dissolved organic carbon and oxygen isotopes in Santana cave (Cruz et al., 2005b). We conclude that trace elements in speleothems from deep caves and areas with quite uniform

rainfall distribution can provide valuable information about climate change, but the geochemical response to climate can vary according to the type of secondary carbonate formation and time resolution.

Acknowledgments

This work was supported by research grants from FAPESP (proc. 90/2850-8; 99/10351-6) and CNPq (proc. 20.3085/89-2; 300379/96-0). We thank two anonymous referees for useful discussion and comments on the manuscript and Ian Fairchild for the suggestions. Ivo Karmann is grateful to Derek Ford for the use of equipment and advice obtained at the Departments of Geology and Geography, McMaster University, Canada. Several form undergraduate and graduate students helped us in the field, in particular Richard Lepine, Marcos Philadelphi, Murilo Vale and Claudio Genthner. We thank Sandra Andrade and Lúcia Helena da Silva for caring out samples for ICP-OES and ion chromatography at University of São Paulo, respectively. We thank Mathias Vuille for revising a preliminary version of the manuscript.

References

- Baldini, J.U.L., McDermott, F., Fairchild, I.J., 2002. Structure of the 8200 year cold event revealed by a speleothem trace element record. *Science* 296, 2203–2206.
- Campanha, G.C., Sadowski, G.R., 1999. Tectonics of the southern portion of Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research* 98, 31–51.
- Cruz Jr., F.W., Karmann, I., Viana Jr., O., Burns, S.J., Ferrari, J.A., Vuille, M., Sial, A.N., Moreira, M.Z., 2005a. Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: implications for paleoclimate inferences from speleothems. *Chemical Geology* 220, 245–262.
- Cruz Jr., F.W., Karmann, I., Magdaleno, G.B., Coichev, N., Viana Jr., O., 2005b. Influence of hydrological and climatic parameters on spatial–temporal variability of fluorescence intensity and DOC of karst percolation waters in the Santana Cave System, Southeastern Brazil. *Journal of Hydrology* 302, 1–12.
- Cruz Jr., F.W., Burns, S.J., Jercinovic, M., Karmann, I., Sharp, W.D., 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* 71, 2250–2263.
- Desmarais, S.J., Rojstaczer, S., 2002. Inferring source waters from measurements of carbonate spring response to storms. *Journal of Hydrology* 260, 118–134.
- Fairchild, I.J., Borsato, A., Tooth, A.F., Frisia, S., Hawkesworth, C.J., Huang, H., McDermott, F., Spiro, B., 2000. Controls on trace element (Sr–Mg) compositions of carbonate cave waters: Implications for speleothem climatic records. *Chemical Geology* 166, 255–269.
- Fairchild, I.J., Baker, A., Borsato, A., Frisia, S., Hinton, R.W., McDermott, F., Tooth, A.F., 2001. High-resolution, multiple trace-element variation in speleothems. *Journal of the Geological Society of London* 158, 831–841.
- Fairchild, I.J., Tuckwell, G.W., Baker, A., Tooth, A.F., 2006. Modelling of dripwater hydrology and hydrogeochemistry in a

- weakly karstified aquifer (Bath, UK): Implications for climate change studies. *Journal of Hydrology*.
- Huang, Y., Fairchild, I.J., 2001. Partitioning of Sr^{2+} and Mg^{2+} into calcite in karst-analogue experimental solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 47–62.
- Huang, Y., Fairchild, I.J., Borsato, A., Frisia, S., Cassidy, N.J., McDermott, F., Hawkesworth, C.J., 2001. Seasonal variations in Sr, Mg and P in modern speleothems (Grotta di Ernesto, Italy). *Chemical Geology* 175, 429–448.
- Ihlenfeld, C., Norman, M.D., Gagan, M.K., Drysdale, R.N., Maas, R., Webb, J., 2003. Climatic significance of seasonal trace element and stable isotope variations in a modern freshwater tufa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 2341–2357.
- Johnson, K.R., Hu, C., Belshaw, N.S., Henderson, G.M., 2006. Seasonal trace-element and stable-isotope variations in a Chinese speleothem: The potential for high-resolution paleomonsoon reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters* 244, 394–407.
- Karmann, I., 1994. “Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do Alto Vale do Rio Ribeira de Iguape, Sudeste do Estado de São Paulo”. Unpublished Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo.
- Langmuir, D., 1971. The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 35, 1023–1045.
- Lastennet, R., Mudry, J., 1997. Role of karstification and rainfall in the behavior of the heterogeneous karst system. *Environmental Geology* 32, 114–123.
- McDermott, F., 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews* 23, 901–918.
- McDonald, J., Drysdale, R., Hill, D., 2004. The 2002–2003 El Niño recorded in Australian cave drip waters: Implications for reconstructing rainfall histories using stalagmites. *Geophysical Research Letters* 31, L22202. doi:10.1029/2004GL020859.
- Morse, J.W., Bender, M.L., 1990. Partition coefficients in calcite: examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems. *Chemical Geology* 82, 265–277.
- Mucci, A., Morse, J.W., 1983. Incorporation of Mg^{2+} and Sr^{2+} into calcite overgrowths: influences of growth rate and solution composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 217–233.
- Mulholland, P.J., 1993. Hydrometric and stream chemistry evidence of three storms flowpaths in Walker branch watershed. *Journal of Hydrology* 151, 291–316.
- Musgrove, M., Banner, J., 2004. Controls on the spatial and temporal variability of vadose dripwater geochemistry: Edwards Aquifer, central Texas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 1007–1020.
- Rao, V.B., Hada, K., 1990. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology* 42, 81–90.
- Roberts, M.S., Smart, P.L., Baker, A., 1998. Annual trace element variations in a Holocene speleothem. *Earth and Planetary Science Letters* 154, 237–246.
- Skoog, D.A., Holler, F.J., Nieman, T.A., 1998. *Principles of Instrumental Analysis*, 5th ed. Saunders College Publishing, Philadelphia.
- Stumm, W., Morgan, J.J., 1981. *Aquatic Chemistry*, 2nd ed. Wiley & Sons, New York.
- Treble, P., Shelley, J.M.G., Chappell, J., 2003. High resolution subannual records of trace elements in a modern (1911–1992) speleothem from southwest Australia. *Earth and Planetary Science Letters* 16, 141–153.
- Tooth, A.F., Fairchild, I.J., 2003. Soil and karst aquifer hydrological controls on the geochemical evolution of speleothem-forming drip waters, Crag Cave, southwest Ireland. *Journal of Hydrology* 273, 51–68.
- Truesdell, A.H., Jones, B.F., 1974. WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. *Journal Research United States Geological Survey* 2 (2), 233–248.
- Verheyden, S., Keppens, E., Fairchild, I.J., McDermott, F., Weis, D., 2000. Mg, Sr and Sr isotope geochemistry of a Belgian Holocene speleothem: implications for paleoclimate reconstructions. *Chemical Geology* 169, 131–144.
- Viana, O. Jr., 2002. “Hidroquímica, hidrologia e geoquímica isotópica (O e H) da fácies de percolação vadosa autogênica, caverna de Santana, município de Iporanga, Estado de São Paulo”. Unpublished Master thesis, Universidade de São Paulo.
- Williams, P., 1983. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of Hydrology* 61, 45–67.

Por outro lado, análises preliminares de elementos traços realizadas em cavernas do norte de Minas (Stríkis, 2011) demonstraram que, em determinados períodos, a depender do regime hídrico o efeito do *prior calcite precipitation* (PCP) nem sempre atua como o principal mecanismo controlador das concentrações de elementos traços. A dificuldade na interpretação dos resultados obtidos pelas análises de elementos traços e de isótopos de carbono reflete o fato de que, atualmente, sobretudo nas regiões tropicais, não são bem estabelecidos quais os processos e mecanismos responsáveis pelo controle das concentrações de elementos traços e da composição isotópica de carbono no sistema cárstico como um todo. No sentido de ampliar o conhecimento destes controles e os mecanismos que afetam a composição isotópica do carbono na calcita depositada em cavernas, o monitoramento atualmente em andamento em cavernas no norte de Minas Gerais e Mato grosso do Sul, enfatizam o estudo do carbono inorgânico dissolvido na água de percolação vadosa e a deposição de carbonato de cálcio associada, visando oferecer interpretações mais seguras nos registros antigos em estudo destas regiões.

Os trabalhos de monitoramento recentemente desenvolvidos, como por exemplo, nas cavernas da região de Bonito (MS) e São Domingos (GO), com apoio de auxílios da FAPESP, tem trazido importantes contribuições na interpretação e calibração de séries temporais de $\delta^{18}\text{O}$ ao longo de estalagmites. Na caverna de São Bernardo (São Domingos, GO), o monitoramento de $\delta^{18}\text{O}$ da água de chuva e de gotejamento na caverna, permitiu correlacionar a diminuição nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ do CaCO_3 em deposição na ordem de 0,8% após a entrada da estação chuvosa e um aumento deste, na mesma ordem, após o retorno da estação seca, mas não o suficiente para secar totalmente o gotejamento. Comprovou-se, portanto uma variação de $\delta^{18}\text{O}$ intranual na aragonita depositada nesta caverna induzida pela variação pluviométrica. Este resultado foi aplicado para testar correlações com registros históricos de pluviometria na região e uma estalagmite ativa datada precisamente num intervalo de 141 anos. O segmento final da serie temporal de 141 anos de variação de $\delta^{18}\text{O}$ comparada com o registro pluviométrico histórico da região, iniciado em 1921, apresentou uma correlação de 70%, com valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ correspondendo aos períodos mais chuvosos. Estes e outros resultados, utilizando o monitoramento, foram publicados em Moquet et al. (2016), em co-autoria com o candidato. Parte dos resultados recentemente obtidos na região da caverna Jaraguá (Bonito MS), foram apresentados no último congresso da *Geological Society of America*, através de painel, por um dos integrantes da equipe de pesquisa (Novello et al., 2015). Comprovou-se que a deposição de calcita em estalagmites é favorável para interpretação de registros antigos da dinâmica de variação pluviométrica associada ao Sistema de Monção Sul Americana.

3.4 Registros sedimentares no carste – contribuição a geologia e paleoclimatologia do Quaternário

3.4.1 Sedimentos químicos – espeleotemas

As pesquisas com depósitos secundários de CaCO_3 (calcita e aragonita) em cavernas visando obter registros de variações paleoambientais foram iniciados junto ao grupo de pesquisa em sistemas cársticos através dos trabalhos de monitoramento acima descritos integrados ao desenvolvimento dos trabalhos relativos à tese de doutoramento de Francisco William da Cruz (Cruz Jr., 2003) intitulada “Estudo paleoclimático e paleoambiental a partir de registros geoquímicos quaternários em espeleotemas das regiões de Iporanga (SP, Caverna Santana) e Botuverá (SC, Caverna Botuverá).

O primeiro desafio foi determinar a idade das estalagmites selecionadas nos dois sítios monitorados (Botuverá e Santana). Ressalta-se aqui que não há critério visual ou estratigráfico para se estimar a idade da maioria dos espeleotemas, especialmente estalagmites, pois as taxas de crescimento são extremamente variáveis. Como no Brasil não havia disponibilidade do método geocronológico baseado na série de desequilíbrio do ^{234}U , foi estabelecida uma cooperação com o *Berkeley Geochronology Center* (BGC), através do Dr. Warren Sharp, o qual tinha como rotina o método U/Th (através de espectrometria de massa por ionização termal, TIMS), na época o mais preciso disponível para datação de calcita secundária. As idades foram obtidas pelo doutorando Francisco William da Cruz, o qual realizou estágio no exterior, junto ao BGC. Os resultados foram excelentes, a calcita das duas estalagmites selecionadas (BT2, Botuverá e ST8, Santana) cumpriu os requisitos do método e forneceram idades surpreendentes! A BT2, com 70 cm de comprimento, mostrou 116 mil anos de crescimento contínuo e, a ST8, nesta época, 93 mil anos.

A próxima etapa foi testar a variação da composição isotópica do O e C da calcita ao longo do eixo de crescimento destas estalagmites. As análises de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ foram realizadas com apoio do NEG-LABISE, Laboratório de isótopos estáveis da UFPE, através do Prof Dr. Alcides Nobrega Sial e do Laboratório de isótopos estáveis (LIE) do CPGEO-USP. Os resultados foram excelentes, obteve-se uma curva de variação do par $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ com 149 pontos ao longo da estalagmite BT2, e 127 na ST8, indicando uma variação com amplitude de até 5 per mil, seguindo em grande parte a curva de insolação de verão para o hemisfério sul ao longo de 116 mil anos, no caso da BT2. As discussões destes resultados, com a integração de modelos climáticos, foram a base da tese de doutorado. Mas, a tentativa de publicação a nível internacional destes resultados não foi bem sucedida, apesar da apresentação do fato inédito e único

do hemisfério sul. A rejeição foi baseada na falta de um registro isotópico de alta resolução.

O estudo em andamento novamente avançou com o convite feito pelo Dr. Stephen Burns, do Departamento de Geociências da *University of Massachusetts* (UM), ao recém doutor, Francisco William da Cruz, para realizar um estágio de pós doutoramento e produzir os sinais isotópicos de alta resolução das estalagmites BT2 e ST8, junto ao laboratório da UM sob coordenação do Dr. Burns.

Através da integração da curva de variação isotópica de alta resolução (a estalagmite BT2 agora com 689 pares de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ ao longo dos 70 cm de eixo de crescimento), dados complementares de geocronologia U/Th (estendendo o registro da ST8 para 131 mil anos), com os resultados do monitoramento e modelos climáticos, foi então possível apresentar à comunidade científica o primeiro registro contínuo de paleopluviosidade com mais de 100 mil anos, obtido em ambiente continental do hemisfério sul, publicado por Cruz et al (2005c), **Anexo 10**, em colaboração com o grupo de pesquisa. De maneira inédita, demonstrou-se que a insolação de verão exerceu forte controle sobre variações sazonais dos regimes de chuvas das regiões sul e sudeste do Brasil durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno. Comparando o registro de Botuverá (SC) com a curva de $\delta^{18}\text{O}$ da caverna Santana (SP), conforme é apresentado em Cruz et al 2006a, **Anexo 11**, concluiu-se que a insolação é fundamental na intensificação e deslocamento da Monção Sul Americana (MSA) na região subtropical do Brasil. O aumento relativo das chuvas associadas a MSA nos últimos 130 mil anos, (**Anexo 11**, Cruz et al., 2006a) caracterizada nas estalagmites por valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$, foi em geral diretamente proporcional a variação na insolação de verão. Os períodos de máxima atividade das monções são coincidentes com valores mais altos de insolação, que apresenta periodicidade de ~23 mil anos, seguindo com o ciclo de precessão do planeta.

Os mesmos registros também revelaram significativas variações de $\delta^{18}\text{O}$ na escala milenar, que foram interpretadas como intensificação das chuvas de verão na faixa subtropical do Brasil, correlacionados a típicos eventos frios do hemisfério norte, como o *Yonger Dryas* e os tipo *Heinrich*. Conforme os modelos climáticos utilizados, estes eventos teriam causado mudanças climáticas no oceano Atlântico, que por sua vez impactam, substancialmente, a pluviosidade do continente sul-americano, por deslocar a zona de convergência intertropical (ZCI) mais para sul (Cruz et al., 2006a).

ANEXOS

10 e 11

18. Van der Voo, R. *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans* (Cambridge University Press, Cambridge, 1993).
19. De Wever, P., Azéma, J. & Fourcade, E. Radiolaires et radiolarites: production primaire, diagenèse et paléogéographie. *Bull. Centres Rech. Explor. Product. Elf Aquitaine* **18**, 315–379 (1994).
20. Baumgartner, P. O. Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. *Eclog. Geol. Helv.* **80**, 831–879 (1987).
21. Bartolini, A., Baumgartner, P. O. & Guex, J. Middle and Late Jurassic radiolarian palaeoecology versus carbon-isotope stratigraphy. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **145**, 43–60 (1999).
22. Bernoulli, D., Manatschal, G., Desmurs, L. & Muentener, O. Where did Gustav Steinmann see the trinity? Back to the roots of an Alpine ophiolite concept. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **373**, 93–110 (2003).
23. Richards, D., Butler, R. F. & Harms, T. A. Paleomagnetism of the late Paleozoic Slide Mountain terrane, northern and central British Columbia. *Can. J. Earth Sci.* **30**, 1898–1913 (1993).
24. Hagstrum, J. T. & Murchev, B. L. Deposition of Franciscan Complex cherts along the paleoequator and accretion to the American margin at tropical paleolatitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.* **105**, 766–778 (1993).
25. Larson, R. L., Steiner, M. B., Erba, E. & Lancelot, Y. Paleolatitudes and tectonic reconstructions of the oldest portion of the Pacific Plate: A comparative study. *Proc. ODP. Sci. Res.* **129**, 615–631 (1992).
26. Besse, J. & Courtillot, V. Correction to “Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr”. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **108**, 2469, doi:10.1029/2003JB002684 (2003).
27. McFadden, P. L. & Lowes, F. J. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **67**, 19–33 (1981).
28. Lottes, A. L. & Rowley, D. B. in *Paleozoic Palaeogeography and Biogeography* (eds McKerrow, W. S. & Scotese, C. R.) 383–395 (Memoir 12, Geological Society of London, 1990).
29. Bullard, E. C., Everett, J. & Smith, A. G. The fit of the continents around the Atlantic. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* **258**, 41–45 (1965).
30. Klitgord, K. D. & Schouten, H. in *The Geology of North America, The Western North Atlantic Region* (eds Vogt, P. R. & Tucholke, B. E.) 351–377 (Geological Society of America, Boulder, 1986).

Supplementary Information accompanies the paper on www.nature.com/nature.

Acknowledgements E. Dallanave is thanked for assistance in the field and laboratory analysis. Comments by D. Bernoulli and J. Hagstrum greatly improved the manuscript.

Competing interests statement The authors declare that they have no competing financial interests.

Correspondence and requests for materials should be addressed to G.M. (giovanni.muttoni@unimi.it).

Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil

Francisco W. Cruz Jr^{1,2}, Stephen J. Burns¹, Ivo Karmann², Warren D. Sharp³, Mathias Vuille¹, Andrea O. Cardoso⁴, José A. Ferrari⁵, Pedro L. Silva Dias⁴ & Oduvaldo Viana Jr²

¹Department of Geosciences, University of Massachusetts, Amherst, 01002 Massachusetts, USA

²Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, São Paulo, SP, 05508-080, Brazil

³Berkeley Geochronology Center, 2455 Ridge Rd, Berkeley, California 94709, USA

⁴Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão 1226, São Paulo, SP 05508-090, Brazil

⁵Instituto Geológico, Av. Miguel Stefano 3900, São Paulo, SP 04301-903, Brazil

During the last glacial period, large millennial-scale temperature oscillations—the ‘Dansgaard/Oeschger’ cycles—were the primary climate signal in Northern Hemisphere climate archives from the high latitudes to the tropics^{1–6}. But whether the influence of these abrupt climate changes extended to the tropical and subtropical Southern Hemisphere, where changes in insolation are thought to be the main direct forcing of climate, has remained unclear. Here we present a high-resolution oxygen isotope record of a U/Th-dated stalagmite from subtropical southern Brazil, covering the past 116,200 years. The oxygen isotope signature varies with shifts in the source region and amount of rainfall in the area, and hence records changes in

atmospheric circulation and convective intensity over South America. We find that these variations in rainfall source and amount are primarily driven by summer solar radiation, which is controlled by the Earth’s precessional cycle. The Dansgaard/Oeschger cycles can be detected in our record and therefore we confirm that they also affect the tropical hydrological cycle, but that in southern subtropical Brazil, millennial-scale climate changes are not as dominant as they are in the Northern Hemisphere.

The study area in subtropics of southeastern Brazil is well-situated for investigating changes in tropical and subtropical atmospheric circulation. Although wet and dry seasons are not observed, the region receives rainfall from two distinct sources in different seasons (see Supplementary Information S1). During the austral winter and early spring, equatorward incursions of mid-latitude cold dry air result in cyclonic storms that move moisture inland from the nearby Atlantic Ocean⁷. During the late summer and early autumn, rainfall is related to the intense convection over the interior Amazon basin that is associated with the South American summer monsoon (SASM)⁸. From December to March, a northwesterly low-level flow, the Andean low-level jet (ALLJ), transports Amazon tropical moisture from interior Brazil near the Equator towards the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) located over southern Brazil⁹. At the study site (27°S), a significant fraction of summer precipitation derives from this moisture flux¹⁰.

Thus, although it is not directly beneath the centre of convective activity over the Amazon basin, summer rainfall in southeastern Brazil is strongly influenced by the southward progression of convection across the Amazon basin through the summer. The two sources of rainfall also have quite distinct oxygen isotopic ratios. The more locally sourced winter rainfall is enriched in ¹⁸O compared to summer precipitation, with average $\delta^{18}\text{O}$ values of precipitation during the winter of −3‰ as compared to average values of −7‰ in the early autumn at Porto Alegre City, southern Brazil¹¹ (and see Supplementary Information S2). At present the mean annual isotopic composition of rainfall is mainly determined by the relative contribution of summer, monsoonal precipitation versus winter, extratropical precipitation and not by temperature or amount effects. This interpretation is supported by the coincidence of more positive values of $\delta^{18}\text{O}$ with the rainiest period in Porto Alegre during winter and early spring, which is contrary to the expected tendency if either temperature or precipitation amount were the major source of variation in rainfall oxygen isotope ratios¹².

Stalagmite BT2 was collected from Botuverá Cave (27° 13′ 24″ S; 49° 09′ 20″ W, 230 m above sea level, a.s.l.). On the basis of 20 U/Th analyses, the 70-cm-long stalagmite was deposited from ~116 thousand years (kyr) ago to the present without detectable hiatuses (Fig. 1). Samples for stable isotopic analyses were taken every 1 mm, which represents an average resolution of ~150 yr. Values of $\delta^{18}\text{O}$ for stalagmite BT2 range from −0.5 to −5.0 with an apparent cyclicity of ~20 kyr (Fig. 2). The lowest values are observed around 14–20 kyr ago and around 40–45 kyr ago. Superimposed on the longer-term cyclicity are more abrupt millennial-scale variations with an amplitude of ~1 to 1.5‰.

Stalagmite BT2 appears to have been deposited in approximate isotopic equilibrium with cave drip water as indicated by the relatively small ranges of $\delta^{18}\text{O}$ along single speleothem (such as stalactites or stalagmites) layers¹³ (S3a) and absence of significant correlations between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ (Supplementary Information S3b and c). The relatively large range of variation in $\delta^{18}\text{O}$, more than 5‰ in the speleothem, also suggests that temperature, through its effect in the calcite–water fractionation factor, is not the primary cause of the observed variation. The temperature-dependent fractionation between calcite and water is −0.24‰ per °C (ref. 14), requiring 20 °C of temperature change to explain the total range of variation in $\delta^{18}\text{O}$, or more than twice what is thought to be the total

temperature change between glacial and interglacial climates in the subtropics^{15,16}. Furthermore, the colder temperatures of the glacial period at ~18 kyr ago would result in more positive calcite $\delta^{18}\text{O}$ values, not more negative as is observed during the Last Glacial Maximum. We conclude that $\delta^{18}\text{O}$ of speleothem BT2 primarily reflects changes in $\delta^{18}\text{O}$ of regional precipitation.

Figure 2 shows a comparison of the BT2 isotopic time series with incoming solar radiation for the month of February at 30° S. Variation in the latter is dominated by changes in precession of the Earth's orbit¹⁷. For each of the last five precessional cycles, minima and maxima in solar radiation align remarkably well with maxima and minima, respectively (the scale for insolation in Fig. 2 is reversed), in calcite $\delta^{18}\text{O}$. In addition, amplitude of the isotopic variation matches that of insolation. Spectral analysis of the BT2 record shows a dominant peak in spectral power at 23 kyr (see Supplementary Information S4), as does precession. By far the majority of the variance in $\delta^{18}\text{O}$ is related to changes in insolation. Insolation could affect the isotopic composition of precipitation, and stalagmite BT2, in two main ways.

First, on the basis of modern isotopic climatology, we interpret increases in the isotopic values to reflect a greater proportion of winter versus summer rainfall. This seasonal balance in precipitation is in turn controlled by the long-term mean location and southward extent of convective activity associated with the South American summer monsoon and southern boundary of the Hadley cell in the Southern Hemisphere. Because of its location, the isotopic record of stalagmite BT2 should also record changes in the location of the SACZ. Indeed, the SACZ is the exit region of the monsoon low-level winds and its intensity during summer reflects the moisture convergence associated with this monsoon flow¹⁸. During minima in summer solar radiation in the Southern Hemisphere tropics and subtropics, the mean location of the SASM and the SACZ may shift northward and less Amazon basin moisture will be captured and transported towards the southeast, decreasing the relative contribution of summer monsoonal rainfall. The opposite will be true when summer insolation is at a maximum.

Second, insolation could influence the isotopic composition of rainfall and stalagmite BT2 by affecting the intensity of convection

in both SASM and the SACZ. Convective intensity could affect the isotopic composition of rainfall through an amount effect. Speleothem $\delta^{18}\text{O}$ values, particularly those from the tropics or subtropics^{5,6}, are often interpreted as indicating changes in the amount of rainfall because rainfall amount and $\delta^{18}\text{O}$ are observed to be inversely correlated in regions of deep convection¹⁹. Periods of increased summer insolation in the region should be periods of increased convection, increased precipitation and decreased $\delta^{18}\text{O}$ values of that precipitation. In fact, today $\delta^{18}\text{O}$ over southern Brazil (Porto Alegre) is significantly correlated with monsoon intensity and the southward extent of the SASM²⁰. During periods of increased convection and precipitation associated with an intensified SASM, the remaining water vapour—which is subsequently transported towards the SACZ by the ALLJ—is more depleted in $\delta^{18}\text{O}$. An intensified SASM over tropical South America leads to enhanced tropical convection and preferential rainout of ^{18}O over the Amazon and ultimately to more depleted $\delta^{18}\text{O}$ downstream²⁰. Thus, changes in convective intensity within the SASM/SACZ may significantly contribute to and reinforce the effect that the location of this system has on the $\delta^{18}\text{O}$ of precipitation. The BT2 record probably reflects both of these processes and suggests that both effects are primarily steered by precession-driven changes in solar insolation. Maxima in solar insolation in Southern Hemisphere summer result in maximum movement of the SASM/SACZ to the south and intensified convective activity in this system.

A comparison of the Holocene portion of our record with other studies of climate change in South America supports this interpretation. The BT2 isotopic record becomes progressively more negative over the course of the Holocene, during which time palynological studies indicate expansion of the Atlantic rainforest in coastal regions of southern Brazil²¹ and a southward expansion of the Amazon rainforest along its southwestern border²². Studies of lakes on the Peruvian and Bolivian Altiplano also indicate increasing available moisture, sourced from the Amazon basin, over the course of the Holocene^{23,24}.

The $\delta^{18}\text{O}$ values of stalagmite BT2 also show a strong correspondence with atmospheric methane concentrations (Fig. 2) as determined from ice-core records in Greenland²⁵. Rapid increases in methane concentrations are coincident with rapid increases in $\delta^{18}\text{O}$

Figure 1 Age versus depth model for stalagmite BT2. Error bars are 95% confidence limits. The solid line connecting the data points is the linear interpolation used to calculate ages of individual oxygen isotope data points.

Figure 2 Stable oxygen isotope profile for stalagmite BT2. The BT2 profile (a) is compared with February solar insolation for 30° S (b), oxygen isotopes of the NGrp ice core from Greenland (c), and atmospheric methane concentrations from the Greenland ice core (d).

in our record and, if our interpretation is correct, with rapid northward shifts in the mean location of the South American monsoon. We suggest that during these periods the centre of convective activity related to the SASM was probably displaced northward, resulting in increased moisture and increased methane production in tropical wetlands. In addition to the movement of the monsoon a general intensification of the mean zonal Hadley circulation and tropical convective activity may have accompanied these shifts. This mechanism is also valid for the short-term negative trend in BT2 during the Younger Dryas period, which is consistent with rapid southward movement of the South American monsoon. During this time there is evidence of significant decrease in discharge of the Amazon River due to decreased monsoon precipitation in lowland tropical South America²⁶.

Although precessional-scale changes in solar radiation appear to be the dominant driver of climate change in the region, other factors must also be involved. First, changes in the $\delta^{18}\text{O}$ value of sea water also occurred and serve to dampen slightly the precession-driven changes. For example, seawater $\delta^{18}\text{O}$ decreased by $\sim 1\%$ during the transition from the Last Glacial Maximum to the Holocene²⁷, during which time the BT2 isotopic values increased by $\sim 3\%$. Second, boundary conditions, in particular Northern Hemisphere ice volume and temperature, probably have an additional effect on the mean location of the South American monsoon that is superimposed on precession-driven changes even in the Southern Hemisphere. For example, the isotopic values of BT2 at ~ 17 kyr ago and ~ 40 kyr ago are about 1.5% more negative than at present, yet each of these three periods are close to maxima in solar radiation for Southern Hemisphere summers. Modelling studies indicate that during times of increased ice volume and decreased temperatures in the high northern latitudes, the intertropical convergence zone is pushed farther south than would be dictated by precession alone²⁸. We suggest that the same is likely to be true for the SASM/SACZ system as a necessary response of the Hadley circulation in increasing its northward heat transport to compensate for the loss of energy caused by increased ice volume at high northern latitudes. In the study area, the result is an increase in the relative amount of monsoon-related precipitation in summer. Such a mechanism could explain, for example, the short, negative isotopic excursion in the BT2 record that occurs at the time of the Younger Dryas cold event in the Northern Hemisphere.

Figure 2 also compares the BT2 $\delta^{18}\text{O}$ values with isotopic data from the Grip Greenland ice core²⁹. In the ice core, as in a variety of climate archives from the Northern Hemisphere from this time period, isotopic variation during the last glacial period is dominated by Dansgaard/Oeschger (D/O) cycles. In the BT2 time series, D/O-type cycles are observable as rapid $1\text{--}2\%$ excursions in the isotopic values, although it is not possible to identify with certainty each individual D/O event in the BT2 record. The ages of more prominent, and more easily identifiable D/O events in the BT2 record match the absolute chronology of a speleothem record from Hulu Cave in China⁶ quite well. In contrast to Northern Hemisphere records, however, in which D/O events are the primary mode of climate variation, the importance of D/O events is greatly reduced in our Southern Hemisphere record and precession-controlled changes in solar insolation dominate long-term variability in the tropical hydrological cycle. □

Methods

Age determinations were carried out at Berkeley Geochronology Center, using conventional chemical and thermal ionization mass spectrometry (TIMS) techniques³⁰. Twenty samples, weighing between 409 and 440 mg were cleaned ultrasonically in alcohol, totally dissolved by attack with concentrated HNO_3 and equilibrated with a $^{236}\text{U}\text{--}^{233}\text{U}\text{--}^{229}\text{Th}$ spike. U and Th were separated by ion exchange columns, loaded onto outgassed rhenium filaments, and measured on a VG-Sector 54 mass spectrometer equipped with a high abundance-sensitivity filter and Daly-ion counter. Measured isotope ratios were corrected for minor amounts of initial U and Th using ^{232}Th as an index isotope and assuming a typical silicate composition for the contaminant; that is, activity

ratios of $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 1.21 \pm 0.6$, $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} = 1.0 \pm 0.1$, and $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.0 \pm 0.1$. U–Th isotopic data and ages are shown in Supplementary Table 1. Age errors are 95% confidence limits.

Oxygen isotope ratios are expressed in δ notation, the per mil deviation from the Vienna Pee-Dee Belemnite standard. For example, for oxygen, $\delta^{18}\text{O} = [((^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}}/(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VPDB}}) - 1] \times 1,000$. For each measurement, approximately 200 μg of powder was drilled from the sample and analysed with an on-line, automated, carbonate preparation system linked to a Finnigan Delta XL ratio mass spectrometer at the University of Massachusetts. Reproducibility of standard materials is 0.08% for $\delta^{18}\text{O}$.

Received 16 August 2004; accepted 11 January 2005; doi:10.1038/nature03365.

- Dansgaard, W. *et al.* Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* **364**, 218–220 (1993).
- Peterson, L. C. *et al.* Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the Last Glacial. *Science* **290**, 1947–1951 (2000).
- Schulz, H., von Rad, U. & Erlenkeuser, H. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. *Nature* **393**, 54–57 (1998).
- Allen, J. R. M. *et al.* Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature* **400**, 740–743 (1999).
- Burns, S. J., Fleitmann, D., Kramers, J., Matter, A. & Al-Subbar, A. Indian Ocean climate during the last glacial period and an absolute chronology for Dansgaard/Oeschger oscillations 9 to 13. *Science* **301**, 1365–1367 (2003).
- Wang, Y. J. *et al.* A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science* **294**, 2345–2348 (2001).
- Vera, C. S., Vigliarolo, P. K. & Berbery, E. H. Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America. *Mon. Weath. Rev.* **130**, 684–699 (2002).
- Zhou, J. & Lau, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? *J. Clim.* **11**, 1020–1040 (1998).
- Gan, M. A., Kousky, V. E. & Ropelewski, C. F. The South American monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. *J. Clim.* **17**, 47–66 (2004).
- Rao, V. B., Cavalcanti, I. F. A. & Hada, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *J. Geophys. Res.* **101**, 26539–26551 (1996).
- IAEA/WMO. *Global Network for Isotopes in Precipitation (GNIP) Database* (IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series 94–005 NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder, Colorado, 1994); (<http://isohis.iaea.org>).
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L. L. & Gonfiantini, R. In *Climate Change in Continental Isotopic Records* (eds Swart, P. K., Lohmann, K. C., McKenzie, J. & Savin, S.) 1–36 (Geophysical Monograph 78, American Geophysical Union, Washington, DC, 1993).
- Hendy, C. H. The isotopic geochemistry of speleothems. I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimatic indicators. *Geochim. Cosmochim. Acta* **35**, 801–824 (1971).
- Friedman, I. & O'Neil, J. R. In *Data of Geochemistry* (ed. Fleischer, E. M.) Ch. KK, 1–12 (United States Geological Survey Professional Paper 440-KK, US Government Printing Office, Washington, DC, 1977).
- Stute, M. *et al.* Cooling of tropical Brazil (5°C) during the last glacial maximum. *Science* **269**, 379–383 (1995).
- Lea, D., Pak, D. K., Peterson, L. C. & Hughes, K. A. Synchronicity of tropical and high latitude temperature over the last glacial termination. *Science* **301**, 1361–1364 (2003).
- Berger, A. & Loutre, M. F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.* **10**, 297–317 (1991).
- Nogués-Paegle, J. & Mo, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Weath. Rev.* **125**, 279–291 (1997).
- Gat, J. R. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **24**, 225–262 (1996).
- Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M., Healy, R. & Keimig, F. Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *J. Geophys. Res.* **108**, 4174, doi:10.1029/2001JD002038 (2003).
- Behling, H. South and Southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* **177**, 19–27 (2002).
- Mayle, F. E., Burbridge, R. & Killeen, T. J. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests. *Science* **290**, 2291–2294 (2000).
- Baker, P. A. *et al.* The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science* **291**, 640–643 (2001).
- Seltzer, G., Rodbell, D. & Burns, S. J. Isotopic evidence for Late Glacial and Holocene hydrologic change in tropical South America. *Geology* **28**, 35–38 (2000).
- Brook, E. J., Sowers, T. & Orchard, J. Rapid variations in atmospheric methane concentration during the past 110,000 years. *Science* **273**, 1087–1091 (1996).
- Maslin, M. A. & Burns, S. J. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science* **290**, 2285–2287 (2000).
- Schrag, D. *et al.* The oxygen isotopic composition of seawater during the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* **21**, 331–342 (2002).
- Chiang, J. C. H., Biasutti, M. & Battisti, D. S. Sensitivity of the Atlantic Intertropical Convergence Zone to the Last Glacial Maximum boundary conditions. *Paleoceanography* **18**(4), 1094, doi: 10.1029/2003PA000916 (2003).
- North Greenland Ice Core Project members. High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* **431**, 147–151 (2004).
- Sharp, W. D., Ludwig, K. R., Chadwick, O. A., Amundson, R. & Glaser, L. L. Dating fluvial terraces by $^{230}\text{Th}/\text{U}$ on pedogenic carbonate, Wind River Basin, Wyoming. *Quat. Res.* **59**, 139–150 (2003).

Supplementary Information accompanies the paper on www.nature.com/nature.

Acknowledgements We thank the Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) for financial support, the CECAV/IBAMA for authorizing cave samples collection and the GEEP-Açungui Speleological Group and E. Barni for supporting field work.

Competing interests statement The authors declare that they have no competing financial interests.

Correspondence and requests for materials should be addressed to F.W.C. Jr (fdacruz@geo.umass.edu).

Water-rich basalts at mid-ocean-ridge cold spots

Marco Ligi¹, Enrico Bonatti^{1,2,3}, Anna Cipriani^{1,2} & Luisa Ottolini⁴

¹Istituto Scienze Marine, Geologia Marina, CNR, Via Gobetti 101, 40129 Bologna, Italy

²Lamont Doherty Earth Observatory, Columbia University, Palisades, New York 10964, USA

³Dipartimento di Scienze della Terra, Università "La Sapienza", Piazzale Aldo Moro 5, 00187 Rome, Italy

⁴Istituto di Geoscienze e Georisorse, Sezione di Pavia, CNR, Via Ferrata 1, 27100 Pavia, Italy

Although water is only present in trace amounts in the sub-oceanic upper mantle, it is thought to play a significant role in affecting mantle viscosity, melting and the generation of crust at mid-ocean ridges. The concentration of water in oceanic basalts^{1,2} has been observed to stay below 0.2 wt%, except for water-rich basalts sampled near hotspots and generated by 'wet' mantle plumes^{3–5}. Here, however, we report unusually high water content in basaltic glasses from a cold region of the mid-ocean-ridge system in the equatorial Atlantic Ocean. These basalts are sodium-rich, having been generated by low degrees of melting of the mantle, and contain unusually high ratios of light versus heavy rare-earth elements, implying the presence of garnet in the melting region. We infer that water-rich basalts from such regions of thermal minima derive from low degrees of 'wet' melting greater than 60 km deep in the mantle, with minor

dilution by melts produced by shallower 'dry' melting—a view supported by numerical modelling. We therefore conclude that oceanic basalts are water-rich not only near hotspots, but also at 'cold spots'.

The water content of the oceanic upper mantle can be estimated from the water concentration in mid-ocean-ridge basalt (MORB) glasses, after correcting for the effects of degassing and magmatic differentiation. The H₂O content of normal MORB (N-MORB) is generally below 0.2 wt% (ref. 1). Given that H₂O is about as incompatible as Ce, and assuming ~10% average degree of melting of the mantle upwelling below mid-ocean ridges (MORs), the mantle source of N-MORB is assumed to contain 0.01–0.02 wt% H₂O (ref. 2). However, basalts from topographically swollen portions of MORs have H₂O concentrations higher than those of N-MORB (Fig. 1). These swollen ridges are generally interpreted as being influenced by hot plumes rising from the transition zone or from even deeper in the mantle. Thus, the H₂O content of the mantle source of plume-type oceanic basalts is probably significantly higher than that of the N-MORB source region. For example, the mantle source of the Icelandic³ and Azores platform⁴ crust contains between 620 and 920 p.p.m. H₂O, that is, several times higher than that of the N-MORB source. Concerning off-ridge hotspots, an H₂O content of 405 ± 190 p.p.m. has been estimated for the mantle source of Hawaiian basalts⁵, supporting the hypothesis that plume-type mantle is H₂O-rich relative to the N-MORB mantle source. High water and volatile contents lower the mantle solidus, so that the mantle melts deeper and to a higher degree during its ascent below MORs.

We report here that the H₂O content of basaltic glasses from the equatorial Mid-Atlantic Ridge (MAR) is significantly higher than that of N-MORB. However, these H₂O-rich basalts are associated not with a 'hot' portion of MOR, but with the opposite—that is, a thermal minimum in the ridge system. We will discuss a model that

Figure 1 Distribution of Na₂O and H₂O in MORB glasses along the axis of the Mid-Atlantic Ridge from Iceland to the Equator. Data are from the Supplementary Table, our unpublished results and the Petrological Database of the Ocean Floor (PETDB) of Lamont Doherty Earth Observatory. FZ, fracture zone.

Figure 2 Geometry of the passive-flow model. The bases of the rigid plates represent the upper boundary layer in our plate-thickening passive mantle flow model. The model shown was obtained by iteratively solving the mantle temperature field at each time step, starting from a constant-thickness plate-flow model. The computed thickness of the African plate lithosphere at the ERRS transform intersection is ~50 km. Mantle flow velocities were estimated by solving a steady-state corner flow in a computational frame 2,048 × 1,024 km wide and 150 km deep (using a grid with 2 × 2 km spacing for each 1 km depth increment), assuming an incompressible homogeneous and isoviscous mantle. Mantle temperatures were predicted by solving the steady-state advection-diffusion equation, using an over-relaxation upwind finite difference method with variable grid spacing (512 × 256 × 101), and highest grid resolution (1 km) at the plate boundaries²⁸. Temperature solutions were found assuming 0 °C at the sea floor and 1,330 °C at 150 km depth, assuming the presence of an equatorial MAR cold spot^{11,12}.

Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems

F.W. Cruz Jr.^{a,b,*}, S.J. Burns^a, I. Karmann^b, W.D. Sharp^c, M. Vuille^a

^a Department of Geosciences, Morrill Science Center, University of Massachusetts, Amherst, MA 01003, USA

^b Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo-SP, Brazil

^c Berkeley Geochronology Center, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA

Received 4 November 2005; received in revised form 9 June 2006; accepted 9 June 2006

Available online 14 July 2006

Editor: R.D. van der Hilst

Abstract

Two high-resolution oxygen isotope records of speleothems from caves located in subtropical Brazil provide a broad view of regional climate variations and related forcing during the late Pleistocene and Holocene. Here, we present a new record precisely dated by U-series extending back to 131 kyr BP from a speleothem collected in Santana Cave. Comparison with the 116 kyr BP record from Botuverá Cave confirms that the seasonal change in regional rainfall distribution is primarily controlled by variations in summer insolation on Milankovitch timescales. However, significant negative anomalies of $\delta^{18}\text{O}$ from 60 kyr BP to 10 kyr BP in the records suggest that the Northern Hemisphere glacial boundary conditions, in particular Heinrich events, impacted the mean location and/or convective activity of the South American summer monsoon (SASM), resulting in enhanced transport of depleted moisture from the Amazon Basin into the region. In addition, comparison of the two records indicates a steep north–south gradient in $\delta^{18}\text{O}$ of rainfall throughout, which is interpreted as reflecting different relative contribution of extratropical and monsoonal precipitation to the two locations. For some time periods, more pronounced negative $\delta^{18}\text{O}$ anomalies occur in the northern part and more positive anomalies in the southern part of the region, which appear to be associated with more abundant monsoonal and extratropical rainfall, respectively. The last interglacial period is characterized by the highest $\delta^{18}\text{O}$ values in the entire St8 record, indicating a dominance of extratropical winter rainfall and thus, the most northward position of the summer SASM for the last 131 kyr BP.

© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: speleothems; paleoclimate; insolation; stable isotopes; Brazil; last interglacial

1. Introduction

The subtropical Atlantic coast in Brazil is an excellent location for investigating past changes in the atmospheric circulation because it is a region where tropical and extratropical air masses intensely interact. Such interactions

* Corresponding author. Department of Geosciences, Morrill Science Center, University of Massachusetts, Amherst, MA 01003, USA. Tel./fax: +1 413 545 0659.

E-mail address: fdacruz@geo.umass.edu (F.W. Cruz).

are faithfully recorded in speleothems [1]. Reconstructing atmospheric circulation is possible because the $\delta^{18}\text{O}$ of rainfall, cave drip waters and related speleothems reflect primarily regional changes in the relative contributions of two moisture sources, isotopically enriched winter versus isotopically depleted summer rainfall. On an annual basis, the change from summer to winter moisture sources is due to a seasonal shift from a more monsoonal regime in summer to a more extratropical regime in winter. On longer timescales, changes in speleothem $\delta^{18}\text{O}$ reflect changes in the mean location of and intensity of convection within the South American Summer Monsoon (SASM), which controls the amount of summer precipitation in the region [2].

The extratropical circulation regime is responsible for a significant fraction of the regional precipitation during the winter and early spring (May to September) as a result of migratory cyclones along the subtropical Atlantic coast [3,4]. These rainfall events show relatively high values of $\delta^{18}\text{O}$ because they incorporate a larger fraction of moisture derived from the neighboring Atlantic Ocean [2]. On the other hand, the warm-season precipitation

from late September to April is associated with the activity of the South American Summer Monsoon (SASM; [5,6]). An important feature of the SASM is the South American Convergence Zone (SACZ), a NW–SE elongated band of enhanced convective activity emanating from the Amazon basin and extending into subtropical latitudes and over the Atlantic Coast (Fig. 1) during the peak of monsoon [7].

The SASM accounts for over 80% of the annual mean precipitation at the center of SACZ activity at about 23°S , over Rio de Janeiro city and for 50% of the total summertime precipitation south of 25°S along the coast [8]. The monsoonal rainfall exhibits relatively low values of $\delta^{18}\text{O}$ because it incorporates a higher fraction of depleted moisture that is transported from the distant Amazon Basin to the Brazilian subtropics [2] by the South American low-level jet [7]. In addition, the availability of depleted moisture from distal sources in this region tends to be proportional to the degree of rainout of ^{18}O over the Amazon Basin, which is enhanced during more intense phases of the SASM [9,10].

Fig. 1. Long-term mean (1979–2000) Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP, [28]) seasonal precipitation totals (in mm) for December–February (left) and June–August (right). Precipitation over SE Brazil in DJF is related to the southward expansion and intensification of the South American summer monsoon, while in JJA precipitation is of extratropical nature and associated with midlatitude cyclonic activity over the South Atlantic. Numbers in the figure indicate locations mentioned in text: 1 – IAEA station in Rio de Janeiro, Brazil; 2 – Santana cave; 3 – Botuverá Cave; 4 – IAEA station in Porto Alegre, Brazil; 5 – IAEA station in Buenos Aires, Argentina.

Large-scale processes within tropical and subtropical Brazil can influence modern precipitation climatology on distinct timescales, due to factors such as atmosphere–ocean interactions [11,12] and the intensity of the extra-tropical cold air incursions into the tropics [4,8]. During the late Pleistocene the moisture flux convergence and precipitation development is dominantly controlled by the amount of incoming summer solar radiation and to a lesser degree by millennial scale variations in the Northern Hemisphere [1]. However, a broader reconstruction of the regional circulation features in the past depends on comparisons between well-dated high-resolution records of paleoprecipitation. Here, we describe similarities and differences in the seasonal precipitation distribution over the past 131 kyr BP based on stable oxygen isotope records of speleothems from caves situated at $\sim 24^\circ\text{S}$ and $\sim 27^\circ\text{S}$ in subtropical Brazil. Comparison of the two records allows us to assess differences in the response of regional atmospheric circulation patterns to variations of precession-driven insolation versus remote forcings.

2. Study site, sample description and methods

This study used two speleothems collected in the Santana cave (St8, $24^\circ 31' 51''\text{S}$; $48^\circ 43' 36''\text{W}$) and one in the Botuverá cave (Bt2, $27^\circ 13' 24''\text{S}$; $49^\circ 09' 20''\text{W}$), which are located 300 km apart in southeastern and southern Brazil, respectively (Fig. 2). These caves are 6300 m and 1200 m long and were developed in low

metamorphic grade limestones of the Meso to Neoproterozoic Açungui and Brusque Groups, respectively [13]. The present-day climate in both cave sites is sub-tropical humid, with nearly saturated mean relative humidity and rainfall that is uniformly distributed throughout the year [14]. The mean annual precipitation (MAP) from 1972 to 2004 at a meteorological station located 7 km from the entrance of Santana cave was 1589 mm (source DAEE: www.dae.sp.gov.br). MAP from 1911 to 1966 at a meteorological station 40 km from Botuverá Cave and at similar altitude was 1752 mm (source Climerh-Epagri, 2004, personal communication). The external mean annual temperatures (MATs) at Santana and Botuverá cave sites during 2000 and 2002 were 18.6°C and 18.9°C , respectively, in close agreement with measured internal MATs of 18.6°C and 19.0°C . The caves are located at the transition between the Atlantic coastal plain and the Brazilian plateaus: Santana cave is at an elevation of 550 m adjacent to the Serra do Mar and Botuverá cave at 250 m adjacent to Serra Geral (Fig. 2). Dense, tropical Atlantic rainforest and mature, clay-rich soils a few meters thick cover both areas.

St8 and Bt2 stalagmites are candle-like calcite stalagmites 167 cm and 70 cm tall, which were still active at the time of sampling (Fig. 3). They were collected at the end of each cave's main gallery and approximately 1500 m and 300 m from their only respective entrances and 300 and 110 m below the surface, respectively. The St8 age model is constrained by 31 ages measured at the Berkeley Geochronology Center (USA), using

Fig. 2. Location map of the study sites in south and southeastern Brazil. Botuverá and Santana caves are located at the transition between Atlantic coastal plain and the Serra do Mar and/or Serra Geral plateaus. The altitude at the surface above the caves varies from 230 to 700 m a.s.l.

Fig. 3. Image and sketch of the St8 and Bt2 speleothems longitudinal slabs. The circles indicate the samples extracted for geochronology. St8 growth axis is indicated on the sketches with lines perpendicular to the speleothem laminations (subhorizontal concave lines).

conventional chemical and thermal ionization mass spectrometry (TIMS) techniques (Table 1; Fig. 4). Its stable oxygen isotope long-axis profile is based on 658 measurements performed at the University of

Massachusetts. Samples preparation and experimental procedures used for both geochronology and stable oxygen and carbon isotopes analysis for St8 stalagmite was as described by Cruz et al. [1] for Bt2 sample. Both

Table 1
Dating results for speleothem St8

Sample	mm ^a	Wt. (mg)	U (ppm)	²³² Th (ppb)	⁽²³⁰ Th/ ²³² Th)	Measured		Detritus-corrected ^b		Age ^c (10 ³ yr)	Initial ^d (²³⁴ U/ ²³⁸ U)
						(²³⁰ Th/ ²³⁸ U)	(²³⁴ U/ ²³⁸ U)	(²³⁰ Th/ ²³⁸ U)	(²³⁴ U/ ²³⁸ U)		
St8-8a	78	209.15	0.121	0.131	15.39	0.054±0.002	1.736±0.007	0.051±0.002	1.738±0.008	3.3±0.16	1.745±0.009
St8-10a	100.5	409.06	0.165	0.091	42.72	0.077±0.003	1.737±0.005	0.076±0.003	1.738±0.005	4.9±0.22	1.748±0.005
St8-13a	137.8	403.69	0.093	0.067	43.14	0.101±0.002	1.734±0.005	0.099±0.002	1.735±0.005	6.4±0.17	1.749±0.005
St8-14a	145.3	427.56	0.142	0.066	74.53	0.114±0.003	1.719±0.009	0.113±0.003	1.72±0.009	7.4±0.18	1.735±0.009
St8-15a	176.9	212.06	0.159	0.076	99.16	0.155±0.006	1.704±0.005	0.154±0.006	1.705±0.005	10.3±0.45	1.726±0.005
St8-18a	208.9	211.55	0.134	0.574	14.61	0.206±0.004	1.718±0.007	0.196±0.006	1.727±0.009	13.1±0.45	1.755±0.008
St8-21a	261	419.88	0.095	0.090	72.81	0.228±0.009	1.717±0.003	0.226±0.009	1.719±0.004	15.2±0.68	1.750±0.004
St8-22b	281	470.6	0.058	0.031	159.962	0.28±0.006	1.744±0.012	0.279±0.006	1.745±0.012	18.74±0.44	1.786±0.012
St8-24a	310.9	418.9	0.147	0.023	637.113	0.33±0.003	1.702±0.006	0.33±0.003	1.703±0.006	23.1±0.25	1.750±0.006
St8-25a	327	400	0.166	0.130	144.735	0.372±0.006	1.692±0.009	0.371±0.006	1.693±0.009	26.5±0.54	1.747±0.009
St8-26a	337.7	210.08	0.215	0.149	164.372	0.375±0.006	1.697±0.003	0.373±0.006	1.698±0.003	26.6±0.52	1.753±0.003
St8-27a	352	422.18	0.142	0.023	680.766	0.363±0.004	1.681±0.011	0.362±0.004	1.686±0.011	25.9±0.36	1.738±0.012
St8-29a	379.1	208.25	0.140	0.078	200.328	0.366±0.003	1.68±0.008	0.365±0.003	1.681±0.008	26.2±0.31	1.733±0.009
St8-36a	475.5	423.02	0.140	0.022	742.457	0.396±0.004	1.654±0.006	0.396±0.004	1.654±0.006	29.2±0.39	1.710±0.006
St8-40a	555.2	420.74	0.041	0.040	134.898	0.437±0.012	1.616±0.009	0.435±0.012	1.618±0.009	33.3±1.11	1.679±0.01
St8-44a	621	210.12	0.050	0.111	71.049	0.52±0.020	1.595±0.012	0.517±0.020	1.599±0.012	41.4±1.95	1.673±0.013
St8-49b	691	364.43	0.051	0.048	200.001	0.616±0.014	1.606±0.008	0.615±0.014	1.607±0.008	50.7±1.49	1.701±0.009
St8-54a	775	211.64	0.114	0.049	443.827	0.626±0.013	1.582±0.004	0.626±0.013	1.582±0.004	53.0±1.41	1.677±0.005
St8-58a	837	364.36	0.119	0.034	736.056	0.684±0.009	1.569±0.013	0.684±0.009	1.569±0.013	59.9±1.23	1.674±0.014
St8-59a	860	211.9	0.123	0.106	259.071	0.734±0.016	1.55±0.007	0.734±0.016	1.551±0.007	66.7±2.0	1.666±0.008
St8-62a	903	421.14	0.113	0.049	517.720	0.734±0.009	1.561±0.008	0.734±0.009	1.562±0.008	66.1±1.2	1.677±0.009
St8-68b	1053	421.03	0.14	0.037	896.2	0.804±0.007	1.548±0.006	0.804±0.007	1.549±0.006	75.6±0.9	1.680±0.006
St8-84a	1220	209.27	0.082	0.042	486.493	0.816±0.010	1.505±0.011	0.815±0.010	1.506±0.011	80.4±1.6	1.635±0.012
St8-85a	1240	415.26	0.12	0.031	982.7	0.861±0.011	1.513±0.014	0.86±0.010	1.513±0.014	86.2±2.0	1.655±0.016
St8-85b	1244	407.98	0.08	0.026	868.5	0.95±0.011	1.498±0.006	0.95±0.011	1.498±0.006	101.7±2.0	1.664±0.007
St8-88a	1274	419.97	0.096	0.038	742.045	0.968±0.014	1.482±0.005	0.968±0.014	1.482±0.005	106.6±2.5	1.653±0.007
St8-101a	1450	210.39	0.098	0.134	215.687	0.97±0.018	1.453±0.006	0.97±0.018	1.455±0.006	110.5±3.4	1.623±0.009
St8-102	1527.3	390.61	0.05	0.122	120.9	1.028±0.010	1.527±0.016	1.028±0.010	1.531±0.017	111.0±2.8	1.727±0.019
St8-103	1577	435.54	0.10	0.111	284.8	1.059±0.012	1.486±0.003	1.059±0.012	1.488±0.003	122.8±2.4	1.691±0.006
St8-104	1597.2	449.61	0.12	0.739	52.2	1.101±0.012	1.532±0.008	1.103±0.013	1.542±0.009	123.1±2.8	1.768±0.011
St8-105	1671	399.69	0.12	0.356	113.5	1.11±0.007	1.497±0.004	1.112±0.007	1.502±0.005	131.3±1.6	1.728±0.006

All ratios are activity ratios.

^a Distance from the top of speleothem.

^b Corrected for detrital U and Th with ²³²Th/²³⁸U = 1.21±50%, ²³⁰Th/²³⁸U = 1.0±10%, ²³⁴U/²³⁸U = 1.0±10% (zero error correlations).

^c The age uncertainties are at 95% confidence limits.

^d Backcalculated from the present-day, detritus-corrected ²³⁴U/²³⁸U, and the ²³⁰Th/U age.

stalagmites have an average resolution of ~150 yrs. Oxygen isotope ratios are expressed in δ notation, the per mil deviation from the VPDB standard.

The St8 stalagmite is entirely formed by transparent rhombohedral calcite (confirmed by X-ray diffraction) with no clearly visible laminations and does not show evidence of secondary mineral alteration, such as corrosion features and recrystallization. Through transmitted light imaging of St8 it was possible to see a discrete banding, and pristine primary structures perpendicular to the growth axis (Fig. 3). St8 exhibits frequent shifts in growth axis direction caused by slight lateral dislocations of the drip point over the depositional surface. In addition, a complex pattern of parallel growth of two stalagmites was observed in some parts of the sample. The identification of these features was of great

importance in delimiting the stable isotope profile and choosing representative samples for geochronology. For instance, areas showing contemporaneous parallel growth were identified in St8 between geochronology samples 25a to 29a and 58a to 62a and the continuity of the profile has been indicated by arrows in the stalagmite sketch (Fig. 3).

3. Results

3.1. Stable isotopic composition of precipitation; cave drip water and modern speleothems

Although stable oxygen isotope ratios in data from IAEA–GNIP stations along the Atlantic coast of South America between 23° and 34°S, in Rio de Janeiro, Porto

Fig. 4. Age versus depth model for stalagmite St8. Error bars are 95% confidence limits. The solid line connecting the data points is the linear interpolation used to calculate ages of individual oxygen isotope data points.

Alegre and Buenos Aires, reveal similarities among their isotopic variations, there are significant differences in the relative importance of factors controlling the regional rainfall isotopic composition (Figs. 1 and 5). The mean annual rainwater $\delta^{18}\text{O}$ value is -4.1‰ in Rio de Janeiro and -4.82‰ in both Porto Alegre and Buenos Aires Stations. The monthly variability is marked by more enriched values (between -4.5‰ to -2‰) from June to September and more depleted values (between -4.5‰ to -7.5‰) from December to May, respectively (Fig. 5; [15]). Nevertheless, the rainfall amount effect is only considered a dominant factor influencing the isotope signature of rainfall in Rio de Janeiro (23°S ; [2]), where extratropical precipitation is almost negligible [4]. In contrast, the rainfall composition over the region farther to the south is mostly affected by the seasonal alternations in the relative contribution of local (more enriched) and distal (more depleted) moisture sources during the prevalence of extratropical and monsoonal rainfall regimes, respectively [2]. Furthermore, the influence of temperature variations on isotopic fractionation of rainfall is a minor factor, not just in the study region, but also over most of the continent [9].

Comparisons of cave waters and modern speleothems collected in Santana and Botuverá caves reveal a significant meridional gradient in the oxygen stable isotopic composition. The $\delta^{18}\text{O}$ of both water and speleothems from Botuverá are more enriched than those from Santana cave by approximately 1‰ . The mean $\delta^{18}\text{O}$ values in the latter cave are $-5.34 \pm 0.40\text{‰}$ (SMOW, $n=101$) and $-5.72 \pm 0.31\text{‰}$ (PDB, $n=19$), while in the former cave they are $-4.28 \pm 0.28\text{‰}$ (SMOW, $n=12$) and

$-4.49 \pm 0.42\text{‰}$ (PDB, $n=12$), for drip water and modern speleothems, respectively. These differences in $\delta^{18}\text{O}$ have been attributed to changes in the regional rainfall composition as evidenced by the monitoring program performed for soil and cave waters in Santana cave [2]. Results suggest that the more enriched values at Botuverá are due to a larger relative contribution of Atlantic moisture and less Amazonian moisture than at Santana. Botuverá has $\sim 20\%$ more precipitation during winter to early spring (July to September) and $\sim 27\%$ less during summer than Santana (December to February). Groundwater enrichment due to evaporation is unlikely to occur in soil surface or in galleries of Botuverá cave, because its geological/hydrological setting is similar to Santana and is situated in an even wetter area with no defined dry periods. Simultaneous and relatively rapid variations in $\delta^{18}\text{O}$ of water from soil and drip sites showing very contrasting mean discharges and located at depths from 100 m to 300 m in Santana Cave also revealed that

Fig. 5. Data from IAEA stations Rio de Janeiro, Porto Alegre and Buenos Aires [15], (a) monthly rainfall amount, (b) weight mean monthly $\delta^{18}\text{O}$.

processes like effective mixing between newly infiltrated and old waters stored in the aquifer above cave and CO_2 degassing are unlikely to be a major factor affecting the isotopic composition of drip waters and consequently the calcite in stalagmites; otherwise different responses of infiltrated waters due to variations time of residence and rate of degassing should be expected between slow and fast dripping speleothems [2].

Contrary to expectations, the mean annual $\delta^{18}\text{O}$ at Rio de Janeiro station is slightly higher than at Porto Alegre, where extratropical precipitation dominates over monsoon-related precipitation [15]. This is likely because strong rainout over the Amazon basin will lead to residual water vapor which is more depleted in ^{18}O and hence the residual moisture could produce very depleted rains, even if the total precipitation is reduced [10]. Such a scenario could explain the depleted $\delta^{18}\text{O}$ values during the relatively dry months of March and April at Porto Alegre station (Fig. 5). According to Vuille and Werner [10], the degree of rainout during moisture transport is considered to be more important than the “rainfall amount effect” in this region so that very negative $\delta^{18}\text{O}$ values can result from an enhancement in the transport of distal moisture during a strong SASM. Therefore, we suggest that this mechanism produces the anomalously negative mean annual $\delta^{18}\text{O}$ values at Porto Alegre and the surrounding area. Hence the isotope ratios of cave drip waters capture the changes in the balance between the types of precipitation because they basically rely on the proportion of rainwater infiltrated from distinct seasons. Thus the apparent $\delta^{18}\text{O}$ gradient between Botuverá and Santana in both drip waters and modern speleothems is connected to the regional precipitation patterns and moisture sources.

3.2. Oxygen isotopic composition of fossil speleothems

The stable oxygen isotope profile of stalagmite St8 is presented in Fig. 6. The new $\delta^{18}\text{O}$ dataset of St8 stalagmite is detailed below and discussed later together with the previously published Bt2 stalagmite record [1]. St8 covers most of the last 131 kyr BP, except for the hiatus from 103 to 88 kyr BP, and includes much of the last interglacial phase, an interval that has not yet been documented in other paleoclimate studies of the region. The oxygen isotope ratios for stalagmite St8 range from -8.00‰ to -0.74‰ (mean value $= -5.09\text{‰}$) with an apparent cyclicity of ~ 20 kyr BP, which was also observed in the Bt2 record from Botuverá cave (Fig. 6). Despite the proximity of cave sites, there is a substantial difference in mean values between St8 records and Bt2 of about 2 ‰, with consistently higher $\delta^{18}\text{O}$ values in the latter.

Overall, the oxygen isotopic time series from stalagmites St8 and Bt2 are very similar (Fig. 6). In both records, a strong covariance with insolation can be observed, and much millennial-scale variability is also shared between the records. The good match between records indicates that the St8 age model is generally sound, despite the complex internal stratigraphy of this stalagmite. For one part of the St8 record, however, differences in the absolute age of the abrupt transition from more to less negative values at around 84 kyr BP, suggest that the St8 chronology may be affected by shifts in the growth axis position. We find it unlikely that a true age difference of several thousand years for this transition exists between the two records because they are only 300 km distant from one another. Other differences in the age models of the two records are within the errors of the measured age determinations.

The $\delta^{18}\text{O}$ values in St8 change in parallel with Southern Hemisphere summer insolation throughout the record. For the last 70 kyr BP, however, this cyclicity is not as well defined as in Bt2, especially during the positive phases of summer insolation. The highest $\delta^{18}\text{O}$ values occur at time intervals 131–113 kyr BP, 106–102 kyr BP, 81–77 kyr BP and during Holocene from 10 to 3 kyr BP, with the lowest $\delta^{18}\text{O}$ values occurring at present, 113–107 kyr BP, 67–60 kyr BP, 47–37 kyr BP and 20–15.5 kyr BP. Superimposed on the St8 20 kyr BP cycles are millennial to centennial $\delta^{18}\text{O}$ events, recognizable by fluctuations between 0.8‰ and 1.5‰ that are nearly coincident with variations seen in the Bt2 and also with Northern Hemisphere ice-core $\delta^{18}\text{O}$ records on the same timescale. However, some short-lived $\delta^{18}\text{O}$ peaks in Bt2 are not present in St8, such as those observed around 113 kyr BP, 65 kyr BP and less pronounced during the Bølling–Allerød (BA) event, at about 14 kyr BP (Fig. 6). On the other hand, the millennial scale lows in St8 are sometimes longer and more intense than in Bt2 as seen at around 56 kyr BP and during the equivalent of the Younger Dryas (YD) at about 12–11 kyr BP.

Fig. 7 shows the anomalies (record $\delta^{18}\text{O}$ mean-individual values) of the oxygen isotope ratios for both St8 and Bt2 compared with summer insolation at 30°S in order to provide a more realistic comparison of temporal variability between records. It is clear that both anomaly curves reproduce the overall pattern and amplitude of insolation but important differences remain. The anomalies in Bt2 match the amplitude of insolation remarkably well, with exception of rather negative anomalies at 47–40 kyr BP and 18–14 kyr BP and less positive anomalies at 34–27 kyr BP. Less agreement is observed from a similar comparison for St8, for example at 125–118 kyr BP and between 60 and 15 kyr BP. At the former

Fig. 6. Comparison between (a) February insolation at 30°S [29]; (b) oxygen isotopes of the NGRIP ice core from Greenland [30]; oxygen isotopes of Bt2 (c) and St8 (d).

Fig. 7. February insolation at 30°S and $\delta^{18}\text{O}$ anomaly for Bt2 and St8 speleothems.

interval the anomaly peak is more positive than the insolation envelope and at the latter the negative anomalies are markedly dominant, even during the minima in insolation.

4. Discussion

As was the case for stalagmite Bt2, we interpret the oxygen isotope ratios of St8 to be primarily a function of rainfall moisture source during late Pleistocene. This interpretation requires that the calcite in St8 was deposited in or very near to isotopic equilibrium with the cave drip water. Isotopic equilibrium is evidenced by the lack of correlation between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ along its growth axis ($r^2=0.003$) and present-day isotopic and climatic relationships obtained for the Santana cave system [2]. In addition, the relatively large range of variation in St8 $\delta^{18}\text{O}$ of about 7‰ suggests that temperature is not the dominant

control on oxygen isotopic composition, as commonly observed in the sub(tropical) caves, because the fractionation factor between calcite and water is only $-0.24\text{‰}/^\circ\text{C}$ [16]. Therefore, we suggest that the isotopic signals in our speleothems are primarily a function of the relative contribution from distal (Amazon Basin) and local (Atlantic Ocean) sources, a feature closely linked to the variations in the meridional transport of air masses between tropical and midlatitudes. Increases and decreases in the isotopic values reflect higher proportions of extratropical and monsoonal precipitation infiltrating in the cave system, during the winter and summer periods, respectively.

Differences in the absolute isotopic ratios in the two speleothems are consistent with modern spatial $\delta^{18}\text{O}$ variability caused by latitudinal gradients in the dominant precipitation source. The $\delta^{18}\text{O}$ is always more depleted in St8 than in Bt2 by about 2‰, which implies that a steep latitudinal gradient of $\delta^{18}\text{O}$ persisted through the late

Quaternary. This is in agreement with the $\delta^{18}\text{O}$ composition of drip waters and modern speleothems from the study caves [2]. Systematic regional differences in mean absolute values and variations of $\delta^{18}\text{O}$ in our study are significantly higher than those observed in other speleothem studies performed in China [17] and in Israel [18,19]. This gradient is presumably maintained by a higher contribution of winter rainfall precipitation and a lower contribution of summer rainfall at Botuverá cave site than at Santana, as shown by modern climatology (Fig. 1). We argue that the differences in both mean values and short-term variations in $\delta^{18}\text{O}$ of our speleothems cannot be attributed to smoothing due to water mixing in relatively thick unsaturated zone because the variations of rainwater isotopic composition can be rapidly transmitted to the waters forming speleothems even at depths between 100 and 300 m [2].

Furthermore, it is interesting to note that the speleothem records present a striking similarity from 115 kyr BP to 60 kyr BP during the period of high amplitude of summer insolation but significant differences from 60 kyr BP to 10 kyr BP, a period when insolation shows much lower amplitude of variation (Fig. 7). The largest $\delta^{18}\text{O}$ differences between the two records are the result of negative anomalies in St8 during periods of lowest insolation, when one could expect positive anomalies. The seasonal patterns of mean precipitation could be altered by decreasing the relative amount of enriched rainfall during the winter or by a relative increase in depleted rainfall during the summer. The former case is unlikely to occur because the cyclonic events triggering the winter precipitation affect the sites to the same extent [4], while the latter is broadly consistent with the differences in summer rainfall variability over the region. Indeed it has been reported that positive anomalies in summer precipitation are at times limited to the area north of 25°S near the center of SACZ activity without a counterpart to the south of 25°S [11,20,21].

The $\delta^{18}\text{O}$ variations in both records cannot be explained solely in terms of insolation forcing alone. For example, anomalies at 45–39 kyr BP and 19–15 kyr BP are considerably more negative than those observed in other maxima in solar radiation at around 70 kyr BP and the present-day, although no significant differences in amplitude of insolation are observed in the last 70 kyr BP. Similarly, the anomalies at 32–25 kyr BP and at 8 kyr BP, during insolation minima, are quite different in magnitude. Other factors that could affect these anomalies are the atmosphere–ocean interactions in south Atlantic as reported by modern climatology [11,12] and a remote control by Northern Hemisphere glacial boundary conditions on the ITCZ position [22]. We exclude the first

possibility because unlike the $\delta^{18}\text{O}$ in the speleothems, SSTs in the South Atlantic do not show significant variations over this time period [23]. The second factor is more likely because an ITCZ positioned farther south could enhance the moisture supply and lead to more intense convection over the Amazon Basin. The coincidence of greatest negative anomalies in both records with the timing of Heinrich events supports this interpretation. Most of the negative anomalies in our records are also coincident with pluvial events recorded by speleothem growth in Northeastern Brazil [24]. For example negative anomalies at around 110 kyr BP, 88 kyr BP, 60–70 kyr BP, 40 kyr BP and 15 kyr BP all coincide with speleothem growth in northeastern Brazil [24].

Wang et al. suggested that the confluence of Heinrich events and maxima in Southern Hemisphere summer insolation resulted in southerly shifts in the location of the ITCZ, which brought greatly increased rainfall to northeast Brazil. Similarly, the increased ice volume and decreased temperature in the high northern latitudes during Heinrich events result in a greater contribution of summer rainfall to our study area beyond the variations imposed by changes in Southern Hemisphere summer insolation alone [1]. In addition, our data suggest that Northern Hemisphere ice volume and temperatures not only influence the mean position of the ITCZ but also result in a shift in the mean position of the SACZ.

The relatively low $\delta^{18}\text{O}$ values observed in our records from 60 kyr BP to 19 kyr BP indicate that Northern Hemisphere ice volume and temperature influence SASM/SACZ activity in the region for this entire period, resulting in more persistent summer rainfall even during S.H. low insolation phases. This interpretation is in agreement with the wettest conditions recorded at the same period in Salar de Uyuni, an area in the Bolivian Altiplano where precipitation equally depends on SASM activity [25].

The St8 stalagmite provides information on climate during the last interglacial period in South America, which has not yet been documented in other absolutely dated records over the continent except for the Salar de Uyuni record [25]. In our data, this period is marked by a dominance of extratropical over monsoonal precipitation, as interpreted from the remarkably enriched $\delta^{18}\text{O}$ values of St8 starting at the stalagmite bottom at approximately 131 kyr BP until about 118 kyr BP. The $\delta^{18}\text{O}$ variations can be separated into two phases throughout this period: a first phase from 131 to ~125 kyr BP with values at a level of -3.9‰ , that are substantially more enriched than the record mean (-5.08‰) and a second phase marked by values above -3‰ , which are the maximum values found in the record (Fig. 6). The last phase starts abruptly at ~125 and terminates at ~112 kyr BP.

Fig. 8. Comparison between (a) February insolation at 30°S; (b) Vostok deuterium from Antarctica [31]; (c) Vostok deuterium excess [27]; (d) oxygen isotopes of St8.

The timing and pattern of climate variation observed in the St8 record is quite different from most other climate records for this time period. The peak last interglacial period, in terms of temperature and sea level, is generally considered to be from 130 kyr BP to 120 kyr BP, with perhaps an error on either of these two dates of about 1000 yrs [26]. Thus, we would expect a transition from less to more negative $\delta^{18}\text{O}$ values to occur in St8 at about 120 kyr BP in response to both increasing Southern Hemisphere summer insolation and decreasing Northern Hemisphere temperatures. These factors should act to move the ITCZ south during the transition from MIS 5e to 5d. Instead, a very large, rapid decrease in St8 $\delta^{18}\text{O}$ occurs much later at ~ 112 kyr BP. Interestingly, the pattern found in the St8 isotopic record during this time is similar to the deuterium excess record from the Vostok ice core (Fig. 8).

We argue that the $\delta^{18}\text{O}$ anomalies during the optimum of the last interglacial period in Brazil are too high to be caused only by insolation and that other factors should be also considered (Fig. 7). The mechanism explaining this additional increase in $\delta^{18}\text{O}$ and hence in winter precipitation must be related to an enhancement of the extratropical circulation, probably induced by higher meridional temperature/pressure gradients. In the Vostok ice core, the high deuterium-excess observed between 126 and 103 kyr BP (Fig. 8) has been interpreted in a similar way [27]. This mechanism is also consistent with the fact that both water vapor transport toward Antarctica and the dynamics of the winter precipitation regime over the Brazilian subtropics are strongly influenced by meridional shifts of the atmospheric circulation over the Southern Hemisphere.

5. Conclusions

A comparison of the oxygen isotope ratios between the two stalagmites from southern and southeastern Brazil, St8 and Bt2, shows a good match between the two records and indicates a dominant control of summer insolation on long-term seasonal changes in rainfall over subtropical Brazil. However, it is also clear that significant differences in the $\delta^{18}\text{O}$ mean values and variability occur on both long-term and millennial times scales. Higher values of $\delta^{18}\text{O}$ in Bt2 than in St8 are consistent with the results of modern monitoring of drip waters and modern speleothems from the two caves [2] and suggest that a steep gradient of $\delta^{18}\text{O}$ has been maintained in the region since 116 kyr BP due to more abundant enriched extratropical and depleted monsoonal rainfall at the southern and northern cave site, respectively. The last interglacial period is marked by highest values of $\delta^{18}\text{O}$ in St8 and indicates a

typical extratropical regime with rainfall events occurring mainly in the winter.

The analysis of $\delta^{18}\text{O}$ anomalies from our speleothems demonstrates that summer insolation cannot explain all the negative anomalies observed in the record. We consider that part of these anomalies resulted from an additional control exerted by the Northern Hemisphere glacial boundary conditions, in particular during Heinrich events, on the SASM by displacing the SACZ further south than could be expected by insolation forcing alone. This information can be fundamental for understanding the factors controlling the past activity of SASM. In addition, the presence or absence of millennial-scale events and the differences in their magnitude in subtropical Brazil highlight their dependence on regional climate factors such as differences in seasonal rainfall distribution. These results suggest that caution is needed when interpreting the intensity and global extension of abrupt climate events in the Southern Hemisphere without making a regional comparison. In some cases the response of the climate system to a specific event can differ from place to place due to the influence of local climate factors.

Acknowledgement

We thank the Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Brazil, for financial support of this research (Grant 99/10351-6 to I. Karmann and scholarship to F.W. Cruz, Jr.). We are grateful to Françoise Vimeux for providing the deuterium excess data set of Vostok ice core. We thank the helpful comments and suggestions by two anonymous reviewers. We thank to Ray Bradley for revising the manuscript. The field work and stalagmite collection was executed with authorization of Brazilian environmental Department administration, IBAMA/CECAV and PETAR State Park. We thank Jurandir Santos and Wanderley Saturnino (*in memoriam*) for helping us in the field.

References

- [1] F.W. Cruz, S.J. Burns, I. Karmann, W.D. Sharp, M. Vuille, A.O. Cardoso, J.A. Ferrari, P.L. Silva Dias, O. Viana Jr., Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil, *Nature* 434 (2005) 63–66.
- [2] F.W. Cruz, I. Karmann, O. Viana Jr., S.J. Burns, J.A. Ferrari, M. Vuille, A.N. Sial, M.Z. Moreira, Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: implications for paleoclimate inferences from speleothems, *Chem. Geol.* 220 (2005) 245–262.
- [3] M.A. Gan, V.B. Rao, Surface cyclogenesis over South America, *Mon. Weather Rev.* 119 (1991) 1293–1302.
- [4] C.S. Vera, P.K. Vigliarolo, E.H. Berbery, Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America, *Mon. Weather Rev.* 130 (2002) 684–699.

- [5] J. Zhou, K.M. Lau, Does a monsoon climate exist over South America? *J. Clim.* 11 (1998) 1020–1040.
- [6] M.A. Gan, V.E. Kousky, C.F. Ropelewski, The South American monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil, *J. Clim.* 17 (2004) 47–66.
- [7] L.M.V. Carvalho, C. Jones, B. Liebmann, The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall, *J. Clim.* 17 (2004) 88–108.
- [8] R.D. Garreaud, J.M. Wallace, Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America, *Mon. Weather Rev.* 126 (1998) 2713–2733.
- [9] M. Vuille, R.S. Bradley, M. Werner, R. Healy, F. Keimig, Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls, *Journal of Geophysical Research* 108 (D6) (2003) 4174, doi:10.1029/2001JD002038.
- [10] M. Vuille, M. Werner, Stable isotopes in precipitation and the South American summer monsoon – observations and model results, *Clim. Dyn.* 25 (2005) 401–413, doi:10.1007/s00382-005-0049-9.
- [11] A.W. Robertson, C.R. Mechoso, Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic convergence zone, *Mon. Weather Rev.* 128 (2000) 2947–2957.
- [12] J.N. Paegle, K.C. Mo, Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies, *J. Clim.* 15 (2002) 1389–1407.
- [13] G.C. Campanha, G.R. Sadowski, Tectonics of the southern portion of Ribeira Belt (Aparai Domain), *Precambrian Res.* 98 (1999) 31–51.
- [14] V.B. Rao, K.V. Hada, Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the Southern Oscillation, *Theor. Appl. Climatol.* 42 (1990) 81–90.
- [15] IAEA/WMO, Global Network for Isotopes in Precipitation (GNIP) Database. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 94-005. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA, 1994.
- [16] I. Friedman, J.R. O'Neil, Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest, Data of Geochemistry, United States Geological Survey Professional Paper 440-KK, 1977, pp. 1–12.
- [17] D. Yuan, H. Cheng, R.L. Edwards, C.A. Dykoski, M.J. Kelly, M. Zhang, J. Qing, Y. Lin, Y. Wang, J. Wu, J.A. Dorale, Z. An, Y. Cai, Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon, *Science* 304 (2004) 575–578.
- [18] M. Bar-Matthews, A. Ayalon, M. Gilmour, A. Matthews, C.J. Hawkesworth, Sea–land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals, *Geochim. Cosmochim. Acta* 67 (2003) 3181–3199.
- [19] A. Vaks, M. Bar-Matthews, A. Ayalon, B. Schilman, M. Gilmour, C.J. Hawkesworth, A. Frumkin, A. Kaufman, A. Matthews, Paleoclimate reconstruction based on the timing of speleothem growth and oxygen and carbon isotope composition in a cave located in the rain shadow in Israel, *Quat. Res.* 59 (2003) 182–193.
- [20] J. Nogués-Paegle, K.C. Mo, Alternating wet and dry conditions over South America during summer, *Mon. Weather Rev.* 125 (1997) 279–291.
- [21] A. Díaz, P. Aceituno, Atmospheric circulation anomalies during episodes of enhanced and reduced convective cloudiness over Uruguay, *J. Clim.* 16 (2003) 3171–3186.
- [22] J.C.H. Chiang, M. Biasutti, D.S. Battisti, Sensitivity of the Atlantic Intertropical Convergence Zone to the last glacial maximum boundary conditions, *Paleoceanography* 18 (4) (2003) 1094, doi:10.1029/2003PA000916.
- [23] H. Arz, Dokumentation von kurzfristigen Klimaschwankungen des Spätquartärs in Sedimenten des westlichen äquatorialen Atlantiks, *Ber. Fachbereich Geowiss. Univ. Brem.* 124 (1998) 96 pp.
- [24] X. Wang, A.S. Auler, R.L. Edwards, H. Cheng, P.S. Cristalli, P.L. Smart, D.A. Richards, C.-C. Shen, Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies, *Nature* 432 (2004) 740–743.
- [25] S.C. Fritz, P.A. Baker, T.K. Lowenstein, G.O. Seltzer, C.A. Rigsby, G.S. Dwyer, P.M. Tapia, K.K. Arnold, T.-L. Ku, S. Luo, Hydrologic variation during the last 170,000 years in the Southern Hemisphere tropics of South America, *Quat. Res.* 61 (2004) 95–104.
- [26] G.J. Kukla, et al., Last interglacial climates, *Quat. Res.* 58 (2002) 2–13.
- [27] F. Vimeux, V. Masson, J. Jouzel, M. Stievenard, J.R. Petit, Glacial–interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere, *Nature* 398 (1999) 410–413.
- [28] P. Xie, P.A. Arkin, Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78 (1997) 2539–2558.
- [29] A. Berger, M.F. Loutre, Insolation values for the climate of the last 10 million of years, *Quat. Sci. Rev.* 10 (1991) 297–317.
- [30] North Greenland Ice Core Project members, High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature* 431 (2004) 147–151.
- [31] J.-R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M.L. Bender, J. Chappellaz, M.E. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399 (1999) 429–436.

Enquanto o $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas é controlado principalmente pela quantidade de chuva (*amount effect*) e origem da umidade (no caso extratropical ou da Amazônia), as razões isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) são geralmente associadas aos processos geoquímicos e biológicos que afetam a composição e produção de CO_2 no solo (McDermoth, 2004). Avaliando a variação de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em conjunto com as taxas de crescimento da estalagmite ST8, concluiu-se que o $\delta^{13}\text{C}$ foi controlado principalmente pela atividade biológica no solo na superfície do sistema, o que por sua vez, é influenciado mais pelo efeito temperatura e secundariamente pela pluviosidade (Cruz et al 2006b). Os valores relativamente mais altos de $\delta^{13}\text{C}$, associados à taxas de crescimento menores, permitiram relacionar temperaturas mais amenas no Brasil subtropical no intervalo correspondente ao período glacial. Este resfriamento é provavelmente relacionado à intensificação da circulação extratropical, com a entrada mais frequente e de maior intensidade de frentes frias, corroborado por um incremento de $\delta^{18}\text{O}$ neste período, indicando fonte extratropical de umidade. Durante o período glacial, a curva de variação de $\delta^{13}\text{C}$ exibe periodicidade de de ~40 mil anos, atribuída ao ciclo de obliquidade da órbita terrestre. Esta tendência de resfriamento é interrompida repentinamente a 19 mil anos, com uma queda abrupta nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (principalmente no registro de SC), marcando um ligeiro aquecimento geral do ambiente, acompanhando o período de deglaciação. Esta assinatura do $\delta^{13}\text{C}$ nas estalagmites brasileiras é semelhante a registros lacustres na região Andina (Seltzer et al., 2002; Bush et al., 2004), e também, às variações no excesso de deutério no gelo de Vostok (Vimeux et al., 1999), sugere forte interação da circulação atmosférica entre Antártica e os subtrópicos do Brasil (Cruz et al., 2006). Nesse sentido, os registros de $\delta^{13}\text{C}$ demonstraram o potencial de contribuir para melhor definição do quadro paleoambiental do Quaternário Tardio, juntamente com outros tipos de registros em solo, turfeiras e sedimentos lacustres (Pessenda et al., 2005; De Oliveira et al., 1999; Ledru et al., 2006).

Com os resultados obtidos e publicados a partir destas 2 estalagmites, a linha de pesquisa em paleoclimatologia, com base em espeleotemas, foi estabelecida junto ao grupo de pesquisa em sistemas cársticos, sob liderança do Prof. Dr. Francisco da Cruz, consolidando atualmente uma referência internacional no tema, com o desenvolvimento de projetos e orientação de dissertações e teses, destacando-se uma intensa produção científica, com participação do candidato (Cruz et al., 2009; Strikis et al., 2011; Novello et al., 2012, Strikis et al. 2015; Novello et al, 2016)

Há que se destacar ainda, que devido ao fato da determinação da idade absoluta da precipitação do CaCO_3 nos espeleotemas ser a questão básica que antecede qualquer outro tipo de análise ou interpretação de registros, o grupo de pesquisa vem interagindo

com pesquisadores na área de outros métodos de datação, além do U^{234}/Th^{230} . Esta possibilidade poderá viabilizar a determinação geocronológica de depósitos não adequados ao método U/Th, como p. ex., em materiais com idades que extrapolam o limite máximo de 700 mil anos do U/Th; depósitos com excesso de Th^{230} detrítico (teor elevado de argilo-minerais) ou ainda, espeleotemas com teor muito baixo em U^{234} .

Entre vários testes realizados, o que teve mais sucesso, e controle por idades obtidas por 2 métodos diferentes, foi o publicado em Kinoshita et al., (2005), aplicando o método ESR (Electron Spin Ressonance) em amostras da estalagmite BT2. O ESR forneceu idades de 2.97 ± 0.8 e 2.17 ± 0.8 mil anos para amostras datadas por $^{234}U/^{230}Th$ de $2,37 \pm 0,13$ mil anos. Apesar do resultado significativo, por testar o método e comparar as idades obtidas, a datação por ESR apresentou um erro muito elevado para sua utilização em séries temporais de alta resolução. Mas, não deixa de ser interessante para estimar idades de depósitos antigos de carbonato de cálcio onde nenhum outro método é passível de ser aplicado.

Outro teste realizado e com resultados significativos foi a aplicação do método ^{210}Pb , visando estimar taxas de crescimento recente de estalactites tipo canudo, publicado em Bonnoto et al. (2012). O método baseia-se no acúmulo exponencial do isótopo ^{210}Pb (medido através da atividade do ^{210}Po por contagem alfa, extraído da calcita) ao longo do eixo de crescimento do espeleotema. Utilizou-se uma estalactite tipo canudo coletada no salão das Flores, caverna Santana (SP), com 91 mm de comprimento. A taxa de crescimento longitudinal foi de 1,3 mm/ano, o que forneceu uma idade de 71 anos para este canudo. Apesar de ser um resultado isolado, a taxa de crescimento obtida é coerente com medidas obtidas em locais variados no hemisfério norte, em ambiente temperado, que variam entre 0,1 e 1 mm (Perrette e Jaillet, 2010). A taxa de crescimento mais elevada aqui determinada é atribuída ao ambiente da caverna de Santana, em clima subtropical úmido, com densa cobertura vegetal, o que produz soluções vadosas com elevada concentração de saturação, condicionando um volume maior de calcita precipitada (Karmann, 1994) e, conseqüentemente, crescimento mais rápido.

Os resultados obtidos pelo grupo de pesquisa em sistemas cársticos com os estudos em estalagmites e seus ambientes de deposição vieram a confirmar e se enquadram perfeitamente na afirmação de Henderson, G.M. (2006): *"For paleoclimate, the past two decades have been the age of the ice core. The next two may be the age of the speleothem."*

3.4.2 Sedimentos clásticos em cavernas

Sedimentos clásticos em cavernas destacam-se atualmente no cenário mundial como importantes registros paleoambientais e geomorfológicos contribuindo com a história geológica do Quaternário. Sedimentos fluviais em rios subterrâneos preservados em níveis de cavernas fornecem taxas de entalhamento fluvial (Granger et al., 2001), sedimentos fluviais e lacustres intercalados com crostas de calcita associados à variações climáticas do nível da água contribuem em estudos paleoclimáticos (Sasowsky e Mylroie, 2007), e o conteúdo fossilífero em depósitos de cavernas revela vestígios únicos da evolução dos hominídeos e da fauna quaternária (Liu et al., 2015).

No Brasil poucos estudos específicos foram realizados em depósitos clásticos, destaca-se Auler et al. (2006) com datação U/Th de crostas calcíticas intercaladas em sedimentos gravitacionais associados com ossadas da megafauna.

Geocronologia de sedimentos siliciclásticos em cavernas e a dinâmica fluvial subterrânea

Os estudos pioneiros de sedimentos clásticos em cavernas no Brasil, aplicando conceitos da estratigrafia e sedimentologia, foram iniciados com a dissertação de Laureano (1998), sob orientação do candidato, identificando um registro regional de depósitos fluviais e gravitacionais com implicação na espeleogênese do sistema de cavernas Lapa Doce e Torrinha, na porção sul da Bacia de Irecê, Chapada Diamantina, BA. Foram definidas fácies sedimentares de agradação fluvial e depósitos de água estagnada no topo, com intercalação de crostas calcíticas na sequência de sedimentos finos de topo. O processo de preenchimento sedimentar siliciclástico assoreou totalmente um amplo sistema de condutos previamente existente, inclusive, modificando o topo de parte destes condutos através de ampliação paragenética. A erosão parcial deste preenchimento sedimentar permitiu o acesso aos amplos condutos e salões destas cavernas e a deposição de expressivos volumes de espeleotemas.

Surgiu então, mais uma vez, a questão da idade destes depósitos, no sentido de inserir o registro sedimentar e a flutuação do nível de base do sistema na história geológica do Quaternário da região central da Bahia. Algumas idades mínimas do pacote siliciclástico foram obtidas através da datação U/Th de espeleotemas do topo, indicando idades entre 11 a 12 mil anos. Escorrimentos calcíticos com evidências de erosão por fluxo de água e intercalados na sequência arenosa, com idades em torno de 250 mil anos, indicam que no mínimo havia condições vadosas para posterior preenchimento sedimentar, indicando uma idade possível superior a 250 mil anos para deposição das areias.

A presença de sedimentos quartzosos e com idades superiores a 100 mil anos nestas cavernas, levou o grupo de pesquisa a formular um plano de trabalho para aplicar o método geocronológico baseado na razão dos isótopos de ^{26}Al e ^{10}Be em grãos de quartzo para obter idades de soterramento destes, inspirado nas publicações de Granger et al. (2001) e Granger (2006) e Anthony e Granger (2007). Como não há meios laboratoriais no Brasil com este método em rotina, foi estabelecida uma cooperação científica com o Dr. Darryl Granger, da *Purdue University (Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, West Lafayette, USA)*, para viabilizar as análises isotópicas por AMS, participar do projeto e avaliar os resultados. Os resultados foram positivos, e fizeram parte da tese de doutoramento de Laureano (2014), sob orientação do candidato. Foram obtidas 20 determinações de idades de soterramento pelo método dos isótopos cosmogênicos ^{26}Al e ^{10}Be acumulados em grãos de quartzo, processadas junto ao laboratório da *Purdue University*, pelo na época, doutorando Fernando Laureano, através de um estágio no exterior. Ressalta-se que esta pesquisa teve apoio financeiro de auxílio à pesquisa da FAPESP, cobrindo os trabalhos de campo, com a participação do Dr. Darryl e parte dos custos analíticos e o estágio no exterior.

Os resultados obtidos (**Anexo 12** – Laureano et al. 2016, em revisão) indicam um período generalizado de agradação desde $1,91 \pm 0,12$ Ma (milhões de anos), estendendo-se até $0,36 \pm 0,08$ Ma na bacia hidrográfica do sistema cárstico. Nestes cerca de 2 Ma, identifica-se dois pulsos principais de agradação de vales na superfície e das cavernas Lapa Doce e Torrinha, com idades de $0,78 \pm 10$ e $0,44 \pm 0,12$ Ma, resultando no preenchimento do sistema de condutos. Em torno de 300 mil anos, a deposição de areias é substituída pelo capeamento de sedimentos finos (*mud caps*) com intercalações de crostas calcíticas e a dinâmica fluvial é substituída por depósitos de água estagnada, interpretados como produtos de oscilações seculares do nível da água regional. O período de deposição cíclica dos sedimentos finos perdurou pelo menos entre 120 (idade mínima) a 12 mil anos, quando entrou o domínio franco de condições vadosas, com erosão parcial dos sedimentos previamente depositados e a intensa deposição de espeleotemas. Aliado a história da dinâmica deposicional no sistema cárstico e bacia hidrográfica associada, o estudo isotópico do ^{26}Al e ^{10}Be permitiu calcular uma taxa de erosão da bacia hidrográfica do sistema cárstico, em torno de 2m/Ma (Laureano et al., 2016 - **Anexo 12**), importante dado na discussão da tectônica recente do Cráton do São Francisco.

ANEXO

12

Manuscript Number:

Title: Two million years of river and cave aggradation in NE Brazil:
implications for speleogenesis and landscape evolution

Article Type: Research Paper

Keywords: Cave sediment; dating; Quaternary; Brazil

Corresponding Author: Dr. Fernando Verassani Laureano, Ph.D.

Corresponding Author's Institution: Pontifícia Universidade Católica de
Minas Gerais

First Author: Fernando Verassani Laureano, Ph.D.

Order of Authors: Fernando Verassani Laureano, Ph.D.; Ivo Karmann, Dr;
Darryl E Granger, Ph.D.; Augusto S Auler, Ph.D.; Renato P Almeida, Dr;
Nikolas M Stríkis, Ph.D. Student; Valdir F Novello, Ph.D. Student

Abstract: This study characterizes and dates an extensive sedimentary record occurring in Lapa Doce and Torrinha caves, Brazil. Sediment petrography together with descriptions of depositional facies and architectural elements show four depositional units related to fluvial and standing water environments. These include, from bottom to top: (1) a channel unit including lateral bars deposited during an ordinary flood regime; (2) a sandy flood unit including minor channel and scour fills derived from bank full equivalent flood events; (3) mud caps deposited in standing water that often reach the ceiling; and (4) intraclast breccias associated with collapse of the mud caps under saturated conditions. The deposits were dated using a combination of cosmogenic nuclide burial dating and U-series dating of flowstone. Cosmogenic nuclide data point to fluvial aggradation being active since 1.91 ± 0.12 My and extending until 0.36 ± 0.08 My, with intensive cave and valley aggradation events between 0.78 ± 0.10 My and 0.44 ± 0.12 My. Long term alluviation of the cave system seems to be important in forming passages, determining their configuration, and setting up a general distributary pattern evident in passage morphology and sedimentary sequences. Mud caps overlapping the fluvial deposits are interpreted as the products of successive rising and lowering of the water table (static level). Radiometric ages of interstratified flowstones and speleothems show that these oscillations were active at least since 115 ky ago and finally ceased around 12 ky ago, indicated by the recurrent age obtained from uneroded capping flowstones. These long term water table oscillations may drive paragenetic expansion of the whole cave system. Valleys, caves and other landforms in our study area are part of an ancient landscape with multiple episodes of burial and exhumation. Despite the possibility of much older sediment being preserved somewhere in the cave system, our data indicates a younger Quaternary age for the bulk of the sediment filling the study caves.

Suggested Reviewers: André Salgado Dr

Professor, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais
geosalgado@yahoo.com.br

Dr. Salgado's research with the cosmogenic ^{10}Be have been providing quantitative data for geomorphic processes in Central Brazil. He is used to the method and results under low erosion rates context. He is Brazilian and there is a very high probability that he knows the study area.

Arthur Palmer Ph.D.
Professor, State University of New York
Arthur.Palmer@oneonta.edu

Dr. Palmer has worked with cosmogenic nuclide burial dating in Mamuth Cave (USA), and he is one of the most important name of karst and cave geology.

Derek Ford Ph.D.
Professor, Department of Geography and Earth Sciences, Mc Master University
dford@mcmaster.ca

Prof. Derek Ford is one of the top karst/cave researches in the world. He has visited the study area and caves during 2000 UIS International Congress

- ✓ A depositional model for the sedimentary infill found in Lapa Doce and Torrinha caves is proposed.
- ✓ Caves and surface streams aggradation was active since 1.91 ± 0.12 My within an average denudation rate close to 2 m/My.
- ✓ Fluvial aggradation was intensified between 0.78 ± 0.10 My and 0.44 ± 0.12 My.
- ✓ Caves and other landforms are part of an ancient landscape with multiple episodes of burial and exhumation.
- ✓ Sedimentary data can enhance discussions about speleogenesis, determining timescales and the ordering processes.

1 Two million years of river and cave aggradation in NE Brazil: implications for
2 speleogenesis and landscape evolution

3
4 Fernando V. Laureano^{1,5}; Ivo Karmann²; Darryl E. Granger³; Augusto S. Auler⁴; Renato P.
5 Almeida²; Franciso W. Cruz²; Nikolas M. Stricks.⁵; Valdir F. Novello⁵

6
7 **1 – Corresponding author:** Departamento de Ciências Biológicas, Pontifícia Universidade Católica
8 de Minas Gerais. Rua do Rosário, 1081, Betim MG, Brasil, 32604-115. PhD student in 2. E-mail:
9 fernandolaureano@pucminas.br

10 2 – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Rua do Lago 562, Cidade Universitária,
11 São Paulo SP, Brazil, 05508-080.

12 3 – Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Purdue University. 550 Stadium
13 Mall, West Lafayette IN, USA, 47907.

14 4 – Instituto do Carste. Rua Aquiles Lobo 297, Belo Horizonte MG, Brasil, 30150-160.

15 5 – Ph.D. student in 2.

16
17 **Abstract**

18 This study characterizes and dates an extensive sedimentary record occurring in Lapa Doce and
19 Torrinha caves, Brazil. Sediment petrography together with descriptions of depositional facies and
20 architectural elements show four depositional units related to fluvial and standing water

environments. These include, from bottom to top: (1) a channel unit including lateral bars deposited during an ordinary flood regime; (2) a sandy flood unit including minor channel and scour fills derived from bank full equivalent flood events; (3) mud caps deposited in standing water that often reach the ceiling; and (4) intraclast breccias associated with collapse of the mud caps under saturated conditions. The deposits were dated using a combination of cosmogenic nuclide burial dating and U-series dating of flowstone. Cosmogenic nuclide data point to fluvial aggradation being active since 1.91 ± 0.12 My and extending until 0.36 ± 0.08 My, with intensive cave and valley aggradation events between 0.78 ± 0.10 My and 0.44 ± 0.12 My. Long term alluviation of the cave system seems to be important in forming passages, determining their configuration, and setting up a general distributary pattern evident in passage morphology and sedimentary sequences. Mud caps overlapping the fluvial deposits are interpreted as the products of successive rising and lowering of the water table (static level). Radiometric ages of interstratified flowstones and speleothems show that these oscillations were active at least since 115 ky ago and finally ceased around 12 ky ago, indicated by the recurrent age obtained from uneroded capping flowstones. These long term water table oscillations may drive paragenetic expansion of the whole cave system. Valleys, caves and other landforms in our study area are part of an ancient landscape with multiple episodes of burial and exhumation. Despite the possibility of much older sediment being preserved somewhere in the cave system, our data indicates a younger Quaternary age for the bulk of the sediment filling the study caves.

Keywords: cave sediments, dating, speleogenesis, landscape, Quaternary, Brazil

43 **1. Introduction**

44 Cave systems offer a singular environment for sediment transport, deposition and preservation
45 within an evolving landscape. Because cave sediments are protected from weathering and
46 bioturbation, caves often act as sediment repositories that may provide unique records of
47 geomorphic events even where no river terraces can be found in the surface. Cave deposits are
48 thus archives of landscape evolution (Anthony and Granger, 2007; Lisker et al., 2010; Wagner et
49 al., 2011) as well as paleontology and archaeology (Moriarty et al., 2000; Piló et al., 2005;
50 Carbonell et al., 2008; Dirks et al., 2010). They record climate and environmental changes
51 (Moeyersons, 1997; Panno et al., 2004; Ellwood and Gose, 2006) and play an important role when
52 trying to understand contaminant migration through karst aquifers (Mahler et al., 1999; Mahler et
53 al., 2007). Nevertheless, karst and cave text-books offer no consensus on describing cave
54 sediments (White, 2007); comprehensive models summarizing clastic deposition in underground
55 systems address specific local flow conditions (Gillieson, 1986) or are based in simplistic
56 sedimentary variables (Bosch and White, 2007). Although there has been progress in
57 understanding sediment transport through karst aquifer systems (Hermann et al., 2012) there is
58 still an enormous gap when compared to knowledge about clastic deposition in surface alluvial
59 systems (Mial, 2006; Bridge and Demicco, 2008).

60 Clastic sediments have long been incorporated into speleogenetic theories and models (e.g., Davis,
61 1930). Sediment deposition and karst porosity growth have been assumed to evolve together,
62 from initial conduit breakthrough until the transition from phreatic to vadose flow (Renault, 1968;
63 White and White, 1968; Ford and Ewers, 1978; Farrant and Smart, 2011). Despite the strong
64 relationship between sedimentation and conduit enlargement, recognizing the role of

sedimentation on speleogenesis has been limited to studies of conduit morphology (Lauritzen and Lauritsen, 1995; Farrant, 2004; Palmer, 2007; Ford and Williams, 2007; Farrant and Smart, 2011).

In this study we characterize and date an extensive sedimentary record occurring in Lapa Doce and Torrinha caves, Brazil (Figure 1). The geomorphology and sedimentary infill of these caves have been previously studied (Ferrari, 1990; Cruz Jr., 1998; Laureano, 1998; Auler, 1999) but were lacking an appropriate geochronological framework. Our data provides additional constraints concerning karst and landscape evolution in Chapada Diamantina, a major Brazilian hydrographic division within the Precambrian São Francisco Craton (Almeida, 1977). Sediment petrography, facies descriptions and architectural elements of the deposits were applied together with quartz cosmogenic nuclide burial dating and flowstone U-series dating, in order to understand provenance, depositional styles and environments, as well as the time span involved in cave infilling. This work contributes to an understanding of clastic sediment transport and deposition within karst aquifers, especially those fed by surface fluvial systems. It also shows that sedimentary data should be included in the discussion about the role of sediments in speleogenesis, especially when determining timescales and the sequential order of phreatic and vadose processes.

Figure 1: Study area and geological context. Geological map modified from CPRM (1999).

2. Geological and geomorphic framework

The Chapada Diamantina is an elevated region in the central Bahia state (Brazil) at the drainage divide separating waters flowing toward the São Francisco River from those flowing toward the

South Atlantic Ocean. The region is located within the Precambrian São Francisco Craton and comprises a set of ranges and plateaus mainly formed on folded Proterozoic sedimentary rocks. The study area is located at the southern portion of the Irecê Basin (Figure 1.I), where Neoproterozoic rocks from Una Group and Mesoproterozoic sequences from Espinhaço Supergroup are folded into a narrow synform (CPRM, 1999).

Mesoproterozoic sequences include Paraguaçu and Chapada Diamantina groups. The Chapada Diamantina Group is the most important geological unit for this study, since streams that supply cave alluvium derive their clastic sediment load from this unit. Throughout the study area the Chapada Diamantina group is composed of the Tombador and Caboclo formations. The Tombador Formation is essentially composed of sandstones and conglomerates with subordinate fine-grained facies. Some of the conglomerates are the repository for diamonds that are mined in alluvium throughout the Chapada Diamantina region. The Caboclo formation mainly consists of red color sandstones and mudstones with subordinate conglomerates. Local outcrops of silicified limestones have been described at the bottom of this formation (Pedreira da Silva, 1994).

The Neoproterozoic Una Group strata are comprised of a basal discontinuous siliciclastic sequence (Bebedouro Formation) followed by a carbonate succession that is several hundred meters thick referred to as the Salitre Formation (Misi and Veizer, 1998). The Bebedouro Formation includes diamictites, sandstones and mudstones with lonestone clasts, which are often interpreted to represent a glaciomarine environment (Figueiredo et al., 2009). Carbonate rocks from the Salitre Formation have been related to successive events of marine regression and transgression over a shallow shelf (Souza et al., 1993). The most pronounced karst features in the study area are developed over the basal Lower Nova America member, which is composed of laminated calcareous siltstones, black undulated algal mudstones and intraformational carbonate breccias.

A Cenozoic detrital cover is present all over the central Bahia state in the vicinity of the of Chapada Diamantina. It is composed of several different lithofacies presenting distinct diagenetic and weathering aspects and, sometimes, internal erosional unconformities. The sediments and sedimentary rocks remain poorly described and have no direct age constraint. At Chapada Diamantina the Cenozoic sediments fill valleys carved in anticlines and synclines within the Mesoproterozoic siliciclastic sequences. The sedimentary cover is generally concordant with a regional planation surface, at 850m asl elevation that has been beveled into the erosionally resistant siliciclastics. Within the study area the cover sediments were mapped mainly on the western side of the synform (Figure 1) where they locally reach more than 100m thick, whereas thinner remnants may be found all over the carbonate outcrop area. The most abundant lithofacies in the field is clast- and matrix-supported breccia. The matrix is generally composed of quartz sand or silt but the clast composition varies according to the underlying Proterozoic rocks.

The Cenozoic detrital covers bury a pre-existing relief that was sculpted on Precambrian rocks that have now been exhumed. They fill ancient valleys and can be found side by side with Proterozoic rocks where the pre-existing valleys have been re-entrenched. Over the carbonate rocks a lightly echeloned plateau is also being exhumed from beneath the Cenozoic cover. It shows elevations ranging from 850 m asl at the northern portion of study area (close to Souto Soares) to 650 m asl at the southern local base level, where the plateau is more dissected (Figure 1). Surrounding this plateau, mountains and ridges formed on the siliclastic rocks protrude to higher elevations ranging from 850 to 1300 m asl.

The study area is drained to a local base level controlled by the Santo Antônio River and its main tributaries, which include intermittent and ephemeral streams as well as karst springs. The Santo Antônio is in turn tributary to the ocean-ward flowing Paraguaçu river. The Santo Antônio river

flows out of the study area as a superposed drainage cutting toward the east through the siliciclastic rocks. Local streams include the Agua de Rega and Almas creeks, which sink into the west flank of the synform to form blind valleys (Figure 1). Although they are at present ephemeral streams, they were in the past major suppliers of sediment to the cave systems. Most of the drainage is confined to canyons with a flat alluvial floor. Despite the absence of a floodplain and terraces these streams store large amounts of sediments in the valley floor, especially when cutting through carbonate rocks. Sampaio et al. (1994) estimated 62 million cubic meters of alluvium stored in the carbonate trenched section of the Preto river, in the southern portion of the study area (Figure 1).

3. Karst features and cave systems

Surface karst features in the study area include numerous collapse dolines as well as entrenched canyons and blind valleys. Subsidence dolines and small sinking valleys have also been observed. Karren fields occurring over horizontal rock strata are common on the northern portion of study area.

Terra rossa soils are present within the epikarst, and are more developed where the Cenozoic cover is absent.

On the other hand, underground karst features are very well developed. More than fifty kilometers of cave systems have been surveyed between blind valleys and springs in the Santo Antonio River. Cave mapping points to an alignment between the sinking Das Almas creek and Cão-Talhão cave system as well as among the José Antônio cave system and the Gruta Azul-Pratinha caves (Figure 2A). The caves clearly connect the sinking stream to the springs. But this

relationship seems somewhat more complex when analyzing the subterranean route derived from the recharge point of Agua de Rega creek. Aligned collapse dolines and minor interrupted fossil caves suggest the existence of two distinct routes: one (i) flowing southeast from the Santa Rita terminal breakdown toward the Diva de Maura cave and another (ii) flowing south toward Lapa do Diva cave (Figure 2A). In fact, these two paths should not be seen as independent routes, but end members of multiple possible routes which may not necessarily have been active at the same time. This interpretation is strongly supported by the passage morphology, paleo-flow indicators, and sediments of Lapa Doce and Torrinha caves as will be discussed.

The Lapa Doce cave system comprises the group of caves including Lapa Doce and Lapa Dois. Lapa Doce is one of the most visited caves in Brazil. The whole system contains 25.8 km of surveyed galleries with multiple entrances associated with collapse dolines (Figure 2.B). It is characterized by a sinuous trunk passage and distributary branches generally associated with network maze sectors. Scallops on the passage walls confirm a signature of divergent flow (Figure 2.B). The downstream decrease in trunk passage dimensions and increase in branching density is analogous to surface distributary rivers (Nichols and Fisher, 2007).

Torrinha cave has no surveyed connection to Lapa Doce system, but their proximity and morphological similarities provide enough evidence for considering both as parts of the same cave system. The two caves are both characterized by wide trunk conduits associated with lateral network maze passages, and scallops also record a distributary paleoflow signature (Figure 2.C). Furthermore, minor cave passages cut across both trunk and maze passages, indicating that this cave was affected by multiple episodes of passage formation at the same cave level. Another shared feature among these two caves is related to their sedimentary fill. Clastic deposits fill trunk, maze and cross-cutting passages and in places are often partially or totally flushed away.

In both caves the profiles of trunk galleries often have a planar roof that cuts across carbonate bedding planes suggesting dissolution under a high water table in the past. The cross section shape varies over those caves (Figure 2D) but remarkable wall notches can be observed as a result of lateral dissolution atop a sedimentary fill. Some trunk galleries still contain a ceiling half-tube right above a sediment fill. Distributary branch arms and associated network sectors usually share the same flat sediment floor, but their ceilings are always lower than the ceiling of the adjacent trunk conduits. They are preferentially narrow passages not wider than a few meters. Pendants, cupolas, anastomosed half tubes and wall grooves are common features of these passages.

There has been no precise topographic leveling survey relating the Lapa Doce system and Torrinha cave. The conduit's relative elevations in relation to the water table were obtained from individual surveys, allowing for an estimated 7 to 10m vertical displacement between trunk passages from both caves (Figure 2D). Cave dives and well profiles reveal that there is an extensive and unmapped net of permanently flooded galleries allowing for intensive groundwater exploitation.

Figure 2: Studied cave system location and maps. A – Main surveyed caves (black lines) related to surface streams (dotted lines), arrowed dotted lines indicate inferred flow directions (dolines and drained caves); B and C –Simplified maps of the Lapa Doce and Torrinha caves (plan view), arrows are water flow directions inferred from wall scallops, and, stars refers to location of U-series dated flowstones samples; D – Cross sections at excavated sites.

4. Methods and results

4.1 Cave sediments

Six stepped trenches were excavated to expose the original sedimentary fill, where descriptions and sampling were preferentially performed. Sedimentary successions were synthesized by stacking descriptive facies (Anderton, 1985) recognized over all vertical risers. In addition, exposures on the sides of the trenches were used to constrain the internal geometry and unconformities. Facies nomenclature and the hierarchy of erosional boundary surfaces were adapted from Miall (2006). Sand samples were impregnated with resin for further analysis under a petrographic microscope. Fine sediment grain size was analyzed by laser diffraction (MALVERN) and mineral content was determined using total sample X-ray diffraction.

Eleven descriptive facies were recognized (Table 1). Conglomeratic sediments were distinguished between intraclast breccias (Bint) and clast supported gravel (Gh). Intraclast breccias are clast to matrix supported, clasts are tabular (2 to 5 cm long) fragments of cracked muddy sediment and the matrix is composed of unsorted mud. The Gh facies comprises sub-rounded to rounded imbricated pebbles of quartz, quartzite, siltite, carbonate rock, chert and ferricrust. The matrix is mainly composed of unsorted sand.

Sedimentary structures were used to distinguish between seven descriptive sandy facies (Table 1). Most of them are channel related bedforms. Sandy sediments are 99% quartz and show large variation in their textural maturity (subangular to well rounded), although no relation between facies and textural maturity has been observed. Manganese cement (White et al., 2009) and other post depositional structures suggest fluid migration through the pore space.

Fine grained sediments were grouped into two descriptive facies. Facies Fl is immature massive silt in association with varying abundance of lenses or centimeter scale beds of well sorted fine sand, sometimes showing ripple cross laminations. Facies Fm is a massive to finely laminated mud with a modal grain size varying from fine silt to clay. Despite textural differences, X ray diffraction analyses have not indicated any difference between the mineral content of these two facies. Quartz, kaolinite, mica and talc are the most recurrent minerals in both facies. Sporadic occurrences of vermiculite, calcite, microcline, smectite and inter-stratified minerals were observed.

Table 1: Descriptive facies.

Code	Facies	Sedimentary Structures	Interpretation
Bint	Matrix supported Intraclast breccia	Weak grading or no clear bedding structure	Plastic debris flow (high strength, viscous).
Gh	Clast-supported gravel	Horizontal bedding, imbrication	Bars, channel deposits.
Sp	Sand, fine to coarse	Planar cross-beds	Bars, dunes or other channel bedforms.
St	Sand, fine to coarse	Trough cross-beds	Microform (current ripple) migration
Sr	Sand, very fine to coarse, may be pebbly	Ripple cross-lamination	Channel deposits at low flow regime.
Sc	Sand, fine to coarse	High angle climbing ripple cross lamination	Channel deposits during decelerating flow
Sf	Sand, fine to coarse	Cut and fill structures	Abandoned channel infill
Sh	Sand, well sorted fine	Horizontal lamination	Plane bed (critical or supercritical flow)
Sm	Sand, fine to coarse	Massive	Sediment-gravity flow deposits, scour fills
Fl	Silt/fine sand	Massive, fine to medium sand laminations or centimeter scale lenses or beds, sometimes showing ripple cross laminations.	Water table galleries over flood pulses
Fm	Mud, (clay/silt)	Massive or laminated; dessication cracks	Epiphreatic and phreatic galleries

The bulk sedimentary data allows the identification of four distinct depositional units bounded by 4th order (or higher) erosional surfaces. Two of them are assumed to be the result of sedimentation under fluvial conditions while the others are related to standing water deposition

within conduits under phreatic to epiphreatic conditions (Table 2). Those derived from fluvial processes can only be distinguished in terms of architectural elements. Standing water depositional units are single descriptive facies successions located at the top of the sedimentary column, often reaching the ceiling of the passages and sometimes blocking them.

Channel deposits are present at the bottom of all trunk galleries; the basal contact with bedrock was recorded in both caves (Figure 3 and 4), and it is not much deeper than the general sandy, horizontal and flat cave floors. From bottom to top, channel facies begin with one or more fining upward cycles (Gh to Fl) or co-sets of cross bedded sand, both followed by laminated silt (Fl). Where exposed along the cave wall, which is rare, this basal part of channel deposits has internal erosional surfaces suggesting downstream accretion. At the cross section third order surfaces propagate from basal sand beds into superposed laminated silt (Figure 5), showing that they are part of a common macroform, in this case, a lateral bar. Internal fourth order erosional surfaces in upper laminated silt package (Figure 5) reveal that the river channel has abandoned and reoccupied the same passage, leading to a superposition of two successive bars.

Table 2: Distinctive elements and interpretation for recognized depositional units.

Depositional unit	Depositional Environment	Distinctive elements	Interpretation
Channel	Fluvial System	Accretion of channel mesoform (dunes) and macroform (bars)	Migration of channel and lateral bars during ordinary floods in active river passages.
Flood		Accretion of scour and minor channel fills; overbank top flat surface	High sediment load influx during episodic bank full flood events affecting the whole cave system.
Mud caps	Standing waters	Absence of bedload deposits	Suspended load deposition on epiphreatic conduits. May experience moments of aerial exposure.
Intraclast Breccia		Ungraded angular intraclasts breccia	Slide or fall of saturated cracked mud packages due to slope instability or breakdown.

Flood depositional units comprise sand beds that were recognized in the middle of the sediment piles in trunk galleries of both caves (Figures 3 and 4) and at the bottom of minor passages in Torrinha (Figure 4-V). At sections II, IV and VI (Figures 3 and 4) they are one to two meters thick. Horizontal, plane laminated centimeter scale sand beds accumulated over climbing ripples often showing a high angle of climbing. Fine sand with horizontal lamination is present as well as massive sand. At sections III (Figure 3) and V (Figure 4) they are represented by approximately 3 m thick rippled and massive sand showing an abundance of internal erosional surfaces. The cross section views of these two sites reveal concave up 4rd order erosional surfaces derived from successive minor ephemeral channels (Figure 6). However these sediments are strictly composed of channel related bedforms. Descriptive facies succession and three-dimensional arrays of erosional surfaces suggest deposition related to minor channels or scours that filled during bank-full flood events. This would lead to deposition over active channel bars and galleries previously abandoned from the main river channel. This interpretation is also supported by another important distinctive element: a topmost flat surface developed independent of conduit morphology, level or size. Top flat surfaces usually derive from deposition in floodplains in surface fluvial systems (Bridge and Demicco, 2008) and although one should not expect to observe a floodplain in cave passage containing a stream; a flat surface would be the result of recurrent and successive flood events occurring in laterally displaced but interconnected passages. In the study caves, this top flat surface is also concordant with wall notches in some trunk galleries, and the general ceiling elevation of adjacent single or maze conduits (Figures 5 and 6).

Massive to finely laminated well-sorted mud caps occur upon fluvial deposits, sometimes reaching more than 4m thick (Figures 3 and 4). They systematically lay over the top flat surface of flood deposits with an abrupt contact, although in Torrinha (Trench VI – Figure 4) successive interbedding of rippled fine sand and massive mud suggests a gradual transition. Except for light

brown discontinuous lamination, the red to dark brown mud package does not preserve relevant syn-sedimentary structures, and is otherwise intensely cracked. Clods are often covered by post depositional iron/manganese precipitates and show remarkable gypsum crystal growth in between. Unlike fluvial deposits, mud packages may regularly be observed interbedded and superposed by calcite crusts, or even showing diverse erosional relationships with flowstones and speleothems. This is important because it indicates that the mud caps are not derived from a single depositional event. Nevertheless, these events should be longer than the flood events previously described. There must be sufficient time for base level to rise and stand, sustaining the caves in phreatic or epiphreatic conditions. This facies often fills passages near to the ceiling and is closely associated with paragenetic features such as ceiling half-tubes and anastomoses.

Ungraded, matrix-supported intraclast breccias (Bint – Table 1) are found on the top of all 3 sections from Lapa Doce (Figure 3). Away from the trenches, this facies transitions laterally to mud caps and it is a clear result of gravitational reworking of the mud caps. It may reach 2m in thickness and is quite different from gravitational diamictons described elsewhere (Gillieson, 1986; Bosch and White, 2007). This sediment is interpreted to be derived from slide or fall events that disrupted the original mud caps. Clast shape and fabric point to limited displacement and the presence of unsorted muddy matrix indicates water availability. The detachment of saturated muddy sediments could be triggered by rapid water table lowering or ceiling breakdown, but it clearly demonstrates that sediment piles were higher than at present and there was available space in aggraded conduits for sediment migration.

Figure 3 – Sedimentary columns from Lapa Doce trenches. Refer to Figure 2 and Table 1 for trenches location and facies code. Color scale represents depositional units.

Figure 4 – Sedimentary columns from Lapa Doce trenches. Refer to Figure 2 and Table 1 for trenches location and facies code. Color scale represents depositional units.

Figure 5 – Conduit cross section in Torrinha (Trench IV) with an integrated view of depositional units (colors) and bounding surfaces hierarchy (circumscribed numbers). Compiled from different scales of photographic mosaics and sediment descriptions. The corresponding sedimentary column is present for reference. For location and colors code see figures 2, 3 and 4 respectively.

Figure 6 – 3rd order erosional surfaces showing lateral accretion of channel cutting structures within scours fill, Sifão de Areia (Lapa Dois –trench III). A – Conduit cross section photograph view, stepped trenched sediments can be seen at second plane; B - Photography detail, hammer for scale. For location and facies code see figures 2, 3 and Table 1 respectively. Circumscribed numbers are related to hierarchy of bounding surfaces.

4.2 Cosmogenic-nuclide burial dating

We used the cosmogenic $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ burial dating method to determine the burial ages and paleo-erosion rates of nineteen different sand and gravel samples (Table 3). Fourteen of the samples were from cave trenches (Figures 3 and 4) and five were alluvium sampled along Agua de Rega creek: three from the modern stream surface (Figure 1) and two from a 12 m deep uncased well (Figure 2A). All measurements were performed at the AMS facility of Purdue Rare Isotope Measurement Laboratory (PRIME), Indiana (USA), using the standards of Nishiizumi et al (2007) for ^{10}Be and Nishiizumi (2004) for ^{26}Al . After crushing gravel samples, both gravel and sand were

sieved to 0.5-0.25 mm and approximately 300 g of quartz was purified by magnetic separation and selective chemical dissolution (Kohl and Nishiizumi, 1992). Samples ranging from 20 - 128 g were dissolved in HF and HNO₃ and spiked with 0.25 g ⁹Be in a solution prepared from beryl. Solutions were purified by cation and anion exchange. The precipitates were dried, oxidized and mixed with Ag and Nb powder for AMS determinations. Total Al concentrations were measured using Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry (ICP-OES).

A local ¹⁰Be production rate of 5.6 g.at⁻¹.y⁻¹ was obtained from the CRONUS Calculator (Balco et al., 2008) using local coordinates and an average basin elevation of 900 m. Because the rock column above cave ceilings is always thicker than 40 m, post burial production by muons was ignored in the burial age determinations. Burial ages were calculated by iteration, following the procedure for simple burial dating outlined by Granger and Muzikar (2004) and Granger (2013). Radioactive half-life values of 1.387 ± 0.012 million years for ¹⁰Be (Chmeleff et al., 2010) and 7.17 ± 0.17 × 10⁵ years for ²⁶Al (Granger, 2006) were adopted during calculations.

Samples yielded ¹⁰Be concentrations ranging from 5.09 to 17.26 × 10⁵ atoms per gram (Table 3). These values are consistent with previous cosmogenic nuclide measurements in similar cratonic settings of Brazil, including in the Espinhaço Supergroup at Gentio do Ouro, 150 km north from the study area (Braucher et al., 1998), as well as those measured by Barreto et al. (2013) in the Minas Gerais state, 1000 km to the south. Concentrations of ²⁶Al vary between 12.40 and 84.10 × 10⁵ at/g. Uncertainties in the concentrations range from 1 to 3% for ¹⁰Be and 4 to 10% for ²⁶Al.

Figure 7 shows a graphical solution for cosmogenic nuclide content as quartz moves through Earth's surface (Lal, 1991), referred to as the exposure-burial diagram. On this graph the variable N₁₀* refers to the ¹⁰Be concentration relative to its secular equilibrium value (i.e., ¹⁰Be/P₁₀τ₁₀), where P₁₀ is the ¹⁰Be local production rate and τ₁₀ is the radioactive meanlife. On the exposure-

burial diagram, quartz that is exposed at the surface accumulates ^{26}Al and ^{10}Be so that it plots between the two dark lines near the top. One line represents the concentration modeled for steady erosion, and the other for the condition of constant exposure. Once a quartz-bearing clast is buried, the ^{26}Al and ^{10}Be both decay, and the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio decreases following the dashed lines. The gray curves represent the expected position of the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratios at million year intervals. Samples that plot on the exposure-burial diagram can be interpreted in terms of their burial age, and by reconstructing the initial point from which the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio moved downwards they can also be interpreted to represent the erosion rate at the time of sediment burial.

On the exposure-burial diagram our measured quartz gravel and sand samples indicate low erosion rates with values between 1.33 ± 0.09 and 2.56 ± 0.14 m/My (Figure 7), in agreement with ^{10}Be rates previous obtained in related sites. Braucher et al. (1998) calculated an erosion rate of 2.5 m/My from a quartz vein profile emplaced in weathered migmatites in Itaberaba city, 150 km eastward from study area. In southern Espinhaço range, Barreto et al. (2013) found catchment-averaged denudation rates lower than 6 m/My, even where quartzites were not the dominant lithology.

All burial ages are younger than 2 million years and range from 0.36 ± 0.08 to 1.91 ± 0.12 My (Table 3). Surprisingly, the oldest calculated age does not come from a cave sample, but from Agua de Rega alluvium bottom, sampled 12 m deep in a hand dug well (Figure 2A – Nalvim well). Moreover, this is a minimum burial age, since at 12 meters depth there was likely postburial production by muons that would make the age appear younger than its true age. On the exposure-burial diagram the samples spread in three distinct sets: the first is the old sample from the well; the second set includes two samples from basal fluvial deposits from Sifao de Areia (Lapa Dois – Figure 4) showing ages of approximately 1.3 - 1.4 My; the third one apparently contains the

remaining cave and surface samples (Figure 7). Despite some overlaps in the error margins, the burial ages of these cave samples are stratigraphically coherent, with generally older ages at the bottom of columns and younger ones at the top (Figures 3 and 4).

However, none of the three quartz sand samples from the Agua de Rega creek modern surface show ages indistinguishable from zero (Table 3 – Figure 7), as would be expected. This is important because surface samples are used to validate the model assumptions in the burial dating method, and because previous burial events can input a bias in the initial $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio (Granger et al., 1997, Matmon et al., 2012). Any quartz grain subjected to multiple events of burial and re-exhumation would trace a zigzag curve upon the exposure-burial diagram, rather than following a straight decay line from surface values (Granger, 2006). Burial ages from the Agua de Rega creek surface samples range from 0.20 ± 0.09 to 0.45 ± 0.16 m/My; our interpretation of their geological meaning will be discussed in detail.

379

380 Table 3: Burial ages and erosion rates derived from cosmogenic nuclide ^{26}Al and ^{10}Be . For
 381 standards and analytical procedures see text. Ages and erosion rates were calculated using the
 382 simple burial model (Granger, 2013).

sample	site	^{10}Be ($\times 10^5$ at/g)	^{26}Al ($\times 10^5$ at/g)	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$	Burial age (My)	Erosion rate (m/My)
LS 1	Lapa Doce	12.70 $\pm$ 0.14	64.19 $\pm$ 2.70	5.05 $\pm$ 0.21	0.36 $\pm$ 0.08	1.91 $\pm$ 0.09
LD 2	Lapa Doce	11.22 $\pm$ 0.21	45.93 $\pm$ 2.48	4.09 $\pm$ 0.22	0.78 $\pm$ 0.10	1.73 $\pm$ 0.10
LD 3	Lapa Doce	11.48 $\pm$ 0.21	47.76 $\pm$ 2.14	4.16 $\pm$ 0.19	0.74 $\pm$ 0.08	1.72 $\pm$ 0.08
SA04P	Lapa Doce	6.90 $\pm$ 0.11	22.16 $\pm$ 1.53	3.21 $\pm$ 0.22	1.33 $\pm$ 0.13	2.21 $\pm$ 0.16
SA04S	Lapa Doce	8.09 $\pm$ 0.13	27.12 $\pm$ 1.58	3.35 $\pm$ 0.2	1.22 $\pm$ 0.11	1.96 $\pm$ 0.12
SA 6	Lapa Doce	11.25 $\pm$ 0.14	47.60 $\pm$ 1.91	4.23 $\pm$ 0.17	0.72 $\pm$ 0.07	1.79 $\pm$ 0.08
SA7	Lapa Doce	11.94 $\pm$ 0.11	52.19 $\pm$ 3.90	4.37 $\pm$ 0.33	0.64 $\pm$ 0.14	1.74 $\pm$ 0.14
SI 9	Lapa Doce	10.93 $\pm$ 0.23	53.87 $\pm$ 3.38	4.93 $\pm$ 0.31	0.44 $\pm$ 0.12	2.17 $\pm$ 0.14
SI 10A	Lapa Doce	11.96 $\pm$ 0.13	52.03 $\pm$ 2.05	4.35 $\pm$ 0.17	0.65 $\pm$ 0.07	1.73 $\pm$ 0.07
CI 11	Torrinha	11.87 $\pm$ 0.12	54.87 $\pm$ 2.08	4.62 $\pm$ 0.18	0.54 $\pm$ 0.07	1.86 $\pm$ 0.08
SV12	Torrinha	12.24 $\pm$ 0.15	52.77 $\pm$ 3.77	4.31 $\pm$ 0.31	0.66 $\pm$ 0.13	1.67 $\pm$ 0.13
SV 13	Torrinha	12.01 $\pm$ 0.32	52.19 $\pm$ 2.21	4.35 $\pm$ 0.18	0.65 $\pm$ 0.08	1.72 $\pm$ 0.08
SV 14	Torrinha	11.78 $\pm$ 0.21	52.45 $\pm$ 2.43	4.45 $\pm$ 0.21	0.61 $\pm$ 0.09	1.80 $\pm$ 0.09
SV15	Torrinha	12.34 $\pm$ 0.13	57.56 $\pm$ 5.23	4.67 $\pm$ 0.42	0.52 $\pm$ 0.17	1.81 $\pm$ 0.18
CB8	Água de Rega	14.84 $\pm$ 0.27	70.07 $\pm$ 6.22	4.72 $\pm$ 0.42	0.45 $\pm$ 0.16	1.51 $\pm$ 0.15
AR16	Água de Rega	17.26 $\pm$ 0.12	84.10 $\pm$ 5.45	4.87 $\pm$ 0.32	0.35 $\pm$ 0.12	1.33 $\pm$ 0.09
AR17	Água de Rega	10.64 $\pm$ 0.55	59.68 $\pm$ 3.00	5.61 $\pm$ 0.28	0.20 $\pm$ 0.09	2.56 $\pm$ 0.14
AR 18	Well	12.38 $\pm$ 0.16	55.88 $\pm$ 2.35	4.51 $\pm$ 0.19	0.58 $\pm$ 0.08	1.74 $\pm$ 0.08
AR 19	Well	5.09 $\pm$ 0.09	12.40 $\pm$ 0.79	2.43 $\pm$ 0.16	1.91 $\pm$ 0.12	2.24 $\pm$ 0.15

383

384

Figure 7 – Exposure-burial diagram relating the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio and ^{10}Be normalized to its secular equilibrium value (N_{10}^*), for explanation see text. Samples are labeled according to sites (caves, surface alluvium from Agua de Rega creek and well).

4.3. Flowstone ^{230}Th dating

Eleven calcite/aragonite precipitates were sampled in both caves for ^{230}Th dating (Figure 2 B and C). The samples can be separated in three different groups: the first one comprises apparently old, scalloped and/or re-dissolved flowstones (Figure 8A). The second one includes crusts that are interstratified with mud (Figure 8B) and the third one is related to capping flowstones that cover sediment sequences without any evidence of post depositional erosion or dissolution (Figure 8B and D). The base of an “elephant foot” speleothem was also sampled to incorporate information related to former sediment levels and the relation between deposition and erosion along cave passages (Figure 8C).

Samples were initially cut and examined for portions showing dissolution or re-crystallization as well as clastic sediment content. If present, those sections were avoided or eliminated. For each sample, around 0.4 to 0.2g of CaCO_3 was extracted from calcite and 0.1 to 0.15g CaCO_3 from aragonite. Ages were obtained by using a multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry technique (MC-UCP-MS, Thermo-Finnigan NEPTUNE) at the University of Minnesota, following the procedures described by Cheng et al. (2013). Ages were calculated based on measured isotopic ratios and correction factors to eliminate detrital Th contamination (Edwards et al. 1986; Richards and Dorale, 2003).

Eroded flowstone samples resulted in distinct precipitation ages (Table 4). Two samples from Lapa Doce (LD7 and LD8) yielded ages of 233 and 286 ky respectively. One sample from Torrinha (TR6) yielded an age beyond the ^{230}Th limit which is around 600ky, but its Th content allows an estimate that it was precipitated prior to one million years. The first two samples help to confirm the zero age for burial dating as will be discussed later. Sample TR6, on the other hand, was sampled in a broken, eroded rimstone dam found in the side of a wide breakdown room. Locally, the rimstone does not show any clear stratigraphic relation to clastic sediments, but on the far side of the same room fluvial sediment remnants stand at higher elevations. Although this relationship does not necessarily imply that the sample is older than the clastic deposits, it nevertheless denotes vadose conditions beyond the ^{230}Th limit, which is in accordance with burial ages.

Mud interstratified crusts show precipitation ages ranging from 115 to 34 ky, an interval that also includes the sample from the elephant foot which dated approximately 60 ky (Table 4). These ages are clearly younger than burial ages obtained in fluvial deposits and points to a later deposition of mud caps. They also sustain the argument that standing water deposits do not result from a single depositional event, but represent sedimentary remnants of successive events of fine-grained sediments deposition and partial flushing during water table rising and lowering.

The capping flowstone samples were extracted from flowstones deposited over the highest sediment level preserved in Lapa Dois, which is expected to be the highest for the whole system as well. The sediment level can be followed around the trunk passages where the trench Sifão de Areia was excavated (Figure 2). The flowstones have no signal of post deposition erosion or dissolution and no clastic sediments were found covering them. All three samples yield very similar ages, ranging from $12,597 \pm 330$ to $11,847 \pm 51$ yr (Table 4).

429 Figure 8 – Examples and general aspects from calcite/aragonite precipitates sampled for ^{230}Th
430 dating: A – apparently old, eroded, re-dissolved speleothem; B – Mud interstratified crusts (LII TRI
431 A) and top crust (LII TRI B); C – Elephant foot; D – Capping flowstone.

432

433

Table 4 - Uranium and thorium isotopic compositions and ^{230}Th ages by ICP-MS. * $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$. ** $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ was calculated based on ^{230}Th age (T), i.e., $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{measured}} \times e^{\lambda_{234} \times T}$. Corrected ^{230}Th ages assume the initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ atomic ratio of $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$. Those are the values for a material at secular equilibrium, with the bulk earth $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.***B.P. stands for “Before Present” where the “Present” is defined as the year 1950 A.D. Shaded line for TR6 highlights an apparent age, sample is beyond the method limit.

Sample Number	Sample Group	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppt)	$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ (atomic $\times 10^{-6}$)	$\delta^{234}\text{U}^*$ (measured)	$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ (activity)	^{230}Th Age (yr) (uncorrected)	^{230}Th Age (yr) (corrected)	$\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}^{**}$ (corrected)	^{230}Th Age (yr BP)*** (corrected)
LII-TRI-B	Capping	51.5 ± 0.1	1562 ± 31	119 ± 2	905.8 ± 2.0	0.2178 ± 0.0011	13115 ± 71	12659 ± 330	939 ± 2	12597 ± 330
LDII-1B	Capping	3742.8 ± 55.5	847 ± 79	21715 ± 2043	1823.5 ± 15.4	0.2979 ± 0.0058	12021 ± 255	12019 ± 255	1886 ± 16	11961 ± 255
LDII-4	Capping	1144.7 ± 3.0	1963 ± 40	2534 ± 51	1518.6 ± 3.9	0.2635 ± 0.0010	11924 ± 49	11905 ± 51	1571 ± 4	11847 ± 51
LII-Pata	Elephant foot	64.4 ± 0.1	831 ± 17	1093 ± 22	942.0 ± 2.3	0.8566 ± 0.0016	60215 ± 173	60037 ± 214	1116 ± 3	59975 ± 214
LD10	Interstratified	90.6 ± 0.1	613 ± 12	801 ± 16	199.1 ± 1.9	0.3290 ± 0.0008	34649 ± 115	34487 ± 162	219 ± 2	34429 ± 162
LII-TRI-A	Interstratified	81.2 ± 0.1	27962 ± 560	32 ± 1	748.7 ± 1.9	0.6783 ± 0.0012	51529 ± 136	46005 ± 3929	852 ± 10	45943 ± 3929
TR9	Interstratified	773.1 ± 1.6	4724 ± 95	3294 ± 67	1078.6 ± 2.6	1.2208 ± 0.0035	88011 ± 398	87936 ± 401	1382 ± 4	87878 ± 401
LDII 3-C	Interstratified	47.1 ± 0.1	332 ± 7	3580 ± 72	1165.4 ± 2.8	1.5323 ± 0.0028	116004 ± 421	115.926 ± 424	1616 ± 4	115868 ± 424
LD7	Old - eroded	83.2 ± 0.1	431 ± 9	6165 ± 124	945.9 ± 2.6	1.9395 ± 0.0032	233821 ± 1417	233767 ± 1417	1830 ± 9	233709 ± 1417
LD8	Old - eroded	507.0 ± 2.3	712 ± 14	25893 ± 534	1057.4 ± 6.1	2.2070 ± 0.0125	286300 ± 6514	286287 ± 6513	2372 ± 46	286229 ± 6513
TR6	Old - eroded	61.6 ± 0.1	3682 ± 74	3289 ± 66	817.2 ± 2.3	11.9133 ± 0.0196	9092403 ± 41135	9084679 ± 41458	#####	9084621 ± 41458

5. Discussion

5.1 Timescale for clastic deposits

The cosmogenic burial dating method is built upon two premises: first when quartz grains are exposed to secondary cosmic ray near Earth's surface their $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio is consistent with steady erosion, *i.e.* they have not been buried, and second, because ^{26}Al decays faster than ^{10}Be the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio will gradually move away from the surface value after quartz is buried (Lal and Arnold, 1985; Lal, 1991). Simple burial dating model assumes the ideal case, when quartz is quickly buried and protected from cosmic radiation by at least ~20 m of bedrock, as is the case in most caves (Granger and Muzikar, 2001; Granger, 2006; Granger, 2013). However, it is difficult to know *a priori* the initial $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio of those grains just before entering the caves. A check must be done in order to recognize prior burial (e.g. Matmon et al., 2012). This check is done with surface samples whose burial age should be indistinguishable from zero.

As previously mentioned, none of three samples collected from the surface from Agua de Rega creek yielded a zero age, indicating that the grains in the modern creek had been previously buried somewhere on the landscape. The question then arises whether this burial signal is strictly a modern phenomenon, or whether it has persisted over time. In other words, should the burial signal observed in the modern stream sediments be subtracted from the burial age of the cave samples? Several possible reasons have been previously invoked in the literature to explain depressed $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratios: human disturbance such as construction on old terraces within watershed (Granger et al., 1997), aeolian derived grains (Fujioka et al., 2009; Matmon et al., 2012), or the presence of exhumed Neogene sediments within the catchment (Hu et al., 2011). But none of these seems applicable to the study area. Sample CB8 (Table 3) was sampled from a Holocene deposit in a clearly pre-human occupation context in order to avoid anthropogenic interferences. The textural maturity of the cave sediments does not point to a source dominated by aeolian processes. Apatite fission-track thermochronology indicates the

most recent Cenozoic covers were deposited in the middle Miocene, around 17 million years ago (Japsen et al., 2012), which is enough time for the complete radioactive decay of any previous cosmogenic content.

Another important point is that if a correction is applied to burial ages from cave samples they lose their correlation with ages obtained from other geochronologic methods. Figure 9 illustrates this point by comparing the burial age obtained from LS1 (Table 3) and U/Th ages from samples LD7 and LD8 (Table 4). If the LS1 burial age (0.36 ± 0.08 My) is reduced by the average burial age obtained from surface samples (0.33 My) it becomes undistinguishable from zero, or in another words, LS1 turns into a modern sand despite displaying more than 6 meters of distinct depositional units above it (Figure 3 - I). Furthermore, ^{230}Th ages obtained from LD7 and LD8 are older than 200 Ky (Table 4; Figure 9) and although they are not deposited directly over clastic sediments, their position and morphology strongly suggest they precipitated after deposition of the clastics. The uncorrected age is consistent with the U/Th ages, while the corrected age is not. This suggests that the depressed $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio is specific to the modern streams.

Figure 9 – Conduit cross section for Trench I at Lapa Doce showing ^{230}Th ages obtained in chemical deposits (LD 7 and LD 8) and a burial age from quartz sand (LS1). For location see Figure 2B.

Since there is no apparent reason to correct cave burial ages, an alternative explanation must be proposed to explain the bias in the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio from surface samples. It has been demonstrated that the sediment load moving in fluvial channels maintains a ^{10}Be inventory to match basin averaged denudation rates, even for catchments as large as Amazon river

(Wittmann et al., 2011). However, it has also been demonstrated that residence time within floodplain between 70ky and 2My may change the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ nuclide ratio (Wittmann and Blanckenburg, 2009). Over most of its course, Agua de Rega creek does not have a floodplain but it stores large volumes of sediment below its flat floor, especially within canyon valleys carved over carbonate rocks (Sampaio et al., 1994). Agua de Rega is now downcutting its own alluvium which can be as thick as 12m. Furthermore, we know from the basal gravel within the well that this sediment is old. It has a minimum burial age of 1.91 ± 0.12 My (Table 3 – sample AR19). This allows us to argue that the surface alluvium and cave sediments are remnants of a widespread long term aggradation process in the watershed, and as a result of headward drainage capture into lower level of conduits, surface sediments have been incising and cave sediments left as subterranean terraces (Figure 10). The sediments in the modern stream, then, are in the process of being exhumed from a 2 My old valley floor sediment fill.

To check this interpretation we modeled the ^{26}Al and ^{10}Be inventory of a quartz grain buried in a long term aggrading valley fill, and then exhumed by rapid incision. We compared our model results with concentrations measured in samples AR16 and CB28 (Table 5). The model accounts for a mixture of grains, some of which are coming from direct erosion from bedrock, while a fraction (F_r) is derived from eroding old alluvium. Several model simulations result in concentrations very similar to those measured in our stream samples (Table 5) and consequently yield apparent burial ages close to those calculated for surface samples. We recognize that these are not unique solutions, but they illustrate an important point: the modern stream samples are consistent with being exhumed from the same valley aggradation event that is represented in the caves. Therefore burial ages from cave samples should not be corrected.

We can now interpret the history of aggradation represented by burial ages in the cave sediments. The spread of ages over the exposure-burial diagram suggests three pulses of

widespread fluvial aggradation (Figure 7), but that may be also a randomly preserved signal of a continuum. Bulk data point to fluvial aggradation being active since 1.91 ± 0.12 (AR19) and extending until 0.36 ± 0.08 My (LS1). It also should be noted from Figure 7 that there were intensive cave and valley aggradation events between 0.78 ± 0.10 (LD02) and 0.44 ± 0.12 (SI9), which resulted in the infilling of Torrinhã and Lapa Dois caves (Figures 3 and 4). Mud caps overlap the fluvial deposits and are interpreted as the products of successive rising and lowering of the water table (static level). Radiometric ages of interstratified flowstones and speleothems show that these oscillations were active at least since 115 ky ago and finally ceased around 12 ky ago, indicated by the recurrent age obtained from uneroded capping flowstone (Table 4).

Table 5: ^{26}Al (N26) and ^{10}Be (N10) concentrations measured in surface samples compared to modeled cosmogenic concentrations, ratio, apparent burial ages and erosion rate (outputs) of a quartz grain buried during a slow, long term aggradation followed by fast incision. Shaded gray lines highlight best fit between concentrations measured in AMS and model outputs. Concentrations are expressed in 10^6 at/g, age in My and erosion rate (E) in m/My. Input parameters are pre-burial erosion rate (E), aggradation rate (S), total depth of aggradation (Z), incision rate (I) and fraction recycled from aggraded alluvium (Fr). (n) refers to model calculations taking into account only cosmogenic production by neutrons and (n+m) production by neutrons and muons. For model formulae, reader should refer to supplementary data.

	Measured in AMS		Model input parameters					Model output					
sample	N26	N10	S		Z	I		Fr	N26	N10	R	Age	E
			E (m/My)	(m/My)	(m)	(m/My)							
AR16 (n)	8.40	1.70	1.5	2	4	40	0.35	8.24	1.67	4.94	0.34	1.39	
AR16 (n+m)	8.40	1.70	1.5	2	4	40	0.35	9.73	2.08	4.68	0.37	1.03	
AR16 (n)	8.40	1.70	2	1	2	20	0.30	8.02	1.61	4.97	0.34	1.44	
AR16 (n+m)	8.40	1.70	2	1	2	20	0.30	9.52	2.02	4.72	0.36	1.08	
CB28 (n)	7.01	1.50	2	1	2	20	0.70	7.05	1.84	3.83	0.76	0.94	
CB28 (n+m)	7.01	1.50	2	1	2	20	0.70	8.53	2.25	3.78	0.71	0.74	
CB28 (n)	7.01	1.50	2	2	2	20	0.70	8.15	1.76	4.62	0.44	1.22	
CB28 (n+m)	7.01	1.50	2	2	2	20	0.70	9.63	2.17	4.44	0.45	0.93	
CB28 (n+m)	7.01	1.50	5	1	2	20	0.20	5.70	1.16	4.90	0.44	2.00	

Figure 10: Model showing long term valley and caves aggradation followed by fast incision after water table piracy toward a lower cave level.

5.2 Cave sediments and speleogenesis

The role of sediments in speleogenesis has been reviewed by Farrant and Smart (2011) who recognized two main processes: paragenesis and alluviation. The first is a phenomenon relevant to phreatic conduits where sediments restrict their cross sections, forcing upward dissolution (Renault, 1965). The second is derived from alluviation of passages in a vadose environment, where enhanced lateral corrosion sculpts wall notches. In the studied caves both paragenesis (ceiling half tubes, pendants and cupolas) and alluviation (wall notches) derived features can be recognized, but the sequential development of these processes has led to distinct interpretations when based exclusively on erosional features (Cruz Jr., 1998; Auler, 1999).

During the Early and Middle Pleistocene the Lapa Doce and Torrinha cave system were linked to surface drainage in terms of water and sediment transport, which in turn was governed by the flood regime in Agua de Rega creek and Santo Antonio river (base level). As observed presently, because the Santo Antonio river has a larger watershed it rises and blocks groundwater flow during floods, sometimes promoting back flooding in the karst aquifer. This backwater effect in part explains why sediments have aggraded within caves and also can be invoked to understand the maze network and narrow passages that are associated with trunk passages (Palmer, 1975).

Because lateral dissolution is enhanced during cave alluviation, narrow passages are forced to grow laterally during successive floods. Some may join to form a new trunk passage, offering future alternative paths to the fluvial channel (Figure 11). The lateral joining of narrow conduits can be potentially enhanced in regions with low erosion rates and stable base level, because wall notches will develop at the same level for a long time, contributing to the joining of adjacent parallel conduits. Until the new trunk conduit is effectively enlarged, this cave section would look like two connected adjacent narrow conduits with rock tables (bedrock

outcropping from below), pendants (from above) and even grooves connecting their walls, as is observed in the maze sectors of Torrinha cave. This joining effect may also contribute to the development of the cave system distributary pattern, because new channels are built up and overprint the original network passages, and fracture controlled passages will tend to diverge from the sinuous fluvial galleries (Figure 11). Furthermore, it also helps to explain the recurrence of channel and flood vertical successions in the sedimentary fill observed in all trunk galleries. As new fluvial paths were formed, channel derived deposits started moving into them, leaving abandoned passages to store sediments only during higher floods, in some ways similar to a distributary fan. Cave alluviation seems to have been interrupted during the Middle Pleistocene; the two youngest burial ages point to a timeframe around 300 ky (LS01 0.36 ± 0.08 ; SI09 0.44 ± 0.12 My; Table 3). A final aggradation pulse seems to have completely filled all passages from Lapa Doce and Torrinha caves, resulting in the fluvial deposits (flood unit) with a top flat surface.

Following this massive sedimentation event, instead of gradual water table lowering and fluvial transition into a lower cave level, thick mud caps were deposited overlying sand deposits throughout the cave system (trunk and minor galleries) and in different cave levels (Lapa Dois and Torrinha). This event cannot be explained by any river flood regime, because this would require a base level to rise for a period longer than seasonal floods.

This fine grained sedimentation under phreatic conditions drives the upward expansion of the whole cave system, promoting the development of paragenetic features. Stratigraphic correlations of mud caps and calcite precipitates indicate that mud caps are a result of multiple events. Episodes of water table rise would favor paragenetic expansion. Conversely, water table lowering would promote sediment erosion, flushing and/or remobilization as intraclast debris.

Sediment removal in randomly chosen conduits could also open new possibilities for preferential flow during the next rising event, promoting new paragenetic growth. As sediment removal may be affected by local factors, these new paragenetic galleries will not necessarily follow the main flow trend and consequently may result in new passages cutting through previously existing ones, as we observe in minor passages of Torrinha.

The oldest ^{230}Th age obtained in interstratified crusts indicates that these rising events were active by 115ky (Table 4). However, this is only a minimum. Non-eroded capping flowstones overlaying mud caps yielded recurrent U/Th ages around 12 ky suggesting that this may represent a minimum age for the last high water table event.

Figure 11: Development of trunk distributary conduits from alluviated meandering and maze conduits. WT – water table.

5.3 Cave sediments and landscape evolution

Over the last decades $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ burial dating applied to multilevel sediment-bearing caves have revealed rates and chronological markers for landscape evolution in different parts of the globe (Granger et al., 1997; Granger et al., 2001; Häuselmann and Granger, 2005; Hu et al., 2011; Tassy et al., 2013; Calvet et al., 2015). Although there have been a few ^{10}Be measurements around the São Francisco Craton and some of its marginal belts (Braucher et al., 1998; Braucher et al., 2004; Salgado et al., 2006; Salgado et al., 2007; Salgado et al., 2008; Barreto et al., 2013) geochronological constraints applied to landscape evolution in Brazil is still scarce. This, in turn, is particularly important because stable cratonic areas evolve under long term base level stability, and their ancient relief may be a result from an overprint of

several successive geomorphic stages through the history of landscape evolution (Osbourne, 2013).

Cosmogenic nuclide measurements in Central Brazil have indicated low to very low (10^{-1} to 10^1 m/My) erosion rates, regardless of basin (Salgado et al., 2006; Cherem et al., 2012; Barreto et al., 2013) or outcrop scale (Braucher et al., 1998; Braucher et al., 2004; Salgado et al., 2007; Pupim et al., 2015). In general, the range of rates is consistent with landscape evolution driven by differential erosion. No Quaternary tectonic pulse or tilting has been reported within the Precambrian São Francisco Craton domain (Salgado et al., 2006; Salgado et al., 2007; Barreto et al., 2013;), or even in surrounding areas (Shuster et al., 2012; Cherem et al., 2013; Pupim et al., 2015).

Our data are in perfect agreement with this scenario. During most of the Quaternary, the Agua de Rega creek watershed has evolved with an average denudation rate of 2 m/My, consistent with a similar value of 2.5 m/My calculated by Braucher et al (1998) for a quartz vein deep profile, 150km north from our study area at Gentio do Ouro. The value is also consistent with ^{10}Be denudation rates values lower than 5 m/My measured by Barreto et al. (2013), at a similar cratonic setting at Southern Espinhaço Range, 1500 km to the south in the state of Minas Gerais. Our study is the first to indicate the long timescale involved in this process, well bracketed by the older measured burial age (1.91 ± 0.12 My).

Cave sediments are recognized as important elements for assessing the timescales for cave genesis and evolution, because of the general absence of association between mineral deposits and cave inception (Polyak et al., 1988). As long as the evolution of cave systems is not decoupled from geological and geomorphic events affecting their surroundings, cave deposits are also important to establish chronologies for the evolving landscape (Granger et al., 2001; Anthony and Granger, 2007; Wagner et al., 2011). Except for Auler et al. (2002), cave

geochronology constraints in Brazil are still limited to the ^{230}Th method, and so geomorphic contributions from cave studies have been restricted to young ages.

When interpreting our ages for the caves it is important to recognize from field observation that Cenozoic sediments cover a pre-existing relief, in which modern valleys evolve by exhumation. There is no reason to think that the cave systems (or at least part of them) were not existing landforms when the Cenozoic covers drowned the ancient landscape, but establishing an entire chronology for the whole geomorphic and cave history is beyond the scope of this study. Despite the possibility of much older sediment being preserved somewhere in the cave system, our data indicates a younger Quaternary age for the sedimentary record filling the study caves. The possibility of older sequences cannot, however, be discarded.

6. Conclusions

Valleys, caves and other landforms in our study area are part of an ancient landscape with multiple episodes of burial and exhumation. During the last two million years fluvial streams and cave systems were connected in terms of water and sediment transport. The Agua de Rega creek basin has evolved within a stable scenario, with an average denudation rate close to 2 m/My. Caves and streams aggraded together leading to a fluvial fill of Lapa Dois and Torrinha that completed around 300 ky ago. Fluvial deposits can be distinguished in two units: the first is related to channel meso- and macroforms deposited during base flow, the second is associated with scours and minor channel fills deposited in bank full flow conditions. This long term alluviation of cave systems seems to be important in generating passages, determining their configuration, and setting up a general distributary pattern evident in passage morphology and sedimentary sequences. After this alluvial stage, climate changes drove successive events of base level rise resulting in deposition of mud caps and cave paragenetic

growth of the caves. Those events were active during the last 115 ky, and the last one probably occurred around 12ky.

7. Acknowledgments

Cave sediments studies presented in this document were funded by Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), grants 96/05686-0 and 2010/20560-2. Sampling of cave sediments were performed under permission by Instituto Chico Mendes de Biodiversidade (ICMBio/CECAV), license number 27341-2. Authors also would like to thank Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas for providing caves maps and surveys data.

8. References

- Anderton, R. 1985. Clastic facies models and facies analysis. In: Brenchley, P.J; Williams, B.P.J. 1985. Sedimentology: recent developments and applied aspects. Blackwell,Oxford.
- Almeida, F.F.M. 1977. O craton do São Francisco. Rev. Bras. de Geociências, 7, 349-364.
- Anthony, D.M. and Granger, D.E. 2007. A new chronology for the age of Appalachian erosional surfaces determined by cosmogenic nuclides in cave sediments. Earth Surf. Proc. and Landforms, 32, 874-877.
- Auler, A.S. 1999. Karst evolution and paleoclimate of eastern Brazil. PhD Thesis. University of Bristol.

697 Auler, A.S., Smart, P.L., Tarling, D.H., Farrant, A.R. 2002. Fluvial incision rates derived from
 698 magnetostratigraphy of caves sediments in the cratonic area of eastern Brazil. *Z.*
 699 *Geomorph.N.F.*, 46 (3), 391-403.

700 Balco G., Stone J.O., Lifton N.A., Dunai, T.J. 2008. A complete and easily accessible means of
 701 calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quat.*
 702 *Geochronology*, 3, 174-195.

703 Barreto, H. N., Varajão, C. A., Braucher, R., Bourlès, D. L., Salgado, A. A., & Varajao, A. F. (2013).
 704 Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in
 705 situ-produced cosmogenic beryllium-10. *Geomorphology*, 191, 1-13.

706 Bosch, R.F. and White, W.B. 2007. Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic
 707 aquifers. In: Sasowsky, I.D. AND Mylroie, J. 2007. *Studies of cave sediments – Physical and*
 708 *Chemical records of paleoclimate.* Springer, Dordrecht: p. 1-22.

709 Braucher R., Bourlès D.L., Colin F., Brown E.T., Boulangé B. 1998. Brazilian laterite dynamics
 710 using in situ-produced ^{10}Be . *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163, 197-205.

711 Braucher R., Lima C. V., Bourlès D. L., Gaspar J. C., Assad M. L. L. 2004. Stone-Line formation
 712 processes documented by in-situ produced ^{10}Be distribution, Jardim River basin, DF, Brazil.
 713 *Earth Planet. Sci. Lett.*, 222, 645-651.

714 Bretz, J. H. 1953. Genetic relations of caves to peneplains and Big Springs in the Ozarks
 715 [Missouri]. *Amer. Jour. of Science*, 251 (1), 1-24.

716 Bridge, J.S. and Demicco, R.V. 2008. *Earth surface processes, landforms and sediment deposits.*
 717 Cambridge University Press, New York.

718 Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Hez, G., Bourlès, D., Guillou, V., ... and ASTER Team. 2015.
719 Cave levels as proxies for measuring post-orogenic uplift: Evidence from cosmogenic dating of
720 alluvium-filled caves in the French Pyrenees. *Geomorphology*, 246, 617-633.

721 Carbonell, E., Burmúdez DE Castro, J. M., Parés, J. M., Pérez-González, A., Cuenca-Bescós, G.,
722 Ollé, A., Mosquera, M., Huguet, R., ., Van der Made, J., Rosas, A., Sala, R., Vallverdú, J., García,
723 N., Granger, D. E., Martínón-Torres, M., Rodríguez, X. P., Stock, G. M., Vergès, J. M., Allué, E.,
724 Burjachs, F., Cáceres, I., Canals, A., Benito, A., Díez, C., Lozano, M., Mateos, A., Navazo, M.,
725 Rodríguez, J., Rosell, J., and Arsuage, J. L. 2008. The first hominin species of Europe. *Nature*,
726 452, 465-470.

727 Carmo I. de O. and Vasconcelos P.M. 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology constraints on late
728 Miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241:80-94.

729 Cheng, H., Edwards, R.L., ChouShen, C., Poliak, V., Asmeron, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J.,
730 Wang, Y., Kong, W., Spotl, C., Wang, X., Alexander Jr., E.C. 2013. Improvements in ^{230}Th dating,
731 ^{230}Th and ^{234}U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively
732 coupled plasma mass spectrometry, *Earth Planetary Science Letters*, 371-371, 82-91.

733 Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, D. 2010. Determination of the ^{10}Be half-
734 life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and*
735 *Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268, 192-
736 199.

737 Cherem L.F.S., Varajão C.A.C., Braucher R., Bourlès D., Salgado, A.A.R., Varajão A.C. 2012. Long-
738 term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. *Geomorphology*, 173-174,
739 118-127.

740 CPRM - Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais. 1999. Carta geológica SEABRA (SD-23-V-
 741 A). Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM, Salvador,
 742 Brasil.

743 Cruz JR, F.W. 1998. Caracterização geomorfológica e geoespeleológica da região de Iraquara.
 744 Master Degree Thesis. Universidade de São Paulo.

745 Davis, W.M. 1930. Origin of limestone caverns. Geol. Soc. of Am. Bull., 41, 475-628.

746 Dirks, P.H., Kibii, J.M., Kuhn, B. F., Steininger, C., Churchill, S. E., Kramers, J. D., Pickering, R.,
 747 Farber, D.L., Mériaux, A.S., Herries, A.I.R, King, G.C.P., Berger, L. R. 2010. Geological setting
 748 and age of *Australopithecus sediba* from southern Africa. Science, 328, 205-208.

749 Edwards, R.L.; Chen, J.H.; Wasserburh, G.J. 1986. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and the
 750 precise measurement of time over the past 500.000 years. Earth Planetary Science Letters, 81,
 751 175-192.

752 Ellwood, B. B., and Gose, W. A. 2006. Heinrich H1 and 8200 yr BP climate events recorded in
 753 Hall's Cave, Texas. Geology, 34, 753-756.

754 Farrant, A.R. 2004. Paragenesis. In: Gunn, J. (Ed.) 2004. Encyclopedia of Caves and Karst
 755 Science. Fitzroy Dearborn, New York - London.

756 Farrant, A. R. and Smart, P.L. 2011. Role of sediment in speleogenesis: alluviation and
 757 paragenesis. Geomorphology, 134, 79-93.

758 Figueiredo, F. T., De Almeida, R. P., Tohver, E., Babinski, M., Liu, D., & Fanning, C. M. 2009.
 759 Neoproterozoic glacial dynamics revealed by provenance of diamictites of the Bebedouro
 760 Formation, São Francisco Craton, Central Eastern Brazil. Terra Nova, 21(5), 375-385.

761 Ford, D. C., and Ewers, R. O. 1978. The development of limestone cave systems in the
 762 dimensions of length and depth. Canadian Journal of Earth Sciences, 15(11), 1783-1798.

763 Ford, D. and Williams, P. 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology. Revised edition.
764 Wiley, Wet Sussex.

765 Fujioka T., Chappell J., Keith Fifi L., Rhodes, E.J. 2009. Australian desert dune fields initiated
766 with Pliocene–Pleistocene global climatic shift. *Geology*, 37, 51–54.

767 Gillieson, D. 1986. Cave sedimentation in the New Guinea Highlands. *Earth Surface Processes*
768 and Landforms, 11, 533-543.

769 Granger, D.E. 2013. Cosmogenic nuclide burial dating in archaeology and paleoanthropology.
770 In: Cerling, T.E. (ed.) 2013. *Treatise on Geochemistry* 12. Elsevier, Oxford.

771 Granger, D.E. 2006. A review of burial dating methods using ^{26}Al and ^{10}Be . In: Siame L.L.,
772 Bourlés D.L. e Brown E.T. (eds). *In situ-produced cosmogenic nuclides and quantification of*
773 *Geological Processes*, Geological Society of America Special Paper 415, p.1-16.

774 Granger D.E., Fabel D., Palmer A.N. 2001. Pliocene-Pleistocene incision of the Green River,
775 Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in Mammoth Cave
776 sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 825-836.

777 Granger D.E., Kirchner J.W., Finkel R.C. 1997. Quaternary downcutting of the New River,
778 Virginia, measured from differential decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited
779 alluvium. *Geology*, 25,107-110.

780 Granger, D.E. and Muzikar,P.F. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic
781 nuclides: theory, tecniques and limitations. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 188, p. 269-
782 281. 2001.

783 Häuselmann, P. and Granger, D.E. 2005. Dating of caves by cosmogenic nuclides: method,
784 possibilities and the siebenhengste example (Switzerland). *Acta Carstologica*, 34(1), 43-50.

785 Herman, E.K., Toran, L., White, W.B. 2012. Clastic sediment transport and storage in fluviokarst
 786 aquifers: an essential component of karst hydrogeology. *Carbonates and Evaporites*, 27, 211-
 787 241.

788 Japsen, P., Bonow, J.M., Grenn, P.F., Cobbold, P.R., Chiossi, D., Magnavita, L., Pedreira, A. 2012.
 789 Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *Geological*
 790 *Society of America Bulletin*, 124, 800-816.

791 Hu, X., Kirby, E., Pan, B., Granger, D.E. E Su, H. 2011. Cosmogenic burial ages reveal sediment
 792 reservoir dynamics along the Yellow River, China. *Geology*, 39(9), 839-842.

793 King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, 18, 147-
 794 265.

795 Kohl, C. P., & Nishiizumi, K. 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-
 796 produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(9), 3583-3587.

797 Lal, D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and
 798 erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 424-439.

799 Lal D. and Arnold J.R. 1985. Tracing quartz through the environment. *Proceedings of Indian*
 800 *Academy of Science: Earth and Planetary Science Letters*, 9, 1-5.

801 Laureano, F.V. 1998. O registro sedimentar clástico associado aos sistemas de cavernas Lapa
 802 Doce e Torrinha, Iraquara, Chapada Diamantina (BA). Unpublished MSc Thesis. University of
 803 São Paulo.

804 Lauritzen, S.-E. ; Lauritsen, A. 1995. Differential diagnosis of paragenetic and vadose canyons.
 805 *Cave and Karst Science*, 21(2), 55-59.

806 Lisker, S., Porat, R., & Frumkin, A. 2010. Late Neogene rift valley fill sediments preserved in
807 caves of the Dead Sea Fault Escarpment (Israel): palaeogeographic and morphotectonic
808 implications. *Sedimentology*, 57, 429-445.

809 Magnavita, L.P., Davison, I., and Kusznir, N.J. 1994. Rifting, erosion, and uplift history of the
810 Recôncavo-Tucano -Jatobá Rift, northeast Brazil: *Tectonics*, 13, 367–388.

811 Mahler, Barbara J., Leo Lynch, and P. C. Bennett. 1999. Mobile sediment in an urbanizing karst
812 aquifer: implications for contaminant transport. *Environmental geology*, 39(1), 25-38.

813 Mahler, B.J.; Personné, J-C.; Lynch, F.L. e Metre, P.C.V. 2007. Sediment and sediment-
814 associated contaminant transport through karst. In: Sasowsky, I.D. and Mylroie, J. 2007.
815 *Studies of cave sediments – Physical and Chemical records of paleoclimate*. Springer,
816 Dordrecht, p. 23-46.

817 Matmon A., Ron H., Chazan M., Porat N., Horwitz L.K. 2012. Reconstructing the history of
818 sediment deposition in caves: A case study from Wonderwerk Cave, South Africa. *Geological*
819 *Society of America Bulletin*, 124, 611-625.

820 Matmon, A., Stock, G.M., Granger, D.E., Howard, K.A. 2011. Dating of Pliocene Colorado river
821 sediments: implications for cosmogenic burial dating and the evolution of the lower Colorado
822 River. *Geological Society of America Bulletin*, 124, 626-640.

823 Miall, A.D. 2006. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and*
824 *petroleum geology*. Spring Verlag, Berlim (4th rev. edit.).

825 Misi, A., & Veizer, J. 1998. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin,
826 Brazil: chemostratigraphy, age and correlations. *Precambrian Research*, 89(1), 87-100.

827 Moeyersons, J. 1997. Geomorphological processes and their palaeoenvironmental significance
828 at the Shum Laka cave (Bamenda, western Cameroon). *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*
829 *Palaeoecology*, 133(1), 103-116.

830 Monteiro, H. S., Vasconcelos, P. M., Farley, K. A., Spier, C. A., & Mello, C. L. 2014. (U–Th)/He
831 geochronology of goethite and the origin and evolution of cangas. *Geochimica et*
832 *Cosmochimica Acta*, 131, 267-289.

833 Moriarty, K.C.; McCulloch, M.T.; Wells, R.T.; McDowell, M.C. 2000. Mid-Pleistocene cave fills,
834 megafaunal remains and climate change at Naracoorte, South Australia: towards a predictive
835 model using U-Th dating of speleothems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*,
836 159, 103-143.

837 Nichols, G. J., & Fisher, J. A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary
838 system deposits. *Sedimentary Geology*, 195(1), 75-90.

839 Nishiizumi, K. 2004. Preparation of ²⁶Al AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in*
840 *Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 223, 388-392.

841 Nishiizumi K., Imamura M., Caffee M.W., Southon J., Finkel R., Mccaninch J. 2007. Absolute
842 calibration of ¹⁰Be AMS standards. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research,*
843 *Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 258, 403-413.

844 Osborne, R.A. 2013. Preservation and burial of ancient karst. In: Shroder, J. F. (Ed.). 2013.
845 *Treatise on geomorphology* (Vol. 1). Academic Press.

846 Palmer, A.N. 1975. The origin of maze caves. *The National Speleological Society Bulletin*, 37, 56-
847 76.

848 Palmer, A.N. 2007. *Cave Geology*. Cave Books, Dayton.

849 Panno, S. V., Curry, B. B., Wang, H., Hackley, K. C., Liu, C. L., Lundstrom, C., Zhou, J. 2004.
850 Climate change in southern Illinois, USA, based on the age and $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter in cave
851 sediments. *Quaternary Research*, 61, 301-313.

852 Pedreira da Silva, A. 1994. O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental,
853 Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. PhD Thesis, Universidade de São Paulo.

854 Piló, L. B., Auler, A. S., Neves, W. A., Wang, X., Cheng, H., & Edwards, R. L. 2005.
855 Geochronology, sediment provenance, and fossil emplacement at Sumidouro Cave, a classic
856 late Pleistocene/early Holocene paleoanthropological site in eastern Brazil. *Geoarchaeology*,
857 20, 751-764.

858 Polyak, V.J.; Mc-Intosh, W.C.; Güven, N. e Provencio, P. 1998. Age and origin of Carlsbad
859 Cavern and related caves from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ of alunite. *Science*. 279(5358),. 1919-1922.

860 Pupim, F N., Bierman, P. R., Assine, M. L., Rood, D. H., Silva, A., & Merino, E. R. 2015. Erosion
861 rates and landscape evolution of the lowlands of the Upper Paraguay river basin (Brazil) from
862 cosmogenic ^{10}Be . *Geomorphology*, 234, 151-160.

863 Richard, D.A.; Dorale, J.A. 2003. Uranium-series chronology and environmental applications of
864 speleothem. In: BOURDON, B. et al. (Eds.), *Uranium-series Geochemistry. Reviews in*
865 *Mineralogy and Geochemistry*, 52, 407-460.

866 Renault, P. 1968. Contribution a l'etude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la
867 spéléogénèse. *Annales de Spéléologie*, 23(3), 575-593.

868 Salgado A.A.R., Braucher R., Colin F., Nalini Jr H.A., Varajão A.F.D.C, Varajão C.A.C. 2006.
869 Denudation rates of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil: Preliminary results from
870 measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogeic ^{10}Be . *Journal of*
871 *Geochemical Exploration*, 88,313-317.

872 Salgado A.A.R., Varajão C.A., Colin F., Braucher R., Varajão A.F.D.C., Nalini Jr. H.A., Cherem
873 L.F.S., Marent B.R., Brindusa C.B. 2007. Estimativa das taxas de erosão das terras altas da alta
874 bacia do rio das velhas no quadrilátero ferrífero: implicações para a evolução do relevo.
875 Revista Brasileira de Geomorfologia, 8,3-10.

876 Salgado, A. A. R., Braucher, R., Varajao, A. C., Colin, F., Varajão, A. F. D. C., & Nalini Jr, H. A.
877 2008. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (^{10}Be)
878 cosmogenic nuclei. Zeitschrift für Geomorphologie, 52(3), 317-323.

879 Sampaio, D.R.; Costa, E.D.A.; Araújo Neto, M.C. 1994. Diamantes e carbonados do alto Rio
880 Paraguaçu: geologia e potencialidade econômica. Série Arquivos Abertos, v.8. CBPM, Salvador.

881 Shuster, D. L., Farley, K. A., Vasconcelos, P. M., Balco, G., Monteiro, H. S., Waltenberg, K., &
882 Stone, J. O. 2012. Cosmogenic ^3He in hematite and goethite from Brazilian “canga” duricrust
883 demonstrates the extreme stability of these surfaces. Earth and Planetary Science Letters, 329,
884 41-50.

885 Souza, S.L.; Brito, P.C.R; Silva, R.W.S. 1993. Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais da
886 Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia. Série Arquivos Abertos, v.2. CBPM, Salvador.

887 Tassy A., Mocochain L., Bellier O., Braucher R., Gattacceca J., Bourlès, D. 2013. Coupling
888 cosmogenic dating and magnetostratigraphy to constrain the chronological evolution of peri-
889 Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: Example of Ardèche Valley,
890 Southern France. Geomorphology, 189, 81-92.

891 Valadão, R.C. 2009. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e
892 tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil oriental. Revista
893 Brasileira de Geomorfologia, 10, 77-90.

Wagner, T.; Fritz, H.; Stüme, K.; Nestroy, O.; Rodnight, H. Hellstrom, J., Benischke, R. 2011. Correlations of cave levels, stream terraces and planation surfaces along the River Mur – timing of landscape evolution along the eastern margin of the Alps. *Geomorphology* (2011), doi:10.1016/j.geomorph.2011.04.024.

Wittmann, H. and Blanckenburg, F.V. 2009. Cosmogenic nuclide budgeting of floodplain sediment transfer. *Geomorphology*, 109(3), 246-256.

Wittmann H., Blanckenburg F. V., Maurice L.E., Guyot J.-L., Filizola N., Kubik P.W. 2011. Sediment production and delivery in the Amazon River basin quantified by in situ-produced cosmogenic nuclides and recent river loads. *Geological Society of America Bulletin*, 123, 934–950.

White, W.B. 2007. Cave sediments and paleoclimate. *Journal of Cave and Karst Studies*. 69 (1), 76-93.

White, E.L.; White, W.B. 1968. Dynamics of sediment transport in limestone caves. *NSS Bulletin*, 30 (4), 115-129.

White, W. B., Vito, C., & Scheetz, B. E. 2009. The mineralogy and trace element chemistry of black manganese oxide deposits from caves. *Journal of Cave and Karst Studies*, 71 (2), 136-143.

Supplementary data - Sedimentation and incision model

The model starts with a steady state eroding landscape depositing sediment in a river valley. Initial input parameters are the erosion rate (E), the mean density for the sediments (ρ) and the cosmogenic production rates due to neutrons and muons ($P_{i,n}$ and $P_{i,m}$), obtained from the online CRONUS calculator (Balco et al., 2008). Following Lal (1991), the initial cosmogenic nuclide concentration can be calculated from equation [1] considering an attenuation length

(Λ) of 160g/cm² for neutrons and 4000g/cm² for muons (Braucher et al., 2013). Here the subscript i indicates either ²⁶Al or ¹⁰Be atoms and τ_i their radioactive mean life.

$$N_{i,inh} = P_{i,n}/(\rho E/\Lambda_n + 1/\tau_i) + P_{i,m}/(\rho E/\Lambda_m + 1/\tau_i) \quad (1)$$

The model assumes a valley aggradation until a given depth Z above the present day valley floor at a rate S and a subsequent re-incision event at a rate I . The inventory of ²⁶Al and ¹⁰Be in the sediment continues to build up by production at depth and also decay by radioactivity.

During aggradation over the period of time S/Z required to fill the valley the cosmogenic nuclide concentrations are calculated following equation (2), modified from Lal and Arnold (1985) to include production by muons.

$$N_{i,agg} = N_{i,inh} \exp(-Z/S\tau_i) + [P_{i,n}/(\rho S/\Lambda_n - 1/\tau_i)][\exp(-Z/S\tau_i) - \exp(-\rho Z/\Lambda_n)] \\ + [P_{i,m}/(\rho S/\Lambda_m - 1/\tau_i)][\exp(-Z/S\tau_i) - \exp(-\rho Z/\Lambda_m)] \quad (2)$$

Following aggradation, the stream incises into its sediment for a period of time Z/I . The concentrations that accumulated during aggradation are then amended by continued production and decay following equation (3).

$$N_{i,inc} = N_{i,agg} \exp(-Z/I\tau_i) + [P_{i,n}/(\rho I/\Lambda_n + 1/\tau_i)]\{1 - \exp[-Z/I(\rho I/\Lambda_n + 1/\tau_i)^{-1}]\} \\ + [P_{i,m}/(\rho I/\Lambda_m + 1/\tau_i)]\{1 - \exp[-Z/I(\rho I/\Lambda_m + 1/\tau_i)^{-1}]\} \quad (3)$$

Equation (3) describes the concentration of ^{26}Al and ^{10}Be expected material that the stream is actively incising from its valley floor. Of course, this is only a fraction of the entire bedload of a stream. The remainder is derived from erosion of the bedrock exposed on hillslopes upstream. We can estimate the total ^{26}Al and ^{10}Be concentrations by mixing a fraction F_r of the valley bottom material with the remainder $(1 - F_r)$ having a concentration equal to N_{inh} , which represents the background hillslope erosion rate within the watershed.

$$N_i = F_r(N_{i,inc}) + (1 - F_r)N_{inh} \quad [6]$$

References

- Balco G., Stone J.O., Lifton N.A., Dunai, T.J. 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology*, 3:174-195.
- Braucher R., Bourlès D., Romani, J.D., Fernandez-Mosquera D., Marti K., Lèanni L. 2013. Determination of muon attenuation lengths in depth profiles from in situ produced cosmogenic nuclides. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 294: 484–490
- Lal D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104:424-439.
- Lal D. & Arnold J.R. 1985. Tracing quartz through the environment. *Proceedings of Indian Academy of Science: Earth and Planetary Science Letters*, 94:1-5.

Figure (Color)
[Click here to download high resolution image](#)

Figure 1

Figure (Color)
[Click here to download high resolution image](#)

Figure 3

Figure 4

Figure 6B

Figure 7

Figure 9

Contribuições ao estudo da megafauna pleistocênica

Entre os anos de 1977 e 1982, o candidato participou dos projetos de pesquisa “Paleontologia do vale do Ribeira de Iguape”, onde a primeira etapa foi a escavação dos depósitos sedimentares do Abismo do Fóssil (Lino et al., 1979), e a segunda, no Absimo Ponta de Flecha (Barreto et al., 1982), localizados na bacia do rio Betari, Iporanga (SP). Foram projetos interdisciplinares, com o objetivo de estudar o material paleontológico contido nos depósitos sedimentares das cavernas, através de escavações aplicando técnicas arqueológicas. As pesquisas contaram com auxílio à pesquisa e bolsas de Iniciação Científica da FAPESP, sob orientação dos Profs. Paulo Emilio Vanzolini (do Museu de Zoologia, USP) e Oscar Rosler (do Instituto de Geociências, USP). Entre os resultados destaca-se o grande acervo de ossadas e dentes da megafauna pleistocênica, inclusive alguns dentes de *Toxodon platensis*, onde foram descritas incisões, interpretadas por arqueólogos como prováveis sinais de corte realizados por ação humana (Barreto et al., 1982), sugerindo a convivência da megafauna com humanos na região do alto vale do Ribeira. Na época estes resultados não tiveram impacto significativo no meio científico devido à falta de determinações de idade das espécies extintas. O material foi catalogado (com identificação taxonômica e local de escavação), sendo uma parte inserida no acervo de coleções do MZUSP e outra na coleção paleontológica do IGcUSP.

Um dado cronológico muito interessante, mas polemico em relação aos registros da sobrevivência da megafauna no Pleistoceno, foi produzido em cooperação com Oswaldo Baffa (Departamento de Física e Matemática, FFLCRP, USP), através da datação por ESR do esmalte e dentina de um pré-molar de *Toxodon platensis* (Baffa et al., 2000). As idades obtidas variaram entre 6 e 5 mil anos, o que representou a idade mais jovem para sobrevivência desta espécie na América do Sul, dado este, questionado, pois parte da comunidade científica considerava este método como emergente e não estabelecido como método geocronológico absoluto.

A questão da cronologia do material paleontológico do Vale do Ribeira foi retomada através da cooperação com a equipe do Prof. Dr. Walter Neves (Laboratório de Estudos Evolutivos Humanos, Instituto de Biociências USP), em especial o Biólogo Dr. Alex Hubbe. As escavações coordenadas por Neves na caverna Lapa Vermelha (Lagoa Santa, MG), revelaram a presença humana mais antiga da América do Sul, com cerca de 11.500 anos (Neves et al., 2005), sugerindo também uma possível associação humana com as ossadas da megafauna, seguindo as interpretações de Peter Lund de 1890 sobre os achados de esqueletos humanos e ossadas da megafauna na caverna Sumidouro, município de Lagoa Santa (Paula Couto, 1953). O ponto central da discussão das descobertas arqueológicas e paleontológicas era verificar e provar a

hipótese de convivência entre o povo antigo de Lagoa Santa (“Povo de Luzia”, Neves e Piló, 2008) e as preguiças gigantes e os tigres dente de sabre, e se esta relação teria contribuído na extinção destas espécies, aliás, outro ponto ainda polêmico: causas da extinção total da megafauna pleistocênica. O primeiro passo para testar as hipóteses de convivência e possíveis causas de extinção foi a obtenção de idades absolutas do material paleontológico e paleoantropológico. O material ósseo das cavernas de Lagoa Santa revelou ser praticamente inviável para datação por ^{14}C , pois apresentaram sistematicamente falta de colágeno preservado. Idades relativas foram obtidas através de datação de crostas calcíticas intercaladas nos depósitos sedimentares fossilíferos (Auler et al., 2006), mas havia a necessidade de idades absolutas do material ósseo. Com o objetivo de obter idades ^{14}C da megafauna, o grupo liderado por Neves partiu para obter estas idades em outros sítios paleontológicos da megafauna no Brasil. É nesse momento que o material coletado no vale do Ribeira entra no estudo. O primeiro alvo foram os dentes de *T. platensis*, do Abismo Ponta de flecha, pois as idades ESR eram as mais recentes do Brasil e perfeitamente contemporâneas com sítios arqueológicos do sudeste brasileiro. Decidiu-se submeter os mesmos dentes para datação ^{14}C por AMS, no laboratório Beta Analytic, através do projeto FAPESP de Walter Neves. Os dentes apresentaram colágeno suficiente, extraído da dentina, e forneceram idades de 13.150–13.770 e 12.900–13.180 anos AP (Neves et al., 2007), uma diferença em torno de 4.500 anos com o método ESR. Devido ao fato do ^{14}C em colágeno ser um método de datação com maior comprovação e mais aceito na comunidade de pesquisa do Quaternário, Neves et al (2007) propõem considerar este resultado como mais provável para a idade do *T. platensis* do Ribeira.

O resultado positivo obtido com a datação ^{14}C dos dentes de *Toxodon*, levou o grupo a datar outras espécies identificadas nos abismos anteriormente estudados do Ribeira. Foram obtidas 6 idades que variam entre ~19,3 e 12,5 mil anos AP, envolvendo ossos e dentes do Abismo do Fóssil (Iporanga) e Abismo Iguatemi (Apiáí), Hubbe et al. (2013) e uma idade de ~ 20,5 mil anos a partir uma placa óssea de *Glyptodon sp.* (Tatu gigante) do Abismo do Fóssil (Hubbe et al. 2011). Este conjunto de idades absolutas obtidas para a região sul de São Paulo é concordante com a faixa temporal para outras idades obtidas no restante do Brasil, conforme é discutido em Hubbe et al. (2013), que estende a presença da megafauna na região sudeste do Brasil até o final do Pleistoceno e início do Holoceno. A questão da extinção deste grupo de animais é discutida no contexto das variações pluviométricas obtidas a partir das estalagmites na caverna de Santana, para os últimos 120 mil anos, localizada no mesmo contexto ambiental dos fósseis (Cruz et al., 2006a). A convivência entre grupos humanos e a megafauna é provável, pois há ocupação humana no abrigo Maximiano (caverna Casa de Pedra, Collet, 1985) datada de 11.700 anos AP, mas não há registros arqueológicos que

comproven a atividade de caça que poderia ter influenciado sua extinção. O registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ da caverna Santana não indica fases áridas ou semiáridas para a região que pudessem suportar a hipótese de extinção devido à fases áridas durante o ultimo máximo glacial, como sugerido anteriormente (Ab`Saber, 1977). Ao contrário, este registro indica alternâncias abruptas de fases mais e menos pluviosas na transição do Maximo glacial (21 Ma) para o Holoceno, com um período de maior pluviosidade entre 18,5 a 15,5 Ma, seguido por pulsos menos pluviosos. Interpreta-se que estas oscilações abruptas milenares de pluviosidade podem ter causado variações rápidas de mata densa fechada para mata aberta, conforme sugerido por registros polínicos em outros locais no estado de São Paulo. Será que estas oscilações de pluviosidade podem ter causado ou contribuído na extinção da megafauna? Esta pergunta deverá ser respondida por pesquisas que complementem a variação do quadro ambiental na transição do Pleistoceno/Holoceno, como por exemplo, qual foi a variação de temperatura na transição entre o Maximo Glacial e Holoceno? Como a alternância de fases muito úmidas com menos úmidas afetaram a dinâmica da população destas espécies? Enfim, a discussão apresentada em Hubbe et al. (2013) conclui que o entendimento de como as mudanças climáticas poderiam ter promovido os eventos de extinção do Quaternário ainda é incipiente.

Os resultados acima abordados demonstram um exemplo de integração de informações e conhecimento entre grupos de pesquisa com abordagem multidisciplinar, visando entender a dinâmica de processos ambientais e seus registros no carste.

3.5 Hidrologia do sistema cárstico – contribuição ao estudo do aquífero

Através do estudo sistemático do carste associado às faixas carbonáticas do Sub-Grupo Lajeado (Gr Açungui) na bacia do rio Betari, iniciados com a tese de doutorado do candidato (Karmann, 1994), surgiram perguntas básicas da hidrologia deste sistema. A questão central era definir as conexões entre os vários pontos de absorção do escoamento superficial alogênico (sumidouros em vales cegos) com o conjunto de nascentes cársticas e os sistemas de cavernas da bacia do rio Betari. Com base nestas conexões, definição de rotas de fluxo e obtenção de hidrogramas, determinam-se parâmetros hidráulicos da água subterrânea, como velocidade de fluxo, tempo de residência e coeficientes de recessão do hidrograma. Este tema de pesquisa contribui no desenvolvimento e treinamento de técnicas fundamentais aplicadas na gestão de aquíferos cársticos, na época, incipiente no Brasil.

A primeira pesquisa realizada nesta área foi através da dissertação de mestrado de Ayub (1998), sob orientação do candidato, com o objetivo de iniciar a aplicação do

método de corantes traçadores fluorescentes no estudo do fluxo da água subterrânea, seguindo a metodologia tradicional de Smart e Smith (1976) e Jones (1986). Selecionou-se o sistema cárstico Pérolas-Santana (tributário da margem esquerda do rio Betari, Iporanga, SP), para testar as conexões hidráulicas possíveis, através de testes qualitativos com uso de Rhodamina WT e captores de carvão ativado. Com apoio da FAPESP foi adquirido um fluorímetro, necessário para detectar a presença do traçador na água e na solução extraída dos captores de carvão ativado. Através de vários testes qualitativos de conexão foi possível individualizar 3 rotas de fluxo paralelas da água subterrânea (figura 9). Cada ensaio envolveu a instalação de fluorcaptors nos possíveis pontos de surgência, injeção de uma solução com o traçador fluorescente no sumidouro em teste e a retirada dos captors em intervalos definidos, para delimitar uma estimativa inicial de tempo de percurso da água subterrânea. Conforme os resultados de conexão de cada teste adaptava-se a estratégia para novos testes.

Figura 9 - Distribuição de cavernas e rotas de fluxo da água subterrânea no sistema Pérolas Santana, bacia do rio Betari, Iporanga, SP.

Os resultados foram muito positivos, tanto em relação ao aprendizado prático de realização de uma campanha de testes fluorimétricos em hidrogeologia, como também, na aplicação dos resultados em modelagem hidrogeológica do sistema cárstico Pérolas-Santana e suas rotas de fluxo. Obteve-se velocidade média de fluxo da água subterrânea entre 0,02 - 0,03 m/s (distância retilínea de 5,5 km entre sumidouro e resurgência), associados a uma vazão de 0,34 m³/s do sistema Perolas Santana. Outra novidade sobre os sistemas testados foi a identificação e uma rota distributária de fluxo subterrâneo, ou seja, um ponto de injeção comunica-se com dois pontos de saída, ao contrário do esperado pela configuração de superfície e geometria de rios subterrâneos em cavernas.

Infelizmente a tese de Ayub (1988) não foi publicada, mas por outro lado, deu início a uma cooperação científica com o Dr. José A. Ferrari, do Instituto Geológico do Estado de São Paulo, o qual deu continuidade às pesquisas neste tema, em parceria com o candidato, resultando em dissertações e teses junto ao Programa de Pós-graduação em Geoquímica do IGc USP.

Destaca-se um estudo conjunto desenvolvido através da dissertação de Gentner (2001), na região do Lajeado, bacia do Betari, Iporanga, SP. Resultou na identificação das rotas de fluxo no corpo carbonático do Lajeado e elaboração de um mapa hidrogeológico, demarcando as áreas de captação de bacias de drenagem cárstica da área (Gentner et al 2003). Esta etapa é o começo de qualquer pesquisa hidrológica de um sistema (no presente caso, cárstico): conhecer a geometria dos pontos de entrada e saída e suas conexões. Este mapeamento foi acompanhado pelo monitoramento hidrológico de duas nascentes no bairro da Serra, coordenados pelo Dr. Ferrari, através da instalação de linígrafos digitais e pluviômetros com registradores de eventos de chuva na área das nascentes. Obtiveram-se os hidrogramas da nascente associada à caverna Águas Quentes, conectada ao sistema de cavernas Areias, e da nascente do Lago do Bairro da Serra, alimentada pelo sistema Córrego Fundo (Ferrari e Karmann, 2008).

O comportamento hidrodinâmico contrastante destes dois sistemas cársticos, desenvolvidos no mesmo corpo de rochas carbonáticas, é expresso pelos hidrogramas e os parâmetros hidráulicos derivados (Ferrari e Karmann, 2008). A nascente do córrego Águas Quentes (sistema Areias) apresenta uma série temporal de vazão, onde o tempo de resposta à eventos de recarga pluviométrica é relativamente curto, e os picos de escoamento rápido são bem demarcados, com subidas rápidas de vazão e deflúvio exponencial semelhante ao de rios superficiais. Já a curva de variação de vazão com o tempo da nascente do lago apresenta respostas lentas aos eventos de recarga e deflúvio prolongado, onde são perceptíveis somente chuvas de maior volume, lembrando surgências de sistemas fissurados.

A aplicação de técnicas de análise espectral e correlação cruzada nos hidrogramas mostrou-se muito útil em traduzir as observações acima em parâmetros quantitativos (Ferrari e Karmann, 2008). A correlação cruzada indicou um efeito memória de 84 dias na nascente do lago e 5,3 dias na ressurgência do sistema Areias. Através da densidade espectral o sistema do lago apresentou tempo de regulação de 68,96 dias, enquanto o sistema areias 5,3 dias. A análise de ondeletas dos sinais espectrais mostrou a presença de componentes periódicos de 2 a 8 dias no sistema Areias, descontínuos e de intensidade variável, típicos de sistemas que retornam rapidamente ao estágio pré-excitação, comportamento não exibido no espectro do Lago. A análise da relação pulso-resposta obtida a partir da função de correlação cruzada, utilizou como variável de entrada o sinal de chuva horária e variável de saída a descarga horária dos sistemas. Esta análise mostra os tempos de resposta das drenagens aos impulsos de chuva que incidem sobre a bacia. O valor máximo de correlação entre pulso e resposta ocorre após 10 horas no sistema Areias e após 53 horas no sistema do Lago. Estes valores representam valores médios, pois consideram a série temporal inteira de precipitação e descarga dos sistemas.

O comportamento distinto entre os dois sistemas é atribuído às características morfológicas de cada um. O sistema Areias é composto por condutos amplos, presença de rio subterrâneo, significativo entalhamento vadoso (cânion subterrâneo) e grandes áreas de captação alogênica. O sistema associado à nascente do lago possui isolados trechos de condutos acessíveis acima da zona saturada (caverna Córrego Fundo), áreas de captação alogênica pequenas (se comparadas ao anterior), e provável rede de condutos freáticos e fissuras (evidenciado nas proximidades pela perfuração de poços), ou seja, corresponde a um sistema cárstico menos desenvolvido que o das Areias, apesar de apresentar importante reservação e vazão de água subterrânea.

A interpretação da hidrodinâmica de aquíferos cársticos através da aplicação de técnicas de análise de hidrogramas, conforme exemplificado acima (Ferrari e Karmann 2008), é uma ferramenta importante para auxiliar a gestão de aquíferos cársticos, ainda muito pouco utilizada no Brasil, principalmente nas áreas onde são explorados para abastecimento de água.

4. Considerações finais e perspectivas dos estudos geológicos do carste no Brasil

Os temas abordados na presente sistematização de parte da obra do candidato demonstram o avanço das pesquisas relacionadas ao sistema cárstico junto ao Instituto de Geociências da USP, ao longo das últimas duas décadas, considerando seu início a partir da abertura da linha de pesquisa no tema em 1995, no Programa de Pós-graduação do Instituto. A trajetória científica do candidato teve como meta principal implantar o estudo geológico do sistema cárstico, tanto na graduação como pós-graduação.

Nota-se uma grande diversidade de aspectos investigados, o que é atribuído principalmente à necessidade de atender a demanda por parte de alunos interessados na pós-graduação em geologia de cavernas e carste no Brasil, pois no início havia uma carência de orientadores disponíveis nesta área.

Para viabilizar o início dos trabalhos, optou-se pelo o estudo integrado do relevo com os sistemas de cavernas, pois as feições de superfície são dependentes da drenagem subterrânea, atendendo assim a geomorfologia e geoespeleologia. Introduziu-se o conceito de cartografia de fenômenos cársticos, onde a superfície cárstica, analisada através de técnicas morfométricas em diferentes escalas, revela diversos compartimentos geomorfológicos, e os processos naturais de subsidência e colapso do terreno são integrados à ocorrência de cavidades e sistemas de drenagem subterrânea. Importantes avanços estão sendo obtidos nesta área, no sentido de prever locais susceptíveis a acidentes geológicos em terrenos cársticos, devido à colapsos catastróficos, muitas vezes induzidos pela ação antrópica nestes terrenos

Nesta etapa surgiu a necessidade dos mapas de cavernas, mas não simplesmente mapas de exploração, onde a preocupação do explorador é mostrar o quanto progrediu no subterrâneo. Além da pergunta quanto andou e se continua, surgem as perguntas: em qual direção andou? Qual o desnível? Como é a forma do espaço subterrâneo? Qual é sua relação com a superfície? Apesar das dezenas de quilômetros de cavernas descobertas nesta época, alias, a década de 90 foi um dos períodos com o maior número de grandes cavernas descobertas pelos grupos de exploração no Brasil, a maioria dos mapas produzidos não respondiam as perguntas acima. Iniciou-se então a produção de mapas geoespeleológicos, os quais representam o desenvolvimento subterrâneo em projeção horizontal e vertical através de seções longitudinais e transversais, com representação da morfologia dos condutos e salões. Sobre estas bases são indicadas informações geológicas, como medidas estruturais e dados litológicos. Estes mapas e seções geológicas são a base dos estudos sobre a gênese das cavernas e elaboração de modelos espeleogenéticos de áreas carbonáticas.

Os mapas geoespeleológicos produzidos através de dissertações de mestrado e teses pelo grupo de pesquisa do IGcUSP tornaram-se referências para vários trabalhos de levantamento espeleológico, posteriormente desenvolvidos a nível profissional por

geólogos em estudos ambientais, visando avaliação de impacto e licenciamento ambiental de projetos de mineração, reservatórios e obras de hidrelétricas e outros empreendimentos. A demanda crescente por estudos geológicos de cavernas foi consequência direta da criação da legislação ambiental em relação à proteção do patrimônio espeleológico, a qual acabou abrindo um significativo campo de trabalho profissional, pois a caracterização do patrimônio espeleológico, do ponto de vista do meio físico, é atribuição profissional do geólogo. Este fato acompanhou também a crescente procura da disciplina de graduação “Geologia de Terrenos Cársticos”, optativa oferecida pelo GSA, IGc USP.

A área de geoespeleologia, apesar de ter produzido poucas publicações em revistas arbitradas, teve um impacto significativo no desenvolvimento da espeleologia geológica no Brasil, pois resultados de mapeamentos foram apresentadas em reuniões técnicas, simpósios e congressos de geologia e palestras e cursos oferecidos para várias escolas de geologia do Brasil.

Um dos desafios científicos ainda não enfrentado no estudo geológico de cavernas em rochas carbonáticas no Brasil, é a origem e desenvolvimento de porosidade cárstica em grande profundidade, principalmente em condições de aquífero interestratal, ou de circulação freática profunda (vaclusiana) e que posteriormente são expostos às condições de recarga meteórica direta em níveis mais rasos no relevo. É o tema da espeleogênese profunda (deep seated karst), hoje uma das áreas de ponta nas pesquisas hidrogeológicas e geoespeleológicas internacionais. No Brasil, o Grupo de Carste do IGc está retomando este tema, através de uma tese de doutorado em início de desenvolvimento, concentrando as pesquisas nas rochas carbonáticas do grupo Bambuí do oeste da Bahia. O avanço nesta área também depende do mapeamento e coleta de dados geológicos e hidroquímicos no ambiente freático, possível de ser amostrado aproveitando poços já perfurados para abastecimento de água e mergulhos em condutos freáticos. Este é um tema fascinante, com enorme potencial no Brasil, por exemplo, no carste profundo da Serra da Bodoquena (MS), com suas nascentes vaclusianas já sendo exploradas por mergulhadores profissionais, atingindo profundidades de 150 m (Jose Barroco Neto, TEMA, Time de Exploração e Mapeamento de Cavernas Subaquáticas, com. verbal). Inclui-se aqui uma área pouco aplicada nos estudos do freático em rochas carbonáticas no Brasil, a geomicrobiologia, investigando a ação de bactérias que geram ácidos em profundidade. Estes estudos deverão contribuir com a hidrogeologia de aquíferos cársticos, trazendo aplicação direta na gestão de aquíferos, ponto hoje muito requisitado por órgãos municipais e estaduais de gestão de recursos hídricos.

Do ponto de vista da geologia sedimentar e geoquímica isotópica, o sistema cárstico como sítio deposicional vem trazendo contribuições únicas para o

conhecimento das oscilações climáticas do Quaternário continental do Brasil, através dos registros paleoclimáticos e paleoambientais associados à depósitos de carbonato de cálcio originados nas cavernas das regiões sul, sudeste, nordeste e norte do Brasil. Estes resultados abriram um importante campo de pesquisa da Geologia do Quaternário no Brasil, atualmente coordenado pelo nosso colega Prof. Dr. Francisco da Cruz Jr em parceria com o candidato e cooperação com centros de pesquisa no exterior. Sem dúvida este foi o tema com maior projeção internacional, através de registros contínuos de paleopluviosidade, que atualmente atingem até os últimos 500 mil anos. A grande vantagem do Brasil com relação a este tema é a extensão continental do país, com ocorrências de carste e depósitos tipo estalagmites, favoráveis ao estudo, desde áreas próximas ao equador, na Amazônia, até áreas subtropicais, em Santa Catarina. Desta maneira, os registros tornam-se extremamente úteis para suportar a elaboração de modelos paleoclimáticos continentais. Cooperações neste rumo estão em andamento com pesquisadores na área de climatologia, como a equipe do Prof. Dr. Pedro Leite Dias, do IAG-USP e Dr. Mathias Vuille, do Departamento de Ciências Atmosféricas e Ambientais, University of Albany (EUA), inclusive co autores de publicações do grupo de pesquisa em carste.

Perspectivas futuras também estão sendo almejadas pelo grupo no tema sedimentos em cavernas, por exemplo, trazer novos métodos geocronológicos para depósitos de carbonato de cálcio, especialmente para avançar a história paleoclimática e geomorfológica além do método ^{230}Th . Em várias cavernas foram identificadas crostas e estalagmites superiores ao limite de 500-600 mil anos do ^{230}Th . O futuro para apoiar este avanço é o método U/Pb em carbonato de cálcio dos espeleotemas, com possibilidades de estender a datação para a ordem de milhões de anos.

As idades de soterramento dos sedimentos fluviais subterrâneos obtidas através dos isótopos radioativos ^{26}Al e ^{10}Be em grãos de quartzo nas cavernas da Chapada Diamantina (BA) permitiram uma constatação inédita: as cavernas são muito mais antigas do que se imaginava! Foi possível esboçar uma história de eventos de agradiação fluvial e espeleogênese no sistema Lapa Doce Torrinha (Iraquara, BA) envolvendo os últimos 2 milhões de anos, inserindo a dinâmica de sedimentação clástica subterrânea no panorama geomorfológico regional, contribuindo com um cálculo de taxa de erosão para o ambiente tectônico do Cráton do São Francisco (2m/Ma). Os resultados obtidos nesta pesquisa abriram uma nova abordagem para geocronologia de sedimentos quartzosos em cavernas do Brasil.

O monitoramento da dinâmica atual de sistemas cársticos, especialmente do sistema hidrológico e hidroquímico do ambiente de percolação vadosa, permitiu relacionar a geoquímica de deposição de CaCO_3 nos espeleotemas com parâmetros

ambientais (pluviosidade, variação de pluviosidade, origem da umidade e atividade biológica no solo). Estes resultados são referências fundamentais para suportar interpretações paleoambientais de registros isotópicos antigos de estalagmites, viabilizando sua publicação em nível internacional. As pesquisas futuras nesta área deverão resolver questões sobre os controles ambientais da composição isotópica do carbono depositado na calcita secundária, cuja interpretação em registros antigos ainda é bastante polêmica. Estes trabalhos envolvem rotinas sistemáticas de amostragem e instalação de registradores de parâmetros ambientais nas cavernas e na superfície, o que exige intensa atividade de campo e laboratório, somente viável com uma equipe de pesquisa, incluindo alunos de pós-graduação, graduação, grupos espeleológicos e colaboradores locais. Neste aspecto, as pesquisas oferecem várias oportunidades de treinamento científico em todos os níveis, inclusive para representantes das comunidades locais onde ocorrem as cavernas.

Para finalizar esta obra de sistematização dos trabalhos do candidato, ressalta-se que os resultados alcançados pelo grupo de pesquisa em sistemas cársticos permitiram inserir e destacar a geologia do carste e especialmente das cavernas e seus registros sedimentares do Brasil no cenário do conhecimento científico nacional e internacional.

5. Referencias bibliográficas

- AB'SABER, A.N. 1977. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. *Série Paleoclimas*, n. 3, Instituto de Geografia, USP.
- ANTHONY, D.M. AND GRANGER, D.E. 2007. A new chronology for the age of Appalachian erosional surfaces determined by cosmogenic nuclides in cave sediments. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, 32, 874-877.
- AULER, A. S.; RUBBIOLI, E. L.; BRANDI, R 2001. *As Grandes Cavernas do Brasil*. Editora Rona, 230 p. Belo Horizonte
- AULER AS, PILÓ LB, SMART PL, WANG X, HOFFMANN D, RICHARDS DA, EDWARDS RL, NEVES WA, CHENG H. 2006. U-series dating and taphonomy of Quaternary vertebrates from Brazilian caves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240(3-4):508-22.
- AYUB, S., 1998. Aplicação do corante traçador fluorescente Rhodamina-Wt no estudo hidrológico e hidrogeológico dos sistemas cársticos Pérolas-Santana, Grilo e Zezo, Município de Iporanga, São Paulo. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- BAFFA, O.; BRUNETTI, A.; KARMANN, I.; DIAS NETO, C. M., 2000. "ESR dating of a Toxodon tooth from a brazilian karstic cave". *Applied Radiation and Isotopes*, New York, v. 52, p. 1345-1349.
- BAKER, A., BARNES, W.L., 1998. Comparison of the luminescence properties of waters depositing flowstone and stalagmites at Lower Cave, Bristol. *Hydrological Processes* 12, 1447-1459.
- BARRETO, C. N. G. B.; BLASIS, P. A. D.; DIAS NETO, C. M.; KARMANN, I.; LINO, C. F.; ROBRAHN, E. M., 1982. "Abismo Ponta de Flecha: um projeto arqueológico, paleontológico e geológico no Médio Curso do Ribeira de Iguape, São Paulo". *Revista de Pré História*, v. 3, n. 4, p. 195-215.
- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; BAARS, F.J.; DELGADO, I. DE M.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M. DE; SANTOS, J.O.S. 2001. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG e mapas na escala 1:2.500.000*. Brasília, CPRM, 4 CD-ROM.
- BOGGIANI, P. C.; SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I.; GESICKI, A. L.; PHILADELPHI, N. M.; PHILADELPHI, M., 2009. "Gruta do Lago Azul, Bonito, MS, onde a luz do sol se torna azul". In: Winge, Manfredo; Schobbenhaus, Carlos; Souza, Célia Regina de Gouveia; Fernandes, Antonio Carlos Sequeira; Berbet-Born, Mylène; Queiroz, Emanuel Teixeira; Campos Diogenes de Almeida, (editores). *SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL*, vol 2, p. 57-68.
- BONOTTO, D. M.; KARMANN, I.; BASKARAN, M. M., 2012. Growth rates in modern speleothems from Santana Cave, Brazil, by the ^{210}Pb -method. *Radiation Measurements*, Oxford, v. 47, n. 2, p. 168-177.

- BUSH, M.B., SILMAN, M.R., URREGO, D.H., 2004. 48,000 Years of climate and forest change in a biodiversity hot spot. *Science* 303, 827-829.
- CECAV, 2012. Cavernas: Base de Dados Geoespacializados de Cavidades Naturais Subterrâneas do CECV/ICMBIO, situação em Fevereiro de 2012.
- COLLET, G.C., 1985. Novas informações sobre os sambaquis fluviais do Estado de São Paulo. *Arquivos do Museu de História Natural da UFMG* 10, 311-324.
- CRUZ JR., F.W. 1998. Aspectos geomorfológicos e geoespeleologia do carste de região de Iraquara, Centro-Norte da Chapada Diamantina, Estado da Bahia. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CRUZ Jr., F.W. 2003. “Estudo paleoclimático e paleoambiental a partir de registros geoquímicos quaternários em espeleotemas das regiões de Iporanga (SP) e Botuverá (SC).”. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CRUZ JR., F. W.; KARMANN, I.; MAGDALENO, G. B.; COICHEV, N.; VIANA JR., O., 2005a. “Influence of hydrological and climatic parameters on spatial-temporal variability of fluorescence intensity and DOC of karst percolation waters in the Santana Cave System, Southeastern Brazil”. *Journal of Hydrology*, v. 302, n. 1-4, p. 1-12.
- CRUZ JR., F. W.; KARMANN, I.; VIANA JR., O.; BURNS, S.; FERRARI, J.A.; VUILLE, M.; SIAL, A. N.; MOREIRA, M. Z., 2005b. “Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: implications for paleoclimate inferences from speleothems”. *Chemical Geology*, Amsterdam, v. 220, n. 3-4, p. 245-262.
- CRUZ JR., F. W.; BURNS, S.; KARMANN, I.; SHARP, W.; VUILLE, M.; FERRARI, J.A.; DIAS, P. L. S.; VIANA JR., O., 2005c. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116 ky in subtropical Brazil. *Nature*, v. 434, p. 63-66.
- CRUZ JR., F. W.; BURNS, S.; KARMANN, I.; SHARP, W.; VUILLE, M., 2006a. “Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the Late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems”. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 248, p. 495-507.
- CRUZ JR., F. W.; BURNS, S.; KARMANN, I.; SHARP, W.; VUILLE, M.; FERRARI, J. A., 2006b. “A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene”. *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 2749-2761.
- CRUZ, F.W.; BURNS, S.; JERCINOVIC, M.; KARMANN, I.; SHARP, W.D.; 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 geosciences*, v. 2, p. 1-5.
- DAY, M. 1976. The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. *Earth-Surface Processes and Landforms*, 1(2), p. 111-129.
- DE OLIVEIRA, P. E., BARRETO, A. M. F., AND SUGUIO, K., 1999. Late Pleistocene/ Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: The fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152: 319–337.
- DORALE, J.A., EDWARDS, R.L., ITO, E., AND 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.
- DURÃO, A.M. 1999. “Aspectos da morfologia cárstica e geoespeleologia da Formação Araras, no setor Centro-Sul da Província serrana, MT”. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, SP.
- FAIRCHILD, I. E BAKER, A.N - 2012 - *Speleothem Science: From Process to Past Environments*. Wiley & Blackwell editions, 432 p.
- FERRARI, J.A.; HIRUMA, S.T.; KARMANN, I. 1998. Caracterização morfométrica de uma superfície cárstica do Vale do Ribeira, São Paulo (Núcleo Caboclos – PETAR). *Revista do Instituto Geológico* , 19(1/2): 9-17.
- FERRARI, J. A.; KARMANN, I., 2008. “Comportamento hidrodinâmico de sistemas cársticos na bacia do Rio Betari, município de Iporanga – SP”. *Geologia USP, Série Científica*, v. 8, p. 1-13, 2008.
- FORD, D.C. & WILLIAMS, P.W. 1989 *Karst geomorphology and hydrology*,
- FORD, D.C. & WILLIAMS, P. . 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Chichester, John Wiley & Sons, 562 p
- GENTHNER, C.; FERRARI, J.A.; KARMANN, I. 2003. Identificação das áreas de recarga de fontes cársticas com o uso do traçador Rodamina FWT - área carbonática Lajeado Bombas Iporanga-SP. *Revista do Instituto Geológico, São Paulo*, v. 24, n. 1/2, p. 11-23.
- GASCOYNE, M., 1992, Palaeoclimate determination from cave calcite deposits: *Quaternary Science Reviews*, v. 11, p. 609–632.
- GASCOYNE, M., BENJAMIN, G.J., SCHWARCZ, H.P., AND FORD, D.C., 1979, Sea-level lowering during the Illinoian glaciation: Evidence from a Bahama “blue hole”: *Science*, v. 205, p. 806–808.
- GENTHNER, C. 2001. Aplicação do traçador fluorescente rodamina-wt no estudo geohidrológico da área carbonática Lajeado-Bombas, Vale do Betari, Sul do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, 95p., Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo,

- GOEDE, A., GREEN, D.C., AND HARMON, R.S., 1986, Late Pleistocene palaeotemperature record from a Tasmanian speleothem: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 33, p. 333–342.
- GRANGER, D.E., MUZIKAR, P.F., 2001, Dating sediment burial with in-situ produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth Planetary Science Letters*, 188, p. 269–281.
- GRANGER, D.E., FABEL, D., PALMER, A.N., 2001. Pliocene–Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in Mammoth Cave sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 825–836.
- GRANGER, D.E. 2006. A review of burial dating methods using ^{26}Al and ^{10}Be . In: Siame L., Bourlés D.L. e Brown E.T. (eds). *In situ-produced cosmogenic nuclides and quantification of Geological Processes*, Geological Society of America Special Paper 415, p.1-16.
- HENDERSON-SELLERS, A.&ROBINSON,P.J. 1999. *Contemporary Climatology*. Prentice Hall, New York .
- HIGGINS, C.G. e COATES, D.R. 1990. Groundwater geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms. Geological Society of America, Special Paper n. 252.
- HILL, C. 2000. Overview of geologic history of cave development in the Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas. *Journal of Cave and Karst studies*, 62(2), p.10-22.
- HIRUMA, .T.; FERRARI, J.A.; AMARAL, R. E HONÓRIO, R.F. 2007. Mapeamento e caracterização de feições cársticas na Faixa Itaiacoca nas regiões de Nova Campina e Bom Sucesso de Itararé, SP/PR. *Rev. Instituto Geológico*, 27/28 (1/2), São Paulo.
- HUBBE, A.; VASCONCELOS, A. G.; VILABOIM, L.; KARMANN, I.; NEVES, W. A., 2011. Chronological distribution of brazilian glyptodon sp. remains: a direct ^{14}C date for a specimen from Iporanga, São Paulo, Brazil. *Radiocarbon*, v. 53, n. 1, p. 13-19.
- HUBBE, A.; HUBBE, M.; **KARMANN, I.**; CRUZ JÚNIOR, F. W.; NEVES, W. A., 2013. “Insights into holocene megafauna survival and extinction”. *Quaternary Research*, San Diego, v. 79, n. 2, p. 152-157.
- HENDY, H. D.; WILSON, A. T. Paleoclimatic data from spelethems. *Nature*, v. 219, p.45-51, 1968.
- HUANG, Y.; FAIRCHILD, I.J. 2001. Partition of Sr^{2+} and Mg^{2+} into calcite under karst-analogue experimental conditions. *Geochemica and Cosmochemica Acta*, v. 65, p. 47-62.

- JONES, W.K. 1984. Dye tracer tests in karst areas. National Speleological Society Bulletin – Water Tracing Special Issue, 46, p. 3-9.
- KARMANN, I. 1987. O Grupo Rio Pardo (Proterozóico Médio a Superior): uma cobertura paraplataformal da margem sudeste do Cráton do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- KARMANN, I. 1994. Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto Vale do Rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- KARMANN, I., SANCHEZ, L. E. 1979. Distribuição das rochas carbonáticas e províncias espeleológicas do Brasil. Espeleo-Tema, v. 13, p. 105-167.
- KARMANN, I., SANCHEZ, L.E. 1986. Speleological Provinces in Brazil. In: CONGRESO INTERNACIONAL DE ESPELEOLOGIA, 9. Anais.... Barcelona: IUS, v.1, p. 151-153.
- KARMANN, I. e FORD, D. C., 1996. “The modern dynamics of the upper Ribeira Karst, São Paulo, Brazil”. In: 30th International Geological Congress, 1996, Beijing, China. *Abstracts Volume*, v. 03, p. 433.
- KARMANN, I.; FERRARI, J. A., 2002. “Carste e cavernas do Parque estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), sul do estado de São Paulo”. In: Carlos Schobbenhaus; Manfredo Winge; Mylene Berbert Born. (Org.). SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL, 1^a ed. Brasília: DNPM - Departamento Nacional da Produção Mineral, p. 401-413.
- KARMANN, I.; PEREIRA, R. G. F.; MENDES, L. F., 2002. “Poço Encantado, Chapada Diamantina (Itaete), BA - Caverna com lago subterrâneo de rara beleza”. In: Carlos Schobbenhaus, Diogenes de Almeida Campos, Emanuel Teixeira de Queiroz, Manfredo Winge e Myléne Luiza Cunha Berbert-Born (Org.). SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL. DNPM - Departamento Nacional da Produção Mineral, p. 491-498.
- KARMANN, I.; CRUZ JR., F. W.; SIAL, A. N.; VIANA JR., O.; 2001. Tests for isotopic equilibrium in stalagmites and temperature dependence of $\delta^{18}O$ of modern calcite from karst areas in Brazil”. In: South American Symposium on Isotope Geology, 3, 2001, Pucón, Chile. Revista Comunicaciones: una revista de geología andina, Santiago, n. 52, p. 105.
- KARMANN, I.; SANCHEZ, L. E.; FAIRCHILD, T. R., 2001. Caverna dos Ecos (Central Brazil): Genesis and geomorphologic context of a cave developed in shist, quartzite and marble. Journal of Cave and Karst Studies, Huntsville, v. 63, n. 1, p. 41-48.
- KARMANN, I.; CRUZ JR., F. W.; VIANA JR., O.; BURNS, S., 2007. Climate influence on trace element geochemistry of waters from Santana-Pérolas cave system, Brazil. Chemical Geology, v. 244, p. 232-247.
- KARMANN, I.; SALLUN FILHO, W. 2007. Paisagens subterrâneas do Brasil.. Ciência Hoje, v. 40, p. 18-25.

- KARMANN, I.; CRUZ F. W.; VIANA JR., O.; BURNS, S. J. 2007. Climate influence on trace element geochemistry of waters from Santana-Pérolas cave system, Brazil. *Chemical Geology*, v.244, p. 232-247.
- KINOSHITA, A.; KARMANN, I.; CRUZ JR., F. W.; GRAEFF, C.; BAFFA, O. 2005. "K-Band ESR spectra of calcite stalagmites from Southeast and South Brazil". *Applied Radiation and Isotopes*, v. 62, n. 2, p. 247-250.
- KLIMCHOUK A. & FORD D.C. 2000. Types of karst and evolution of hydrogeologic setting. In: A. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer, W. Dreybrodt (eds.) *Speleogenesis and evolution of karst aquifer*. National Speleological Society, p. 45-53.
- LAURITZEN, S.E. 1995 - High-resolution paleotemperature proxy record for the Last Interglaciation based on Norwegian speleothems. *Quaternary Research*, 43: 133-146.
- LAUREANO, F.V., 1998. O registro sedimentar clástico associado aos sistemas de cavernas Lapa Doce e Torrinha, município de Iraquara, Chapada Diamantina, BA. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- LAUREANO, F.V., 2014. "Idades de Soterramento $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ em grãos de quartzo e o assoreamento de sistemas de cavernas na região de Iraquara, (BA) 2 milhões de anos de registro sedimentar no Quaternário". Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- LAUREANO, F.V.; KARMANN, I; GRANGER, D.E; AULER, A.S.; ALMEIDA, R.P., CRUZ JR, FW; STRÍCKS, N. M.; NOVELLO, V.F. 2016. Two million years of river and cave aggradation in NE Brazil: implications for speleogenesis and landscape evolution. *Geomorphology* (em revisão).
- LEDRU, M.-P.; CECCANTINI, G.; GOUVEIA, S.E.M.; LÓPEZ-SÁEZ, J.A.; PESSENDA, L.C.R., RIBEIRO, A.S. 2006. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1110-1126.
- LINO, C.F., NETO, C.M.D., TRAJANO, E., GUSSO, G.L.N., KARMANN, I., RODRIGUES, R., 1979. Paleontologia das cavernas do Vale do Ribeira - exploração I - Abismo do Fóssil (SP-145). Resultados parciais. Atas do 2o Simpósio Regional de Geologia, Rio Claro 1, 257-268.
- MC DERMOTT, F., 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews* 23, 901-918.
- MELO M.S., GIANNINI P.C.F., PESSENDA L.C.R. 2000. Gênese e evolução da Lagoa Dourada, Ponta Grossa, Paraná. *Revista do Instituto Geológico*, 21(1/2):17-31.
- MELO, M.S. 2002. Lagoa Dourada, PR. Furna assoreada do Parque Estadual de Vila Velha. In: C. Schobbenhaus, D.A. Campos, E.T. Queiroz, M. Winge, M. Berbert-Born. (eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*.

- MOQUET, J. S.; CRUZ F.W.; NOVELLO V.; STRÍKIS N. M.; KARMAN I.; APAESTEGUI J.; GUYOT J.-L.; SIFFEDINE A.; CHENG H., EDWARDS L. Calibration of speleothem $\delta^{18}\text{O}$ records against hydroclimate instrumental records in Central Brazil. *Geoscience Global and Planetary Change Journal*. Aceito, 2015.
- NEVES, W.A., HUBBE, M., OKUMURA, M.M.M., GONZÁLEZ-JOSÉ, R., FIGUTI, L., EGGERS, S., DE BLASIS, P.A.D., 2005. A new early Holocene human skeleton from Brazil: implications for the settlement of the New World. *Journal of Human Evolution* 48, 403–414.
- NEVES, W.; HUBBE, A.; KARMANN, I., 2007. New accelerator Mass Spectrometry (AMS) ages suggest a revision of the Electron Spin Resonance (ESR) Middle Holocene dates obtained for a *Toxodon platensis* (Toxodontidae, Mammalian) from Southeast Brazil. *Radiocarbon*, v. 40, p. 1413-1437.
- NEVES, W. E PILO, L.B. 2008. O povo de Luzia. Editora Globo, 332 p., São Paulo.
- NOVELLO, V.F., KARMANN, I. ; STRIKIS, N. M.; Cruz, F.W.; MOQUET, J.S.; Vuille, M.; SANTOS, R.V. 2015. Microclimate and hydrological monitoring in a karst system from mid-West Brazil. Geological Society of America meeting, Baltimore, USA.
- NOVELLO, V.F., CRUZ, F.W., KARMANN, I., BURNS, S.J., STRÍKIS, N.M., VUILLE, M., CHENG, H., EDWARDS, R.L., SANTOS, R.V., FRIGO, E., BARRETO, E.A.S., 2012. Multidecadal climate variability in Brazil' s Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophysical Research Letters*, 39, L23706.
- NOVELLO, V.F.; VUILLE, M.; CRUZ, F.W.; STRÍKIS, N.M.; PAULA, M.S.; EDWARDS, R.L.; CHENG, H.; KARMANN, I.; JAQUETO, P.F.; TRINDADE, R.F.; HARTMANN, G.A. & MOQUET, J.S. 2016 Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. *Nature*, Scientific report, accepted.
- PALMER, A.N. 2007 – Cave geology and speleogenesis over the past 65 years: role of the National Speleological Society in advancing the science. *Journal of Cave and Karst Studies*, v. 69, no. 1, p. 3–12.
- PAULA COUTO, C., 1953. *Paleontologia Brasileira. Mamíferos*. Instituto Nacional do Livro, Rio de Janeiro.
- PEREIRA, R.G.F., 1998. Caracterização geomorfológica e geoespeleológica do carste da Bacia do Rio Una, Borda Leste da Chapada Diamantina (Município de Itaetê, Estado da Bahia). Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo
- PERRETTE, Y., JAILLET, S. 2010. Spatial distribution of soda straws growth rates of the Coufin Cave (Vercors, France). *International Journal of Speleology*, 39 (2), p. 61-70.

- PESSEDA, L.C.R.; LEDR, M.P.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A.S.; BENDASSOLI, J.A.; BOULET, R. 2005. Holocene paleoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. *The Holocene*, v. 15, p. 814-822,.
- REHRL, C.; BIRK, S.; KLIMCHOUK, A.B. 2009. Simulating the development of solution conduits in hypogene settings. In Klimchouk, A.B. & Ford, D.C. Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins. Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special paper 1, 280 p., Simferopol,
- SALLUN FILHO, W. 2005. Geomorfologia e geoespeleologia do carste da Serra da Bodoquena, MS. Tese de doutoramento (IG-USP), 196 p.
- SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I.; WANG, X.; EDWARDS, L.; CHENG, H., 2006. "Neotectônica vs. clima na submersão de cavernas na Serra da Bodoquena, MS". In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju, SE. *Anais*, ST06:AO-462, p. 122.
- SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I., 2007a. Geomorphological map of the Serra da Bodoquena karst, west-central Brazil. *Journal of Maps*, v. 2007, p. 282-295.
- SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I., 2007b. Dolinas em arenitos da Bacia do Paraná: evidências de carste subjacente em Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, p. 551-564.
- SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I., 2012. Províncias cársticas e cavernas no Brasil. In: Hasui, Yociteru; Carneiro, Celso Dal Ré; Almeida, Fernando Flávio Marques de; Bartorelli, Andrea (Organizadores). *GEOLOGIA DO BRASIL*, São Paulo: *Beca*, p. 629-641.
- SALLUN FILHO, W.; CORDEIRO, B.M.; KARMANN, I. 2015 - Structural and hydrological controls on the development of a river cave in marble (Tapagem Cave, SE Brazil). *International Journal of Speleology*, 44(1): 75-90
- SASOWSKY, I.D. e MYLROIE, J. (Editors) 2007. *Studies of Cave Sediments - Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. Springer, 329 p., New York.
- SELTZER, G.O., RODBELL, D.T., BAKER, P.A., FRITZ, S.C., TAPIA, P.M., ROWE, H.D., Dunbar, R.B., 2002. Early warming of tropical South America at the last glacial-interglacial transition. *Science* 296, 1685-1686.
- SHOPOV, Y.Y., FORD, D.C., AND SCHWARCZ, H.P., 1994, Luminescent microbanding in speleothems: High-resolution chronology and paleoclimate: *Geology*, v. 22, p. 407-410.
- STRÍKIS, N.M.; CRUZ, F.W.; CHENG, H.; KARMANN, I., EDWARDS, R.L; VUILLE, M., WANG, X.; de PAULO, M.S.; NOVELLO, V.F.; AULER, A.S., 2011. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on speleothem record from central-eastern Brazil. *Geology*, v. 39 p. 1075-1078.

- STRIKIS, N. M.; CHIESSI, C. M.; CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; CHENG, H.; BARRETO, E. A. S.; MOLLENHAUER, G.; KASTEN, S.; **KARMANN, I.**; EDWARDS, R. L.; BERNAL, J. P.; SALES, H. R., 2015. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. *Geophysical Research Letters*, Washington, v. 42, n. 13, p. 5477-5484.
- THOMPSON, P., SCHWARCZ, H.P., FORD, D.C., 1976. Stable isotope geochemistry, geothermometry and geochronology of speleothems from West Virginia: *Geological Society of America Bulletin*, v. 87, p. 1730–1738.
- SMART, P.L. e SMITH, D.I. 1976. Water tracing in tropical regions, the use of fluorometric techniques in Jamaica. *Journal of Hydrology*, 30: 179-195.
- VIANA Jr., O. 2002. Hidroquímica, hidrologia e geoquímica isotópica (O e H) da fácies de percolação vadosa autogênica, Caverna Santana, Município de Iporanga, Estado de São Paulo. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- WILLIAMS, P.W. 1971. Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea. *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, 15, p. 40-61.