



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Tese de Doutorado

**EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DE ÁREA CÁRSTICA NÃO
CARBONÁTICA DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO: BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO SANTANA, MG**

Rogério Uagoda

Rio de Janeiro, 2011



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Tese de Doutorado

**EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DE ÁREA CÁRSTICA NÃO
CARBONÁTICA DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO: BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO SANTANA, MG**

Rogério Uagoda

Orientador:

Ana Luiza Coelho Netto

(Prof.^a Dr.^a Titular do Departamento de Geografia/UFRJ)

Coorientador:

André de Souza Avelar

(Prof. Dr. do Departamento de Geografia/UFRJ)

Rio de Janeiro, 2011

FOLHA DE APROVAÇÃO

EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DE ÁREA CÁRSTICA NÃO CARBONÁTICA DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO: BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO SANTANA, MG

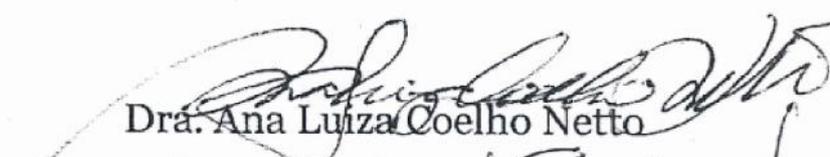
Rogério Elias Soares Uagoda

Tese apresentada ao Programa de Pós Graduação em Geografia da UFRJ, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geografia.

Área de concentração: Análise e Gestão Ambiental

Tese defendida e aprovada, *com louvor*, em 20 de Julho de 2011

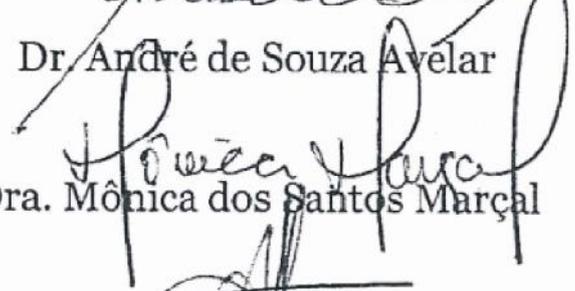
Banca examinadora, como consta em ata:



Drá. Ana Luiza Coelho Netto



Dr. André de Souza Avelar



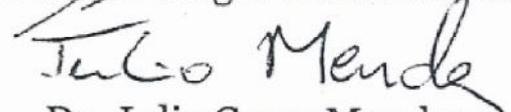
Dra. Mônica dos Santos Marçal



Dr. Manoel do Couto Fernandes



Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira



Dr. Julio Cezar Mendes

FICHA CATALOGRÁFICA

Uagoda, Rogério Elias Soares.

Evolução da paisagem de área cárstica não carbonática durante o quaternário tardio: bacia hidrográfica do ribeirão Santana, MG.
/ Rogério Elias Soares Uagoda. – Rio de Janeiro, 2011.

xxiii, 259 f.: il.

Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Programa de Pós-Graduação em Geografia – PPGG, 2011.

Orientador: Ana Luiza Coelho Netto

1. Geomorfologia. 2. Carste não carbonático.
3. Geocronologia - Teses. I. Coelho Netto, Ana Luiza (Orient.). II. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Programa de Pós Graduação em Geografia. III. Título.

EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DE ÁREA CÁRSTICA NÃO CARBONÁTICA DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO: BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO SANTANA, MG

ROGÉRIO UAGODA

RESUMO

Estudos de sistemas cársticos em rochas não carbonáticas vêm sendo desenvolvidos em diferentes litologias e climas. O presente estudo analisa um sistema cárstico não carbonático, em litologias de gnaisses e quartzitos na bacia hidrográfica do ribeirão Santana (286km²), no médio vale do Rio Paraíba do Sul, Estado de Minas Gerais (MG). Alguns estudos geológicos e geomorfológicos, anteriormente realizados, orientaram o mapeamento geomorfológico detalhado de feições erosivas cársticas e superficiais e depósitos de encosta e fundos de vale, bem como a escolha de locais para a abertura de perfis estratigráficos. Foram levantados perfis em fundos de vales e dolinas, abrangendo a caracterização expedita e a identificação de cores, bem como a realização de análises granulométricas. Amostras de carvão (n=55) foram datadas pelo método do radiocarbono (¹⁴C-AMS) junto ao RSES/ANU, e divididas em dezoito perfis, igualmente distribuídos nos diferentes depósitos e litologias. Foram feitas calibrações das idades de ¹⁴C no software OxCal 4.1

Foram identificadas centenas de feições cársticas (n=266) e erosivas (n=80) em uma área de 56km², onde predominam quartzitos grosseiros (Q), impuros (Qi) e gnaisses (G). Também identificamos cavernas (n=32), dolinas de abatimento (n=23), dolinas de dissolução (n=209), sumidouros (n=02), ressurgências (n=02), ravinas ativas (n=46) e estabilizadas (n=34), além de knickpoints (n=06) e vales abandonados (n=04). Há um marcante controle litológico para feições cársticas, havendo uma concentração de cavernas, dolinas de abatimento, sumidouros e ressurgências em quartzitos grosseiros (Q), e uma boa distribuição de dolinas de dissolução em ambas as litologias. As feições erosivas de encosta não apresentam um controle litológico.

Os resultados de ¹⁴C se concentram na transição Pleistoceno-Holoceno (n=21), entre ~12000y BP e ~8000 y BP. Outros três conjuntos são definidos entre ~21000y BP a ~18000y BP (n=5), em relação ao LGM; entre ~6000y BP e ~5000y BP (n=5), após o máximo holocênico; e, entre ~300 e ~150 (n=15), no que diz respeito à ocupação histórica da região. Outras sete amostras (n=7) são modernas, e duas amostras (n=2) reportaram a ~1500y BP.

A deposição no fundo de dolinas se concentra na transição Pleistoceno-Holoceno, enquanto que, nos fundos de vale, não existe um padrão definido, observando-se ainda a ausência de controle litológico. Nas nove dolinas e em três vales, foi possível interpretar a ocorrência de período estável anterior a ~13000y BP, sobreposto pela concentração de turfeiras entre ~13000y BP e ~11000y BP, soterradas por sedimentos de encosta de um período de instabilidade entre ~10000y BP e ~5500y BP. Os outros seis vales sugerem uma recorrência dos mesmos processos em áreas isoladas, desde ~22000 até o presente momento. As dolinas foram formadas em ambientes pretéritos de dissolução da ordem dos milhões de anos e, por tratar-se de formas fechadas, elas resguardaram os sedimentos da transição Pleistoceno-Holoceno. Os fundos de vale concentravam fluxos hídricos e erosões em períodos anteriores àquela transição. As taxas de erosão possuem uma magnitude dez vezes menor do que aquelas encontradas na bacia do Rio Bananal (Dantas e Coelho Netto, 1997), sendo tal magnitude três vezes maior para quartzitos do que para os gnaisses. Os depósitos rasos retidos na bacia, somados à identificação de sumidouros e ressurgências, sugerem uma competição entre um sistema fluvial, relativo aos gnaisses, e um fluvio-cárstico, referente aos quartzitos.

LANDSCAPE EVOLUTION OF A NON-CARBONATE KARST AREA THROUGH THE LATE QUATERNARY: SANTANA BASIN, MINAS GERAIS

ROGÉRIO UAGODA

ABSTRACT

Studies of karst systems in non-carbonate rocks are being carried out in different lithologies and climates. This study analyzes a non-carbonate karst system in gneiss and quartzite lithologies in the Santana river basin (286km²) in the middle Paraíba do Sul river valley, State of Minas Gerais (MG). Some earlier geological and geomorphological studies were used as a guide to the detailed geomorphological mapping of erosive and surface karst features and deposits on slopes and valley bottoms, and the choice of sites to open stratigraphic profiles. Profiles were collected from valley bottoms and dolines, including the prompt characterization and color identification, as well as particle size analyses. Charcoal samples (n=55) were dated using the radiocarbon method (¹⁴C-AMS) with RSES/ANU, and divided into eighteen profiles equally distributed over the different deposits and lithologies. Calibrations of the ¹⁴C ages were made in the software OxCal 4.1

Hundreds of karst (n=266) and slope erosive (n=80) features were identified over an area of 56km², where coarse (Q) and impure (Qi) quartzites and gneiss (G) predominate. We also identified caves (n=32), collapse dolines (n=23), solution dolines (n=209), sinkholes (n=02), resurgences (n=02), active gullies (n=46) and stabilized gullies (n=34), in addition to knick points (n=06) and dry valleys (n=04). There is a strong lithological control for karst features, with a concentration of caves, collapse dolines, sinkholes and resurgences in coarse quartzites (Q) and a good distribution of solution dolines in both lithologies. The slope erosive features do not have lithological control.

The ¹⁴C results are concentrated in the Pleistocene-Holocene transition (n=21), between ~12000y BP and ~8000y BP. Three other groups are defined between ~21000y BP and ~18000y BP (n=5) in relation to the LGM; between ~6000y BP and ~5000y BP (n=5), after the maximum Holocene; and between ~300 and ~150 (n=15) with regard to the past occupation of the region. Another seven samples (n=7) are modern, and two samples (n=2) reported at ~1500y BP.

The deposit at the bottom of the dolines is concentrated in the Pleistocene-Holocene transition, while on the valley bottoms there is no definite pattern, and no lithological control was found. In the nine dolines and three valleys it was possible to interpret the occurrence of an earlier stable period to ~13000y BP, overlapped by the concentration of peat bogs between ~13000y BP and ~11000y BP, buried by slope sediments from a period of instability between ~10000y BP and ~5500y BP. The other six valleys suggested a recurrence of the same processes in isolated areas from ~22000 to date. The dolines were formed in past dissolution environments of millions of years and, since they are closed features, they have kept the sediments of the Pleistocene-Holocene transition. The valley bottoms concentrated water flows and erosion in periods before that transition. The erosion rates are ten times less than those found in the Bananal River basin (Dantas & Coelho Netto, 1997), and three times greater for quartzites than for the gneisses. The shallow deposits retained in the basin, added to the identification of sumps and resurgences, suggest a contest between a river system relating to the gneisses and a river-karst system referring to the quartzites.



*Spirit that form'd this scene,
 These tumbled rock - piles grim and red,
 These reckless heaven - ambitious peaks,
 These gorges, turbulent - clear streams, this naked freshness,
 These formless wild array's, for reasons of their own,
 I know thee, savage spirit - we have communed together,
 Mine too such wild arrays, for reasons of their own;
 Wast charged against my chant's they had forgotten art?
 But thou that revealed here - spirit that form'd this scene,
 They have remember'd thee.*

Spirit That Form'd This Scene, was written by someone, in some outcrop of Platte Canyon, Colorado (1870).

Dedico esta tese a Miriam.
Amizade, apoio e confiança, sem pedir nada em troca.

AGRADECIMENTOS

Aos professores Ana Luiza Coelho Netto e André de Souza Avelar, por todo apoio desde a minha chegada ao Rio de Janeiro, que ultrapassou, em muito, os limites de uma relação puramente acadêmica. Agradeço a eles por colocarem à minha disposição a estrutura adequada, e por me orientarem, sempre com rigor, mas, sobretudo, fornecendo o estímulo permanente para a busca de novos conhecimentos científicos.

Aos professores Keith Fifield e Bradley Pillans, da Australian National University, coorientadores do doutorado sandwiche, por todo seu apoio na chegada àquele país, pela estrutura disponibilizada, e pela orientação.

À minha família, em especial à minha mãe Miriam, à avó Marta e aos tios Rui e Rejane, que, mesmo da longínqua Pampa, me encorajaram para seguir os meus próprios caminhos, nem sempre tão objetivos, da pesquisa científica. Também à Professora Dirce Suertegaray, pelo forte estímulo à minha opção de carreira.

Aos amigos André Negreiros, Paulo Leal e Anderson Sato, pelo companheirismo ao longo desta jornada e pelas impagáveis contribuições que trouxeram a esta tese.

Aos companheiros de pesquisa e trabalhos de campo Carla Ferro, Thiago Mônico e Rafael Xavier, pelo apoio no desenvolvimento desta pesquisa e das outras, realizadas em paralelo, e que, apesar de nem sempre terem redundado em resultados práticos, trouxeram muitos aprendizados.

Aos companheiros do GEOHECO: Ingrid Araújo, Lilian Gabriela Vianna, Achilles Chirol, Mariana Abdalad, Adriana Leite, Carlos Eduardo Menezes, Maria Accioly, Bruno Coutinho e a todos os outros que enriquecem os trabalhos e as discussões diárias do laboratório. Agradeço também às companheiras de trabalho do laboratório de grafitação/RSES/ANU Kelly James e Rebecca Norman, pelo precioso auxílio. E também ao pesquisador Stewart Fallon, responsável pela operação do AMS.

Aos colaboradores do GEOHECO, em especial à secretária Daniele Mendonça e ao Motorista Jorge Maguinho, pelo apoio incondicional.

Por fim, agradeço às agências de pesquisa CNPQ, CAPES e FAPERJ, que financiaram este trabalho por meio de projetos e bolsas, todos citados no corpo da tese.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO.....	01
1.2. Objetivos.....	07
1.2.1. Objetivo central.....	07
1.2.2. Objetivos específicos.....	07
2. PRINCIPAIS BASES TEÓRICAS E CONCEITUAIS DA EVOLUÇÃO DE PAISAGEM.....	08
2.1. Evolução da paisagem de longo termo: componentes da ação química e taxas correlatas.....	08
2.1.1 O Carste.....	12
2.1.2. O intemperismo de silicatos.....	22
2.1.3. Formas comuns a sistemas cársticos carbonáticos e não carbonáticos.....	28
2.1.4. Taxas de remoção por denudação química: o “tempo” para a evolução dos sistemas cársticos.....	36
2.2. Componentes da ação mecânica na evolução da paisagem, formas e taxas correlatas.....	40
2.2.1. Processos e formas relativos aos sistemas de encosta e fundo de vale fluvial.....	40
2.2.2. Variações climáticas durante o quaternário tardio....	43
2.2.3. Resultantes erosivo-deposicionais e taxas mensuradas.....	50
2.3. Cronologia da paisagem.....	55
2.3.1. O estudo de Isótopos de Carbono.....	57

3. ÁREA DE ESTUDOS.....	63
3.1. Geologia.....	64
3.2. Geomorfologia.....	69
3.3. Hidrologia.....	76
3.4. Cobertura vegetal e uso dos solos.....	83
4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	86
4.1. Controle litológico e de relevo de feições cársticas e de encosta.....	86
4.2. Caracterização e volumetria dos depósitos sedimentares.....	87
4.2.1. Caracterização física dos depósitos.....	87
4.2.2. Volumetria de depósitos.....	92
4.3. Taxas de deposição e remoção de material das encostas.....	96
4.4. Cronologia de ^{14}C em materiais orgânicos pelo método AMS.....	97
4.4.1. Seleção de sítios e coleta de amostras.....	97
4.4.2. Preparação de amostras.....	98
4.4.3. Método ^{14}C – AMS.....	107
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	112
5.1. Cronologia de ^{14}C em materiais orgânicos pelo método AMS.....	112
5.1.1. Calibração.....	112
5.1.2. Modelagem.....	115
5.2. Controles litológico e de relevo para feições cársticas e de encosta.....	125

5.2.1. Feições cársticas.....	125
5.2.2. Feições erosivas e deposicionais atuais	132
5.2.3. Controle de feições.....	133
5.3. Caracterização e volumetria dos depósitos sedimentares.....	138
5.4. Taxas de deposição e remoção para os sedimentos de fundos de vales e interior de dolinas.....	176
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	179
6.1. Uma proposta para o comportamento das dolinas durante o quaternário tardio.....	179
6.2. Uma proposta para o comportamento dos fundos de vales durante o quaternário tardio.....	182
6.3. Síntese das considerações finais e próximos questionamentos.....	201
7. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA.....	204
Apêndice 1 - curvas de calibração totais (amostras das bacias Santana e do turvo).....	218
Apêndice 2 - curvas de calibração , com offset, totais (amostras das bacias santana e do turvo).....	227
Apêndice 3 - curvas de calibração da modelagem phase (santana).....	231
Apêndice 4 - Curvas de calibração da modelagem phase com offset (Santana).....	234

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Esquema de diferenciação de mantos de intemperismo em diferentes zonas climáticas, segundo STRAKOV (1967)	11
Figura 2.2 - Solubilidade da sílica e da alumina em função do pH (Mason, 1966).....	18
Figura 2.3 - Desenvolvimento de cavidades em fraturas pelo processo da arenização, segundo GALÁN & LAGARDE, 1998.....	19
Figura 2.4 - Modelo do sistema cárstico de Ford e Willians, modificado por Kaufmann (2008).....	29
Figura 2.5 - Esquema tridimensional mostrando os aspectos de um relevo cárstico, segundo Lino e Allievi, 1998.....	29
Figura 2.6- Controle da evolução de cavernas a partir da concentração predominante de fluxo em dutos (cinza). Ford e Willians (1989).....	32
Figura 2.7 - A. Dolina de abatimento, profunda, estreita, abrupta e ligada geralmente a uma cavidade interna. B. Dolina de dissolução, larga, arredondada, suave e controlada pela dissolução em juntas e acumulação de solo.....	33
Figura 2.8 - Totais de sílica dissolvida (mg/l), coletados em águas de diferentes posições do sistema cárstico Aonda, Montanhas Tepui, Venezuela (PICCINI, 2008).....	38
Figura 2.9 Balanço denudacional em uma encosta de rocha peridotito em zona úmida da nova Caledônia (Trescases, 1975).....	39
Figura 2.10. Bloco diagrama demonstrando a sobreposição entre sedimentos alúvio-coluvionares e coluvionares por sobre o embasamento, apresentando interdigitação com sedimentos aluvionares do canal fluvial...	42
Figura 2.11. Comparação entre Insolação de Fevereiro em 30° S e razão de isótopo de oxigênio de estalagmite de caverna de Botuverá (SC/BR). Adaptado de Cruz et al (2007).....	45
Figura 2.12. Compilação de dados sobre mudanças de umidade nos últimos 31.000 anos para o Brasil e adjacências. (K y BP = Milhares de anos antes do presente).....	46
Figura 2.13 Representação esquemática para a evolução da paisagem desde ~28.000 ¹⁴ C y BP (anos de radiocarbono antes do presente), até o presente (Pessenda et. Al, 2009).....	47

Figura 2.14. Diagrama de percentual polínico do perfil Salitre no sudeste Brasileiro, com profundidades e datas em milhares de anos antes do presente.....	49
Figura 2.15. Titânio (Ti) versus milhares de anos antes do presente (ky BP), demonstrando variações na deposição de sedimentos fluviais na bacia Cariaco/Venezuela.....	51
Figura 2.16. Curva de variação do nível relativo do mar no litoral de Santos/SP, durante os últimos 7000 anos.....	52
Figura 2.17. Bloco diagrama demonstrando a paisagem pleistocênica e a paisagem atual de um sistema encosta-fundo de vale fluvial, para a bacia do rio Bananal.....	53
Figura 2.18. Faixas de idades em que cada tipo de método para a datação do regolito pode ser aplicada.....	56
Figura 2.19. Formação esquemática e absorção de radiocarbono. Razão radiocarbono/carbono estável em um material orgânico morto.....	58
Figura 3.1: A. localização da bacia do ribeirão Santana.....	63
Figura 3.2: Síntese geológica do segmento central da faixa móvel Ribeira. Adaptado de Heilbron (1995).....	64
Figura 3.3 - Mapa litológico da bacia hidrografica do Ribeirão Santana, compilado de cartas geológicas 1:100.000.....	65
Figura 3.4 - Mapa litológico 1:10.000 (56km²) do trecho médio-superior da bacia do Ribeirão Santana.....	67
Figura 3.5 – Perfis litológicos A-A' e B-B' confeccionados sobre mapa litológico de precisão do trecho médio-superior da bacia do Ribeirão Santana.....	68
Figura 3.6 – a. Estereograma de foliações e b. Diagrama de rosetas, desenvolvido a partir de 57 pontos de campo (AVELAR et, al, 2008).....	68
Figura 3.7. Mapa hipsiométrico da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, indicando, em amarelo, a localização da bacia do Ribeirão Santana, na porção norte da bacia, que disseca a serra da Mantiqueira.....	70
Figura - 3.8 Limites da bacia do ribeirão Santana.	71
Figura 3.9 – Dolina de abatimento, com fundo limpo e relacionado à entrada de caverna.	73

Figura 3.10 – Parte da dolina de dissolução em divisor (plano), fechada e com aspecto arredondado.....	73
Figura 3.11 – Dolina de dissolução assimétrica em encosta.....	73
Figura 3.12 – Controle estrutural de entrada de caverna.....	74
Figura 3.13 – Nível micáceo em bandamentos da rocha quartzítica no interior de caverna, demonstrando o controle da dissolução em foliação sub-horizontal.....	74
Figura 3.14 – Coluna gerada por abrasão generalizada das paredes do quartzito.....	75
Figura 3.15 – Modelo proposto por AVELAR et al. (2006) para o desenvolvimento de cavernas, controlado pelas litologias.....	76
Figura 3.16. Gráfico de pluviosidade acumulada mensal da estação “fazenda São Gabriel”, entre os anos de 1946 até 2005.....	77
Figura 3.17 Gráfico de pluviosidade anual, destacando os anos extremos, localizados fora dos limites do desvio padrão.....	78
Figura 3.18. Mapa com classes de índice de eficiência de drenagem da bacia do ribeirão Santana e indicação de bacias de segunda ordem mensuradas.....	79
Figura 3.19 - Estação pluvio-fluvio-sedimentográfica instalada na bacia do córrego Coelho, em litologia de quartzito grosseiro.....	80
Figura 3.20 – Gráfico demonstrando a variação de concentração de sílica nas águas subterrâneas e superficiais entre os meses secos e úmidos (AVELAR et, al, 2008).....	82
Figura 3.21. a Composição paisagística da bacia do ribeirão Santana; b. detalhe para cobertura vegetal em área bem drenada de quartzito grosseiro.	83
Figura 3.22. Mapa de cobertura vegetal da área de estudos (56km²), elaborado com imagens CEBERS de 2007.....	85
Figura 4.1. a) Parte de perfil de estrada (~1,7m) em substrato de quartzito impuro; b) abertura de perfil escalonado em depósito de fundo de vale, em substrato de gnaiss.....	88
Figura 4.2. a) Trado manual montado com ~3 metros para a execução de tradagens nos depósitos do interior de uma dolina em substrato quartzítico; b) sequencia de amostras reconhecidas	89

Figura 4.3. a) Trincheira de ~0,90m em substrato quartzítico. Detalhe para nível de camada orgânica logo acima do saprolito; b) Trincheira de ~2,5m em substrato de gnaíse, feita de forma escalonada, com degrau no fundo da dolina, apresentando um degradê de cores alaranjadas, avermelhadas e totalmente escuras no fundo, as quais representam a camada de matéria orgânica que cobre o saprolito.....	89
Figura 4.4. Escala granulométrica de Wentworth (1922). Modificado de APRH (2007).....	91
Figura 4.5. Metodologia utilizada por Dantas (1995) para o cálculo da volumetria de depósitos.....	92
Figura 4.6. Utilização do GPS diferencial em modo “Stop and Go” para o nivelamento das superfícies de terraço em fundos de vale.....	93
Figura 4.7 Medida do eixo central de uma dolina.....	94
Figura. 4.8 Ao centro, tradagem para verificação dos limites dos pacotes sedimentares; à esquerda, montagem da estação total para mapeamento 1:500 (Uagoda, 2006).....	95
Figura 4.9. A. superfície base da dolina (fundo rochoso); B; superfície atual (topo do pacote sedimentar); C. diferença entre as duas superfícies, com detalhe para o cálculo da área e volume do pacote sedimentar individualizado.....	95
Figura 4.10. Esquerda: coleta de solo com um trado; direita: Solo misturado (turfa) que anteriormente era coletado para datação.....	97
Figura 4.11. Esquerda: Coleta de carvão em uma parede previamente limpa; direita: amostras de carvão individualizadas para datação.....	98
Figura. 4.12. Esquema de limpeza ABA (modificado de UCI KCCAMS Facility, 2005).....	100
Figura. 4.13. Amostras e pipetas perfiladas para a pipetagem de solução.....	100
Figura 4.14. Selagem de tubos de quartzo em uma linha de vácuo.....	101
Figura 4.15. Mufla utilizada para a combustão, com cilindros de cerâmica para proteger os tubos de quartzo. Estes cilindros também podem ser metálicos.....	102
Figura 4.16. Tubo de quartzo selado e já tendo passado pelo processo de combustão, pronto para ser acoplado à linha de grafitização.....	102

Figura 4.17. Linha de grafitização do laboratório de grafitização RSES/ANU.	103
Figura 4.18. a) amostra inserida no recipiente sanfonado; b) captura do conteúdo de H ₂ O da amostra na armadilha de água.....	103
Figura 4.19. a) Seta indica a armadilha de CO ₂ e o retângulo indica as tubos de partição, um dos quais possui sensor de pressão; b) Seta indica o CO ₂ condensado no fundo da proveta.....	104
Figura 4.20. a) recipiente inferior com Perclorato de Magnésio, CO ₂ e Hidrogênio; e, recipiente superior com Fe; b) Estufas dispostas para o aquecimento dos pirex.....	105
Figura 4.21. Gráfico mostrando a evolução de cada amostra em relação à pressão em Torr <i>versus</i> o tempo de aquecimento (conjunto de 12 amostras).....	106
Figura 4.22. a) colocação do suporte do cadinho de alumínio dentro do suporte; b) Fe grafitizado é inserido no cadinho por meio do suporte; c) a abertura do cadinho é fechada com uma vareta de alumínio sob pressão; d) o cadinho é guardado em um recipiente plástico fechado e encaminhado para o AMS.....	107
Figura 4.23. Espectrômetro de massas acelerado de estágio único (SSAMS – RSES/ANU. Retirado de <i>Mass Accelerator Curse – RSES/ANU</i> . Cada item da figura em Inglês está descrito em português, no texto que segue.....	108
Figura 5.1. Comparação entre as datas de ¹⁴ C e calibradas com as curvas IntCal09 e SHCal04, reorganizadas em ordem cronológica simples de idades de ¹⁴ C.....	113
Figura 5.2. Correlação entre os offsets das idades de ¹⁴ C com as idades calibradas obtidas com as curvas SHCal04 e IntCal09.....	114
Figura 5.3. Esquerda: exemplo de resultado de calibração no software OxCal 4.1. Direita: exemplo do resultado da aplicação do <i>Offset 40±20</i> por sobre a idade calibrada da mesma amostra.....	115
Figura 5.4. Gráfico contendo o conjunto de datações de ¹⁴ C obtidas em 9 colunas estratigráficas no fundo de dolinas na bacia hidrográfica do Ribeirão Santana.....	117
Figura 5.5. Exemplo de plotagem dos dados modelados.....	118
Figura 5.6. Plotagem dos dados modelados em <i>Phase</i> única, com amostras seqüenciadas. Representação dos limites <i>Boundary</i> do evento de interesse e indicação dos <i>Outliers</i> . Ag= agreement, para cada amostra.....	119

Figura 5.7. Duração em idade calibrada das turfeiras de cada coluna, cuja numeração segue a dos perfis encontrados na tabela 1 e descritos no tópico de caracterização e volumetria dos depósitos sedimentares.....	123
Figura 5.8. Gráfico demonstrando a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$) versus a idade calibrada das amostras (Cal y BP).....	124
Figura 5.9. Mapa 1:10.000 da área de estudos mostrando classes de relevo e litologia, superpostos por feições mapeadas, incluindo a localização das figuras demonstradas neste tópico.....	126
Figura 5.10: a) Entrada de caverna em quartzito grosseiro (Q), mostrando controle por foliação sub-horizontal e fraturas sub-verticais bem definidas; b. Entrada de caverna em quartzito impuro (Qi), mostrando o mesmo controle contido em uma aparente dobra anticlinal.....	127
Figura 5.11: a. Controle estrutural em entrada de caverna com bloco caído no piso; b. coluna em quartzito impuro, com foliação bem demarcada; c. Deposição de óxidos pela percolação de água em duto.....	128
Figure 5.12: a. Zona de karren em area de recarga mostrando sulcos arredondados em afloramento de quartzito grosseiro (Q), sem solo, com um homem de ~1,5m como escala; b. Um túnel ou ponte de seis metros de altura em quartzito grosseiro (Q), com o mesmo homem como escala indicado por uma seta branca	129
Figura 5.13: A linha preta indica uma dolina de dissolução clássica em topo de morro de quartzito impuro (Qi), com retenção de profundo pacote sedimentar. A linha branca indica uma feição de colapso, com arestas bem definidas.....	130
Figura 5.14: a) Uma possível area de polié demarcada pela linha branca, drenada pelo sumidouro. b) A seta branca demonstra uma colina residual ou hume isolado em uma area de brejo ou polié, que é demarcado pela linha branca.....	131
Figura 5.15. a) Setas vazadas mostram a direção de fluxo do ribeirão Santana, drenado diretamente pelo sumidouro, o qual tem seu vortex representado pela seta em curva; b) a área de ressurgência do mesmo rio, ~250m a sul e com ~10m de gradiente. As setas brancas mostram o fluxo em direção ao vale capturador.....	131
Figura 5.16. a) Ravina ativa em uma encosta de quartzito de relevo íngreme, demarcada pela linha preta; b) linha branca demonstra um leque deposicional cobrindo uma área de brejo, que tem como área fonte a erosão de uma encosta de quartzito por ravinas (linhas pretas).....	132
Figura 5.17. a) knickpoint de quatro metros em quartzito grosseiro (Q) fraturado, com clara foliação sub-horizontal, sendo, aparentemente, a evolução de um sumidouro; b) reverso de um vale capturado, mostrando uma inversão de relevo dentro de um vale agradado. A linha preta mostra o nível de agradação, com uma pessoa indicada pela seta branca. A linha	133

branca demarca um possível nível erosivo mais novo, ~4 metros abaixo.....	
Figura 5.18: Ocorrência (n) e frequência (n/km²) de feições cársticas versus litologia.....	134
Figura 5.19: ocorrência (n) e frequência (n/km²) de feições cársticas versus as classes de relevo.....	134
Figura 5.20: Ocorrência(n) e frequência (n/km²) de ravinas versus litologia..	134
Figure 5.21: Ocorrência(n) e frequência (n/km²) de ravinas versus classes de relevo.....	136
Figura 5.22: Vale dos Carneiros, sintetizando as formas encontradas na bacia hidrográfica do ribeirão Santana: Dolinas, Caverna, Colúvio, Alúvio-colúvio e área de brejo. Localização: 618687W 7564387S, 905m/anm.....	138
Figura 5.23: Mapa 1:10.000, com litologia e depósitos sedimentares, feições erosivas cársticas e de encostas, além da localização dos perfis estudados em dolinas (números pretos) e fundos de vale (números cinzas)	140
Figura 5.24. a) gráfico de percentuais granulométricos da matriz mineral dos vales e dolinas representativos ao sistema estudado. b) percentuais granulométricos da matriz mineral, adicionados ao percentual de matéria orgânica (M.O.).....	145
Figura 5.25. Gráfico logarítmico de curvas de acumulação granulométrica. Amostras divididas pelo tipo de ambiente sedimentar. HO= Horizonte orgânico.....	146
Figura 5.26. Gráfico logarítmico de curvas de acumulação granulométrica. Amostras divididas pela rocha fonte.....	147
Figura 5.27: total de datações da bacia do ribeirão Santana plotadas por perfil em ordem cronológica. Bolas azuis= amostras em dolinas; triângulos vermelhos= amostras em fundos de vale; barras pretas= turfeiras.....	149
Figura 5.28. Síntese das informações da feição 4-dolina careiros. Planta e perfil da dolina, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material e análise granulométrica simplificada; área e volume do pacote sedimentar e fotos representativas.....	152
Figura 5.29. Síntese das informações da feição 5-dolina careiros 2.....	153
Figura 5.30. Síntese das informações da feição 6-dolina Luiza.	154
Figura 5.31. Síntese das informações da feição 7-Dolina Português.....	157

Figura 5.32. Síntese das informações da feição 8-Dolina João Hemídio.....	158
Figura 5.33. Síntese das informações da feição 14-Dolina Arrependida.....	159
Figura 5.34. Síntese das informações da feição 15-Dolina Knickpoint III.....	160
Figura 5.35. Síntese das informações da feição 16-Dolina Knickpoint II.....	161
Figura 5.36. Síntese das informações da feição 17-Dolina Knickpoint I.....	162
Figura 5.37. Síntese das informações da feição 1-Vale do Coelho. Planta e perfil do depósito, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material; fotos ilustrativas, área e volume do pacote sedimentar.....	164
Figura 5.38. Síntese das informações da feição 2-Vale Luiza.....	166
Figura 5.39. Síntese das informações do vale Santana em dois pontos: 18 e 9.....	168
Figura 5.40. Síntese das informações do sítio 10 – vale Carneiros.....	170
Figura 5.41. Síntese das informações do sítio 11 – vale Carneiros.....	171
Figura 5.42. Síntese das informações do vale Ronco d’Água (perfis 20, 19 e 13).....	174
Figura 5.43. Síntese das informações do sítio 12 – Divisor Ronco D’Água....	175
Figura 6.1. Síntese do conjunto de datações calibradas e modeladas obtidas em 9 colunas estratigráficas no fundo de dolinas na bacia hidrográfica do Ribeirão Santana.....	180
Figura 6.2. Superfícies do LGM (linhas vermelhas) e atuais (bloco cinza) dos eixos de drenagem de 1-vale abandonado do funil, com delimitação da antiga linha de fluxo e 2-sumidouro do funil, com indicação da linha de fluxo subterrâneo em linha azul no perfil 2.....	184
Figura 6.3. Modelo proposto para a evolução durante o quaternário tardio, de dois vales adjacentes divididos pelo compartimento cárstico do Funil. 21k y BP = 21000 y BP. 1-Vale Coelho; 2-Vale Luiza; 3-perfil longitudinal da captura (sumidouro) do Funil; 4-perfil transversal da captura (sumidouro) do Funil.....	186

Figura 6.4. Modelo proposto para a evolução durante o quaternário tardio, de dois vales adjacentes divididos pelo compartimento cárstico do Funil. Entre 21 e 13 k y BP (k= 1000 anos). 1-Vale Coelho; 2-Vale Luiza; 3-perfil longitudinal da captura (sumidouro) do Funil; 4-perfil transversal da captura (sumidouro) do Funil.....	188
Figura 6.5. Modelo proposto para a evolução durante o quaternário tardio, de dois vales adjacentes divididos pelo compartimento cárstico do Funil. Entre 13 e 11 k y BP (k= 1000 anos). 1-Vale Coelho; 2-Vale Luiza; 3-perfil longitudinal da captura (sumidouro) do Funil; 4-perfil transversal da captura (sumidouro) do Funil.....	190
Figura 6.6. Modelo proposto para a evolução durante o quaternário tardio, de dois vales adjacentes divididos pelo compartimento cárstico do Funil. Entre 11 e 7 k y BP (k= 1000 anos). 1-Vale Coelho; 2-Vale Luiza; 3-perfil longitudinal da captura (sumidouro) do Funil; 4-perfil transversal da captura (sumidouro) do Funil.....	192
Figura 6.7. Modelo proposto para a evolução durante o quaternário tardio, de dois vales adjacentes divididos pelo compartimento cárstico do Funil. Entre 7 e 5.5 k y BP (k= 1000 anos). 1-Vale Coelho; 2-Vale Luiza; 3-perfil longitudinal da captura (sumidouro) do Funil; 4-perfil transversal da captura (sumidouro) do Funil.....	194
Figura 6.8. Modelo proposto para a evolução durante o quaternário tardio, de dois vales adjacentes divididos pelo compartimento cárstico do Funil. >5k y BP (k= 1000 anos). 1-Vale Coelho; 2-Vale Luiza; 3-perfil longitudinal da captura (sumidouro) do Funil; 4-perfil transversal da captura (sumidouro) do Funil.....	196
Figura 6.9. Modelo proposto para a evolução durante o quaternário tardio, de dois vales adjacentes divididos pelo compartimento cárstico do Funil. <3k y BP (k= 1000 anos). 1-Vale Coelho; 2-Vale Luiza; 3-perfil longitudinal da captura (sumidouro) do Funil; 4-perfil transversal da captura (sumidouro) do Funil.....	198
Figura 6.10. Modelo proposto para a evolução durante o quaternário tardio, de dois vales adjacentes divididos pelo compartimento cárstico do Funil. Paisagem atual. 1-Vale Coelho; 2-Vale Luiza; 3-perfil longitudinal da captura (sumidouro) do Funil; 4-perfil transversal da captura (sumidouro) do Funil.....	200

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Alguns casos de feições cársticas em rochas ricas em quartzo.....	16
Tabela 2.2 - Média anual de sílica carregada em rios de áreas tropicais e subtropicais, considerando a área drenada, concentração de sílica e chuva média anual.....	27
Tabela 3.1 - Ocorrência de feições cársticas na bacia hidrográfica do Ribeirão Santana.....	71
Tabela 5.1a. Dados totais da cronologia das amostras da bacia do ribeirão Santana, incluindo identificação, profundidade no perfil, razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, percentual de carbono moderno, idade de ^{14}C , intervalos de probabilidade de calibração de cada amostra em 1σ , 2σ e 3σ (intervalo assumido em negrito) e média simples para utilização das idades como normais.....	120
Tabela 5.1b. Dados totais da cronologia das amostras da bacia do rio Turvo, incluindo identificação, profundidade no perfil, razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, percentual de carbono moderno, idade de ^{14}C , intervalos de probabilidade de calibração de cada amostra em 1σ , 2σ e 3σ (intervalo assumido em negrito) e média simples para utilização das idades como normais.....	122
Tabela 5.2 Distribuição de feições por litologia e classes de relevo; o = ocorrência (n), f = frequência (n/km^2). Classes de relevo em metros (m).....	135
Tabela 5.3. Descrição dos pacotes sedimentares do interior de quatro dolinas e três fundos de vales. Apresenta-se: Profundidade do perfil, granulometria, classificação de cores de Munsell, descrição de campo, ambiente sedimentar interpretado e litologia.....	142
Tabela 5.4. Análise granulométrica completa (Wentworth, 1922) de quatro pacotes sedimentares representativos. Q=quartzitos grosseiros, Qi=quartzito impuros e, G=gnaisses.....	148
Tabela 5.5. Cálculo das taxas de erosão e deposição para os terraços em fundos de vales e depósitos contidos em Dolinas.....	176

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

AMS	Accelerator Mass Spectrometer (Espectrômetro de massa com aceleração)
SSAMS	Single Stage Accelerator Mass Spectrometer (Espectrômetro de massa com um estágio de aceleração)
kV	Kilovolt
Atm	Atmosfera
Torr	Torr (1.3158×10^{-3} Atm)
pMC	Porcentagem do carbono moderno
%	Por cento
‰	Por mil
IWG	Intcal Working Group
σ	Desvio- padrão
MO	Matéria orgânica
UTM	Universal Transversa de Mercator (projeção)
ANM	Acima do Nível (médio) do Mar
EV	Exagero Vertical
W	West (Oeste)
S	South (Sul)
N	North (Norte)
m	Metro
Km	Quilômetro
mm	Milímetro
MVRPS	Médio vale do rio Paraíba do Sul
LGM	Last glacial maximum (último máximo glacial)
Q	Quartzito grosseiro
Qi	Quartzito impuro
G	Gnaisse

Visando comparar resultados obtidos neste trabalho com aqueles de outras fontes de dados e respectivas figuras, os resultados das datações foram padronizados nas seguintes anotações:

y ¹⁴ C	Radiocarbon Years (Anos de radiocarbono)
y BP	Years before present (anos antes do presente)
Cal y BP	Calibrated years before present (anos calibrados antes do presente)
k	Milhares de anos (ex: k y ¹⁴ C, k y BP)

1 Introdução

Os estudos sobre a ação química como elemento efetivo para a denudação do relevo foram introduzidos pela escola alemã de J.Büdel, que contribuiu para constatar que a evolução do modelado da superfície terrestre, nos trópicos úmidos, seria controlada por processos de denudação química, configurando-se o que se denominou etchplanação. Nesta teoria, a ação química de intemperismo, condicionada pelo clima, em conjunto com características pedológicas e litológicas, controlaria o aplainamento homogêneo do relevo, a partir de superfícies de intemperismo, em diferentes profundidades (Büdel, 1957 e 1963 apud Büdel, 1982). O aplainamento também poderia ser descontínuo, dependendo de condicionantes litológicos, estruturais e pedológicos (Olier, 1969 apud Thomas, 1967). Esta teoria foi o cerne para o surgimento da Geomorfologia Climatogenética. Neste contexto, Thomas (1967); Bremer (1977); Boulet (1987) e Selby (1982), dentre outros, desenvolveram trabalhos aplicados à gênese de relevos tipicamente gerados pela ação química, sobretudo na formação de relevos residuais, bornhardtts (domos), no continente africano. Na América do Sul e no Brasil, Demangeot (1985), Filizola e Boulet (1996), dentre outros, também têm pesquisado a ação química para a esculturação do relevo.

Outros autores propuseram modelos de evolução da paisagem sob influência do clima, destacando-se a obra de J.J.Bigarella, cujo modelo evolutivo sustenta a variação da denudação mecânica em resposta às variações climáticas. Bigarella et al. (1965) propõem, para o SE e o S do Brasil, um modelo baseado nas variações climáticas durante o Quaternário. Nele, os períodos de clima úmido corresponderiam à estabilidade de encostas, graças à proteção oferecida pela vegetação, prevalecendo em relação à incisão linear nos domínios fluviais e ao aprofundamento dos perfis de solo. Durante os ciclos do semiárido, haveria a intensificação dos processos erosivos nas encostas, em decorrência da diminuição da vegetação, especialmente nos períodos de chuvas concentradas, prevalecendo o recuo das encostas e o alargamento dos fundos de vale.

O avanço das pesquisas geomorfológicas no Sudeste brasileiro, especialmente aquelas desenvolvidas por M.R.M. de Meis e colaboradores, levou a algumas revisões da escola climática, como suporte à modelagem evolutiva das encostas. Seus estudos sobre o Quaternário no recôncavo da Baía de Guanabara, no médio vale do rio Doce e no médio vale do rio Paraíba do Sul atestam que, durante o Quaternário Tardio, o padrão evolutivo das vertentes foi descontínuo no espaço e no tempo, tendo sido marcado pela alternância entre períodos com altas taxas de erosão-sedimentação e períodos de estabilidade morfodinâmica, momento em que teria prevalecido a formação de solos (Meis e Monteiro, 1979; Meis e Moura, 1984). As autoras sugerem que tais alternâncias teriam sido acarretadas por variações paleo-hidrológicas.

Mais recentemente, Coelho Netto e colaboradores, em pesquisas que integram as abordagens histórica (estratigráfica) e funcional (processos), ampliaram a base de sustentação do modelo evolutivo de Meis, demonstrando, com fundamento em datações absolutas, a ocorrência de, pelo menos, dois ciclos de intenso trabalho erosivo e deposicional na bacia do rio Bananal: um, entre 10.000-8.000 anos A.P., ligado à transição climática pleistoceno-holoceno, e outro, há cerca de 250 anos, desencadeado pela substituição da floresta Atlântica original pela monocultura de café, e seguida, a partir do séc. XX, pela atividade agropecuária (Dietrich et al., 1991, Coelho Netto et al., 1988, Dantas & Coelho Netto, 1994 e Coelho Netto, 1999).

A última autora citada destaca que a evolução das encostas na bacia do Bananal, que drena a serra do Mar, sobre rochas metassedimentares (gnaisses bandados) e granitoides, está associada ao reencaixamento da rede de canais, anteriormente “entulhados” por espessos pacotes sedimentares do ciclo erosivo de 10.000 anos atrás. Desta forma, a bacia evoluiria de modo sincronizado no tempo geológico (Coelho Netto et al., 1988; Dietrich et al., 1991); porém, os processos geomorfológicos são descontínuos no tempo e não operam de modo uniforme no espaço, ao passo que subsistem processos de remoção superficial, ligados à cobertura sedimentar quaternária, e processos subsuperficiais ligados à infiltração, ao artesianismo em fraturas, e à mobilização de pacotes de saprolito e rocha intemperizada (Meis e Moura, 1984; Moura, 1991; Coelho Netto, 1999).

Os estudos sobre os processos erosivos atuais, realizados por Coelho Netto e colaboradores (Coelho Netto, 2003), mostram um avanço regressivo dos canais do tipo voçorocas sobre as cabeceiras de drenagem. À medida que alcançam as encostas mais íngremes, estes canais detonam deslizamentos, que, juntamente com a erosão subsequente em cicatrizes erosivas, proporcionam aumento significativo da carga de sedimentos para os canais fluviais coletores, locais e regional. Coelho Netto (1999), no entanto, chama a atenção para o fato de que as bacias de drenagem tributárias do médio vale do rio Paraíba do Sul não operam internamente da mesma maneira, havendo diferentes mecanismos de denudação em bacias territorialmente próximas e litologicamente semelhantes, como é o caso das bacias do Rio Bananal, que drena as encostas da Serra do Mar, e dos Rios Turvo e Santana, que drenam as encostas da Serra da Mantiqueira, alguns quilômetros ao norte. A manutenção de feições doliniformes (depressões) em encostas e de outras feições cársticas nas bacias da serra da Mantiqueira sugerem um predomínio das feições de denudação química em relação às feições de denudação física e de seus processos geradores nesta paisagem.

Embora, no atual estado da arte, as pesquisas desenvolvidas na área-laboratório da bacia do rio Bananal apontem para um modelo evolutivo com ênfase na ação da denudação física como sendo este o meio mais efetivo para a esculturação das formas de relevo, não se omite a relevância dos processos diferenciais de intemperismo associados à origem de depressões fechadas, que indicam a atuação de processos de denudação química (Leite e Coelho Netto, 2004; Xavier, 2004; Castro e Coelho Netto, 2002). Estes autores destacam, ainda, que os processos geoquímicos, assim como os processos mecânicos anteriormente mencionados, estão fortemente controlados pelas fraturas subverticais na percolação da água pluvial e/ou na exfiltração de água subsuperficial por artesianismo. Na bacia do Rio Turvo, localizado ao norte da bacia do Rio Bananal, e responsável pela drenagem da serra da Mantiqueira, a ocorrência de formas de dissolução preservadas na paisagem, como depressões em divisor (Xavier e Coelho Netto, 2008), coexistindo com feições erosivas em encosta e de deposição fluvial, apontam para um modelado onde a remoção mecânica é menos efetiva que na bacia do Rio Bananal, restando ainda feições de dissolução, que ocorrem mais lentamente. Esta seria, porém,

mais efetiva do que na bacia do ribeirão Santana, onde há uma predominância de formas erosivas químicas (Avelar et al., 2008), e uma manutenção de cavernas em quartzitos, rochas estas consideradas praticamente insolúveis.

Uma abordagem já internacionalmente aceita diz respeito à ocorrência de dissolução e de formação de sistemas cársticos em rochas não carbonáticas, reservando-se o termo pseudo-carste para aquelas feições semelhantes às cársticas, e que não sejam geradas por ação química. Estudos clássicos deste tema remontam a trabalhos de Jennings (1983), Young (1992) e Wray (2003), em climas áridos e úmidos da Austrália, e de Doerr (1999), na Venezuela e Inglaterra. Os autores têm tentado desvendar a gênese dessas feições cársticas em rochas quartzíticas. Suas deduções para tal formação variam entre a ação química, agindo sobre o cimento de sílica amorfa ou diretamente sobre os grãos de quartzo, e a ação física da água no carreamento de grãos de quartzo descompactados. Ambas as ações estariam ligadas à concentração do fluxo hídrico entre descontinuidades rochosas.

Apesar dos achados acima, certos estudos hidrogeoquímicos recentes, desenvolvidos nas montanhas Tepui, na Venezuela (Piccini e Mecchia, 2009), indicam, que sob as condições climáticas atuais, seria necessário um período mínimo de 20 a 30 Ma para a formação das cavernas mapeadas, sem levar em consideração as acentuadas alterações climáticas do período Neógeno, o que poderia tornar o processo ainda mais lento, em condições de clima seco. No Sudeste brasileiro, Carmo (2005) estudou a idade de perfis de alteração com o uso dos isotopos $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, indicando idades mínimas para a formação entre 1Ma e 5Ma, nas proximidades do litoral, e máximas no interior, junto ao Cráton, entre 10Ma e 70Ma. A não detecção de perfis de alteração de idades <1Ma permite entender que o processo de intemperismo químico na região acontece de forma bastante lenta, quando comparado aos processos erosivos físicos extremos do quaternário tardio.

O GEOHECO iniciou a linha de pesquisa sobre a ação da denudação química ainda em meados da década de 1990, com a observação das bacias do Rio Turvo e Santana, a norte e nordeste da bacia do Rio Bananal, no meio vale do Rio Paraíba do Sul, onde se percebeu a existência de feições doliniformes em alguns divisores da bacia do rio Turvo, e uma riqueza maior de formas cársticas na bacia do ribeirão Santana. Na década de 2000, foram

desenvolvidos os trabalhos de Leite e Coelho Netto (2004), Xavier (2004), e de Castro e Coelho Netto (2002), estudando a ação do intemperismo químico e a evolução dos mantos de alteração ainda na bacia do rio Bananal. No ano de 2005, iniciaram-se as pesquisas sistemáticas na bacia Hidrográfica do Ribeirão Santana (44°00 e 43°45'S - 21°58' 22°05'W), quando foram realizados o mapeamento litológico e estrutural de precisão pelo grupo de pesquisas (Avelar et al., 2006), o mapeamento de precisão (mapeamento 1:10.000 e 1:500) das feições em cabeceiras de drenagem, e a localização e o reconhecimento de feições erosivas cársticas e de encostas (Uagoda, 2006).

A presente tese de doutorado dá continuidade à investigação sobre a evolução de bacias hidrográficas com predomínio de formas cársticas ou de dissolução em gnaisses e quartzitos no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Em pesquisas que estão sendo desenvolvidas por membros do GEOHECO/UFRJ, foram realizadas as etapas de mapeamento geológico de detalhe, reconhecimento e mapeamento detalhado das formas cársticas e morfologias denudacionais em cabeceiras de drenagem, assim como de formas erosivo-deposicionais dos sistemas fluvial e de encosta. Além disso, as datações preliminares de radiocarbono em matéria orgânica do solo, realizadas junto ao Radiation Hygiene Monitoring Laboratory, Kiev/Ucrânia, em 2008, permitiram identificar que os pacotes sedimentares superficiais apresentavam idades relativas ao quaternário tardio (Uagoda et al. 2009). Todos estes dados anteriores deram suporte ao estabelecimento de critérios para a escolha e coleta de carvões em pacotes sedimentares do interior de feições cársticas e de encosta para a realização de análises por radiocarbono, com o objetivo de identificar os períodos de tempo necessários à esculturação das camadas mais superficiais das paisagens.

Em cooperação internacional com a Research School of Earth Sciences – The Australian National University, sob responsabilidade e orientação dos professores Bradley Pillans e Keith Fifield, por meio de um estágio de doutorado no exterior (SWE-CNPq), foi levada a cabo, pelo método ¹⁴C-MAS, a datação de cinquenta e cinco fragmentos de carvão originários de pacotes sedimentares superficiais, contidos no interior de depressões e fundos de vale, e distribuídos igualmente pelas diferentes litologias identificadas na área da bacia.

Além disso, esta linha de pesquisa foi financiada e contemplada pelos seguintes projetos: Edital MCT/CNPq 15/2007 - Universal – Faixa B - 2007/2009 (Processo 480.813/2007-8) - “Evolução de bacias hidrográficas sob diferentes condições ambientais na eco-região de mata atlântica do sudeste brasileiro: integração de processos geoecológicos, hidrológicos e geomorfológicos”; Programa Cientista de Nosso Estado – FAPERJ (Processo nº E-26/152.514/2006), aprovado para o período 02/2007 – 02/2009) – “Hidrologia e Erosão em Cabeceiras de Drenagem sob diferentes usos de solo na eco-região da mata atlântica: bases teórico-metodológicas para zoneamento e monitoramento ambiental”; PRONEX - Programa de Apoio aos Núcleos de Excelência (FAPERJ-CNPq, aprovado para o período 01/2007 – 01/2010, APQ1) – “Engenharia Geotécnica e Hidrologia no Sistema Encosta-Planície: bases científicas e tecnológicas para reabilitação de áreas degradadas”, desenvolvido na COPPE/Programa de Engenharia Civil – Geotecnia, sob a coordenação geral do Prof. Dr. Willy Alvarenga Lacerda; Programa cientista do nosso estado (Processo n E-26/102.791/2008) – “Respostas geo-Hidroecológicas às Mudanças Ambientais Induzidas Pelo Uso da Terra na Eco-Região da Mata Atlântica”, sob a coordenação da Profa. Dra. Ana Luzia Coelho Netto.

Todos eles convergem para o projeto principal, aprovado junto ao programa “Instituto Nacional de Pesquisas” (Edital MCT/CNPq/FNDCT/CAPES/FAPEMIG/FAPERJ/FAPESP Nº 015/2008 (Processo FAPERJ E-26-170.023/2009 e CNPq 573.795/2008-8), e intitulado “Instituto Geotécnico de reabilitação do sistema encosta/Planície – REAGEO”, desenvolvido na COPPE/UFRJ, sob a coordenação geral do Prof.Dr. Willy Alvarenga Lacerda.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo central

O objetivo central deste trabalho consiste na investigação do funcionamento de um sistema cárstico não carbonático durante as mudanças ambientais do quaternário tardio, sob uma perspectiva histórica e funcional, como subsídio ao modelo de evolução geomorfológica no sudeste brasileiro.

1.1.2 Objetivos específicos

A – Reconhecimento, classificação e mapeamento morfológico de encostas, com ênfase no domínio de cabeceiras de drenagens.

B – Avaliação, em escala de detalhe, da existência de controles litológicos e de relevo para a ocorrência de feições morfológicas cársticas e de encosta.

C – Avaliação de indicadores da evolução no período geológico recente (Quaternário tardio), a partir da cronologia de depósitos retidos em dolinas e nos fundos de vale fluviais.

2 PRINCIPAIS BASES TEÓRICAS E CONCEITUAIS DA EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

2.1 Evolução da paisagem de longo termo: componentes da ação química e taxas correlatas

Conforme mencionado, desde os estudos de Büdell vem surgindo uma preocupação com o papel da ação química como fator para a criação de formas da paisagem. A partir de estudos descritivos de comparação e diferenciações paisagísticas, principalmente entre a Europa e a África, afirmava-se que as formas dos trópicos úmidos não seriam iguais às das regiões temperadas, desérticas ou polares. Para Büdell (Büdell, 1957 e 1963 apud Büdell, 1982), a ação química de denudação predomina nos trópicos úmidos, devido a regimes de altas pluviosidades, temperaturas elevadas e à presença de vegetação densa, resultando em formas únicas. Embora se discuta atualmente a validade da leitura climatogenética enquanto controle único de conformação da paisagem, sabe-se que o poder de dissolução de rochas será mais efetivo em áreas com alta pluviosidade e temperatura.

Na teoria climatogenética, em climas tropicais úmidos haveria a ocorrência de etchplanos. Nos etchplanos, haveria a exumação do relevo, com a formação de uma dupla superfície de aplainamento, onde ocorreriam simultaneamente o aprofundamento do perfil de intemperismo com carreamento de íons, a criação de crostas ferruginosas em áreas de concentração de óxidos e onde posteriormente, com a meteorização da própria crosta ferruginosa, seria observada a criação de oxi-soils (Latossolos). Estas paisagens, onde prevaleceriam a infiltração de água e o intemperismo químico, seriam caracterizadas por áreas planas, com pacotes de solos muito espessos, cercando inselbergs (Monadnocks) constituídos por litologias mais resistentes que as exumadas em seu entorno.

Porém, como relatam Douglas (1969); Paton e Willians (1972), Stephens (1971), e Smale (1973), apud Douglas, 1978), as condições climáticas não são os únicos fatores que controlam a ocorrência de lateritas

e/ou silcretes em áreas planas, já que estas podem ocorrer desde zonas equatoriais até zonas subárticas, importando, ainda, litologia e rápida lixiviação (permeabilidade) dos materiais, que permitam reações químicas eficientes. Bremer (1973b, apud Wirthmann, 1999) conclui que, em terrenos identificados como *etchplanos*, grande parte da água subsuperficial ou até mesmo da água subterrânea não tem contato com a rocha sã (onde haveria maiores taxas de dissolução), mas com uma rocha intemperizada, onde há elementos alterados e mais estáveis. Segundo os autores, após um estágio avançado, a dissolução dos óxidos de ferro tomaria o lugar da dissolução da sílica, mantendo a denudação continuada do relevo. Assim, a autora afirma que as taxas da retirada de sílica em terrenos de latitudes médias e o aprofundamento de perfis de intemperismo, após o último glacial, é muito maior do que a retirada de sílica em terrenos intemperizados de regiões tropicais, o que contradiz as teorias de dupla face de planação ou da *etchplanação* em áreas tropicais de Büdell. Modenesi (1983) apresenta esta consideração a respeito do possível *etchplano* traçado a partir da coincidência de nível de topos no sudeste brasileiro.

Além disso, Passad (1985, apud Wirthmann, 1999) considera que, em sua maioria, os perfis de intemperismo profundos das áreas tropicais do hemisfério sul foram formados durante períodos muito úmidos e quentes do paleoceno e eoceno, e não foram modificados, ainda que estas áreas tenham passado por períodos sazonais durante o terciário ou quaternário. Considera-se que, nestas condições, foram formadas as grandes concentrações de alumínio (bauxitas) e de outros óxidos, assim como as formas significativas de denudação nas rochas cambrianas. Para os autores, portanto, a teoria climatogenética estaria focada em tempos de transformação maiores dos que os compreendidos pelo período quaternário

No Brasil, Carmo (2005) pesquisou a idade dos perfis de intemperismo do sudeste brasileiro a partir de métodos de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, sugerindo perfis de intemperismo que variam de perfis lateríticos completos e profundos (até 400 m) no interior da zona cratônica, uma zona de transição na faixa móvel Ribeira, onde encontram-se perfis de intemperismo truncados, caracterizados por profundos saprolitos (40-80 m), a perfis incipientes e rasos (<10m) próximos à costa. Foi comprovada a hipótese de uma relação direta entre profundidade e idade, onde os perfis lateríticos apresentam idades que variam de $67,5 \pm 1,2$ a

13 ± 4 Ma; saprolitos profundos (40-80 m) desprovidos de crosta superficial forneceram idades que variam de 12,74 ± 0,05 a 1,1 ± 0,2 Ma, e perfis saprolíticos mais rasos do vale dissecado do Paraíba do Sul forneceram idades abaixo de 5 Ma (4,2 ± 0,2 a 1,45 ± 0,04 Ma). Porém, as crostas são elementos muito comuns em áreas equatoriais e tropicais, mesmo que tenham sido formadas no passado. Assim, os processos geradores da crosta, embora não consigam gerar a feição, estão presentes nestes sistemas, causando alterações químicas em solos e rochas.

Para Douglas (1962, apud Wirthmann, 1999), a formação de crostas, dentre as quais a mais comum é a laterita, está relacionada à concentração de gibsitita ($\text{Al}(\text{OH})_3$), e à presença simultânea de hematita (Fe_2O_3), e goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$). Esses processos também definem a formação dos solos tropicais, que são normalmente gerados pela remoção de bases e pela desilicificação, presumindo-se que o acúmulo de crostas de ferro ou de alumínio seja residual.

Strakhov (1967; Figura 2.1) demonstra que, sob as condições ambientais dos trópicos úmidos, prevaleceria a formação de perfis de intemperização profundos, e que também haveria uma maior ocorrência de reações químicas (zona de aumento de mobilidade de todos os componentes), dentre as quais, a de solubilização da sílica.

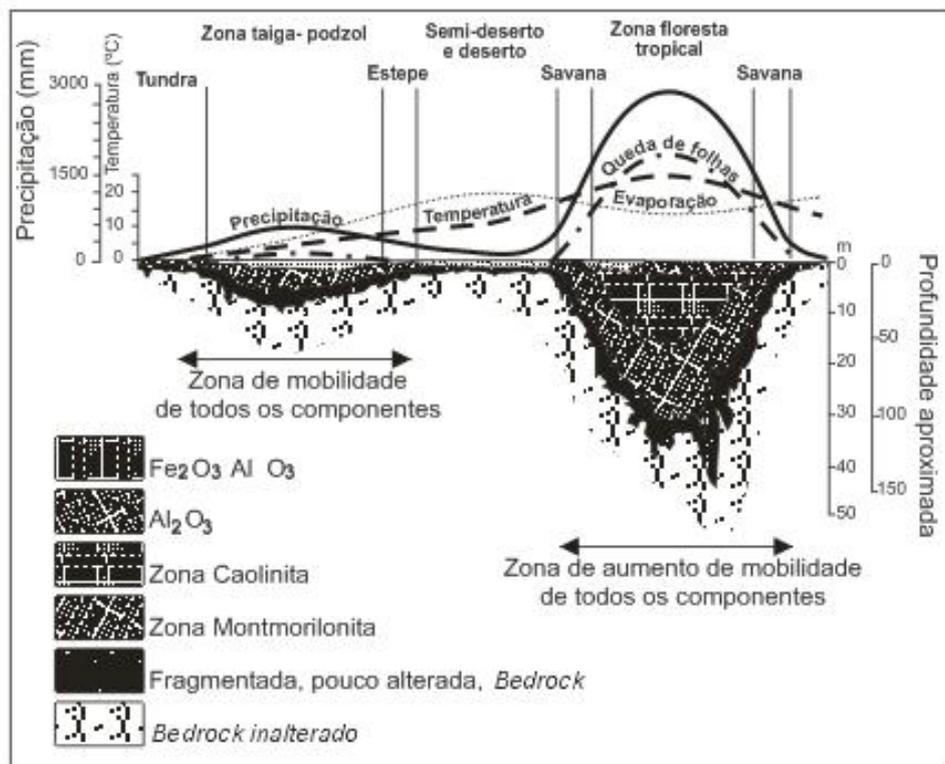


Figura 2.1 - Esquema de diferenciação de mantos de intemperismo em diferentes zonas climáticas, segundo Strakhov (1967), apud Casseti (2001).

Tais processos de intemperismo e dissolução podem ser acelerados por condições de topografia e drenabilidade favoráveis. Aliado a isto, vários autores apontam para um controle estrutural muito acentuado nas formas de relevo em áreas tropicais úmidas, onde haveria a possibilidade de drenagem concentrada e, conseqüentemente, uma maior intemperização dos materiais. Tal conceito é estudado por Xavier (2004), em pesquisa realizada no médio vale do rio Paraíba do Sul, e com o desenvolvimento de estudos baseados em taxas de alteração do material regolítico nas proximidades de estruturas geológicas, e em encostas de gnaiss na bacia do rio Bananal. O autor conclui que os perfis localizados em áreas com captação de água ou fluxos artesianos apresentam-se mais desenvolvidos, sendo bastante caolinizados. No caso dos fluxos artesianos em fraturas subverticais, os regolitos desenvolvem-se de baixo para cima, contrariando as idéias de Gilbert (1877), para quem a evolução profunda dos pacotes regolíticos só aconteceria se houvesse a remoção mecânica superficial do material já alterado. Ainda assim, quando tais estruturas favorecem a abertura de vales e a criação de gradientes, os processos operantes passarão a ser os mesmos observados nas áreas

controladas pela denudação mecânica, não permanecendo na paisagem quaisquer formas tipicamente químicas.

Como relata Douglas (1978), serão geradas feições de dissolução, quando a solução for o processo predominante de remoção de minerais. Porém, haverá processos químicos que não produzirão o carste, agindo quase sempre sobre as porções mais superficiais das formações rochosas, e aumentando apenas a quantidade de mantos de solo e de materiais intemperizados. Para o autor, os silicatos, menos solúveis que os carbonatos, serão mais facilmente encontrados na paisagem, por serem mais resistentes, embora também venham a sofrer a ação do intemperismo e da dissolução.

Portanto, segundo a literatura consultada, a ação química somente gerará formas únicas, quando houver condições estruturais e hidrogeoquímicas que permitam a formação de um sistema cárstico. Caso contrário, poderão ser objeto de estudo a profundidade e o arranjo de perfis de solos, assim como os processos dominantes de intemperismo e as taxas de retirada de material intemperizado por solução, de modo a permitir o cálculo de um equilíbrio denudacional entre as ações química e mecânica, ainda que tais processos químicos não resultem em formas características.

2.1.10 Carste

O carste é um tipo peculiar de morfologia, fortemente marcado por um sistema hídrico subterrâneo, e dotado de formas típicas superficiais e subterrâneas indissociáveis. Uma paisagem cárstica é demarcada por feições ruiformes, *canyons*, dolinas e até mesmo grandes planícies inseridas em compartimentos montanhosos. A existência destas formas superficiais está intimamente ligada a uma série de condutos subterrâneos, por onde fluem os rios, que podem mesclar parte de seu fluxo entre superficial e subterrâneo. Esta drenagem subterrânea torna-se possível, geralmente, devido à alta solubilidade das rochas contidas nas formações cársticas; porém, a intensidade de evolução de tal tipo de morfologia depende de fatores como, por exemplo, o gradiente hidráulico, a pureza da rocha e as condições climáticas, dentre outros.

O termo carste surgiu originalmente como expressão regional, em estudos naturalistas, para designar uma região que possui formações rochosas carbonáticas, e localizada na península balcânica, região compreendida entre a Eslovênia e a cidade de Trieste, na Itália. Na língua indo-européia local, a região era chamada KRAS, vocábulo que significa “campo de pedra calcária”. O termo transformou-se em carso, para italianos, e karst, para alemães e austríacos, sendo este último o vocábulo que, adotado mundialmente, foi traduzido para várias línguas, como é o caso do português: carste. Cvijic, em 1893, com seu trabalho “*Das Karst phaenomen*”, ainda que de forma muito descritiva, inicia a era de estudos sistemáticos sobre o carste. Este autor defendia, ao contrário de seu mestre Penck, que a dissolução química predomina sobre os processos de erosão física que ocorrem nos fenômenos cársticos, teoria esta que somente foi comprovada após a segunda guerra mundial (Kohler, 1994; Lino, 2001 e Kranjc e Kras, 2006).

Posteriormente a esta fase, vários casos de maciços calcários que apresentam fenômenos cársticos foram descritos na Europa e em outras partes do mundo, fazendo com que o termo adquirisse uma conotação mais genérica. Em última análise, o termo se refere às feições geradas predominantemente pela ação química em rochas solúveis, com deposição de elementos mais estáveis, e posterior ação gravitacional associada principalmente ao colapso de fragmentos de rocha e à ação da água subterrânea para o transporte de detritos residuais e de elementos em solução (Ford e Williams, 1989).

No Brasil, os primeiros relatos sobre o carste couberam aos naturalistas Peter Lund e Ricardo Krone no séc. XIX, embora estes autores tenham descrito uma paisagem cárstica sem utilizar o termo, e tenham concentrado o objeto de seus estudos no conteúdo fossilífero das cavernas (Lino, 2001). É creditado a Tricart (1956) o primeiro trabalho sistemático sobre o carste no Brasil. Apesar de desenvolvê-lo, também, de forma bastante descritiva, o autor faz considerações importantes sobre os maciços cársticos ao norte de Belo Horizonte e na região de Bom Jesus da Lapa, na Bahia. Mais recentemente, destacam-se os trabalhos científicos sobre carste em rochas carbonáticas desenvolvidos por Koehler (1989, 1994), Auler (1995) e Piló (1998), principalmente em carbonatos da bacia do rio das Velhas, no estado de Minas Gerais, ao norte de Belo Horizonte, e também aqueles desenvolvidos

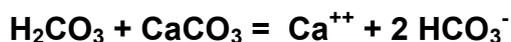
por Karmann et al.(1999), no vale do Ribeira e em outras áreas cársticas no estado de São Paulo. O último autor também lidera um grupo de pesquisas sobre o carste, desde 1999: GRUPO DE PESQUISAS EM DINÂMICA E SISTEMAS CÁRSTICOS na UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO (USP) que, além de assuntos como hidrogeoquímica, também desenvolve pesquisas na área de geocronologia de estalactites. Inúmeros também são os trabalhos de cunho espeleológico desenvolvidos no Brasil, cujo objeto esteja voltado para a topografia, a beleza de formas internas das cavernas, o turismo, o esporte e manejo dessas formações.

2.1.1.1 Processos Geradores do Carste Carbonático

Como rochas solúveis consideram-se principalmente aquelas sensíveis à dissolução ácida pela ação da água, como é o caso das rochas carbonáticas (Schumann, 1994). Dentre as rochas carbonáticas, as principais são os calcários, predominantemente formados por carbonato de cálcio (CaCO_3), e os dolomitos, predominantemente formados por carbonato de cálcio (CaCO_3) e por carbonato duplo de cálcio e magnésio ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). A reação predominante nos processos de carsteificação é a dissolução ácida do carbonato de cálcio, por meio das seguintes reações:



Gás carbônico e água geram ácido carbônico.



O ácido entra em contato com a calcita e a dissolve.

Esta reação é influenciada pela pressão de CO_2 contida na água, e depende de variáveis como, por exemplo, a temperatura e a ação biogênica no solo (Appelo & Postma, 1993). Nas latitudes tropicais, embora as altas temperaturas levem a altas taxas de evapotranspiração, os solos costumam ser bem desenvolvidos, e há muita atividade biogênica, o que aumenta a eficiência da pCO_2 , provocando maiores taxas de dissolução. Estes fatores, somados a um maior carreamento de material intemperizado devido a grandes

aportes de água, comuns a estas latitudes, elevam o grau de eficiência na formação do sistema cárstico. Diferencia-se, portanto, este relevo cárstico tropical daquele comum às latitudes de clima temperado, do carste clássico ou dinário. Segundo Williams (1972), a morfologia cárstica em latitudes temperadas é rica em formas negativas - dolinas, uvalas e polies -, pois a denudação química será concentrada nos condutos subterrâneos. Já a morfologia cárstica comum a latitudes tropicais será mais rica em formas positivas residuais, com a formação de cockpits, onde grandes depressões cársticas coexistem com formas residuais positivas: mogotes e torres.

2.1.1.2 Processos Geradores do carste não carbonático

Estudos de casos sobre sistemas e formas cársticas em rochas não carbonáticas são amplamente descritos na literatura internacional (tabela 2.1). Clássicos deste tema remontam a Jennings (1983), Young & Young (1992) e Wray (2003), na Austrália, e Doerr (1999), na Venezuela. O desenvolvimento do termo carste ao longo do tempo, desde uma descrição regional, passando pelos processos em rochas carbonáticas, até a conquista de uma maior abrangência para o termo, podem ser consultados no estudo anterior de Uagoda (2006). Os autores têm tentado desvendar a gênese dessas feições cársticas, principalmente em rochas quartzíticas. Suas deduções para essa formação variam entre a ação química, agindo sobre o cimento de sílica amorfa ou diretamente sobre os grãos de quartzo, e a ação física da água no carreamento de grãos de quartzo descompactados. Ambas as ações estariam ligadas à concentração do fluxo hídrico entre descontinuidades rochosas. O debate mais recente em torno das feições cársticas em rochas quartzíticas prende-se, em última análise, ao equilíbrio entre a predominância da denudação química e da denudação mecânica.

Tabela 2.1. Alguns casos de feições cársticas em rochas ricas em quartzo.

Autor	Localização	Feição	Litologia	Clima
Gillijns et al (2005) e Vanwalleghem et al. (2008)	Bélgica	Dolinas	Loess	Temperado úmido
Twidale e Bourne (2000)	Sul da Austrália	Dolinas	Calcretes em arenitos	Temperado úmido
Cabral et al. (2003)	Sul do Brasil	Dolinas	Arenitos	Temperado úmido
Twidale (1987)	Norte da Austrália	Dolinas	Quartzito e lateritas	Monsônico
Jennings (1983)	Austrália	Sistema cárstico	Arenito	Tropical e temperado
Bremer (1972) e Boulet (1977)	Namíbia	Sistema cárstico	Granito	Tropical seco
Busche e Sponholz (1992)	Nigéria	Sistema cárstico	Laterita	Tropical seco
Day (2007)	Barbados	Dolinas	Arenito	Tropical úmido
Castro Françoso, et al. (1974)	Sudeste do Brasil	Dolinas	Depósitos terciários	Tropical úmido
Coltrinari (1997)	Sudeste do Brasil	Sistema cárstico	Depósitos terciários	Tropical úmido
Castro e Coelho Netto (2002)	Sudeste do Brasil	Dolina de dissolução	Gnaisse	Tropical Úmido
Filizola e Boulet (1996)	Sudeste do Brasil	Dolina de dissolução	Depostos terciários	Tropical Úmido
Sallun Filho e Karmann (2007)	S e SE Brasil	Dolinas de colapso	Arenito	Tropical úmido
Corrêa Netto (1993 e 1997)	Sudeste do Brasil	Sistema cárstico	Quartzito	Tropical úmido
Wray (2003)	S/Austrália	Cavernas e lapiés	Arenito	Tropical Úmido
Nippes (1984)	Congo	Dolinas	Arenito	Equatorial
Demangeot (1985) e Doerr (1999).	Venezuela	Sistema cárstico	Quartzito	Equatorial

Autores como, por exemplo, Jennings (1983) esclarecem que a dissolução ácida não será necessariamente o processo predominante no carste, já que este é formado por uma variedade de processos intempéricos, tanto químicos quanto físicos. O mesmo Ford, após quase uma década (Ford & Williams, 1989), torna o conceito mais abrangente, e considera as feições cársticas como uma conjunção entre processos de denudação química e física, onde deve predominar o primeiro. Para Suguio (1999), portanto, o termo pseudocarste é utilizado em casos de formas geradas por processos que não envolvam a dissolução: abatimento, piping, deslocamento, ação de ondas e de marés, condutos em rocha e em solos gerados por outros processos. Estas formas geralmente são isoladas, e não apresentam repetição em âmbito regional, por não estarem ligadas a processos abrangentes.

Diante da identificação regional de formas tipicamente cársticas em formações rochosas compostas por rochas não carbonáticas, como é o caso de arenitos, quartzitos, granitos ou gnaisses compostos por alto percentual de minerais de sílica, evidencia-se a preponderância de processos de denudação química sobre os de denudação física. Resta saber quais são realmente os processos químicos que levam à dissolução desta rocha, dada a peculiaridade da sílica que, segundo Krauskopf (1972), é um mineral dotado de baixas taxas para dissolução em condições ambientais: 120mg/l em sua forma amorfa, e 10mg/l em sua forma cristalizada. A sílica aquosa pode ser representada pela fórmula estrutural H_4SiO_4 . No caso do quartzo - SiO_2 -, tal estado é gerado pela seguinte reação química:



ou



Esta reação de dissolução gera o ácido silício, o que geralmente faz com que soluções ricas em sílica dissolvida apresentem um pH ácido. Segundo Krauskopf (1972), porém, a solubilidade do quartzo cresce em condições alcalinas de pH (Figura 2.2). Isto leva à conclusão de que a própria formação do ácido silício impeça a continuidade da dissolução da sílica, pois

torna o pH mais ácido. Para Douglas (1962 apud Wirthmann, 1999), o fenômeno é facilmente percebido em rochas básicas ou ultrabásicas, ocorrendo uma alteração nos silicatos por abrasão, devido à existência de pHs alcalinos nas águas subterrâneas.

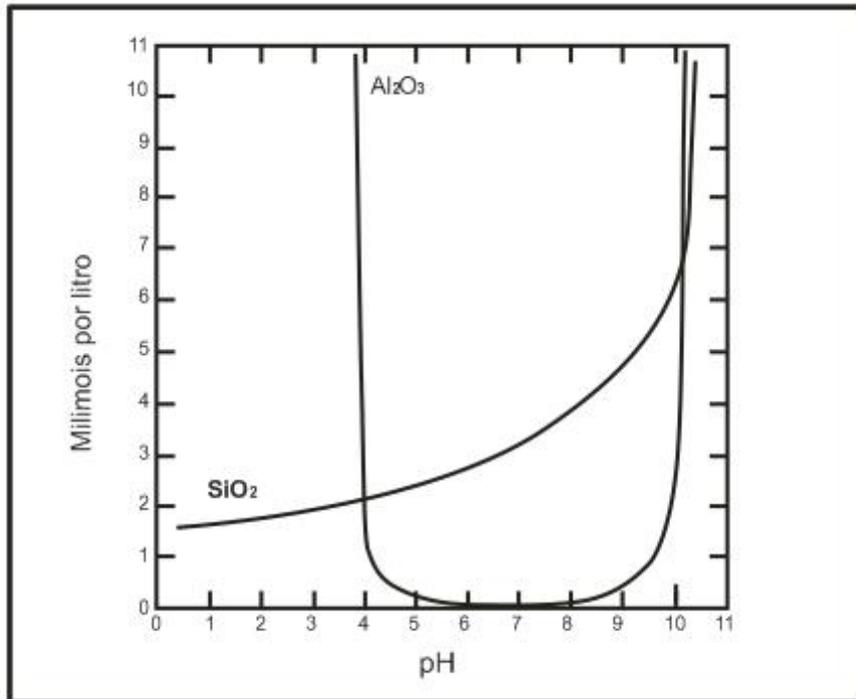


Figura 2.2 - Solubilidade da sílica e da alumina em função do pH (Mason, 1966)

Neste contexto, destacam-se os trabalhos realizados na Austrália, Venezuela, África do Sul, Inglaterra e Brasil em rochas que estão sob, ou já sofreram a ação do clima quente e úmido (Doerr, 1999; Wray, 2003; Jennings, 1983; Corrêa Netto, 1993 e 1997; Silva, 2004 e Robaina, 2006). Em casos como a formação quartzítica venezuelana, de “Roraima ou Tepui mountains”, onde existem formas como paredões, canyons, dolinas e cavernas, há evidências de grande semelhança entre os processos ativos para denudação química e os encontrados em áreas constituídas por rochas de grande solubilidade (Doerr, 1999), embora, na dissolução das rochas carbonáticas, a ação química das águas produza um pequeno aporte de resíduos (alta solubilização). Já em rochas não carbonáticas, o aporte e o acúmulo de resíduos são muito altos; estes são depositados e, posteriormente, removidos por transporte físico (Jennings, 1983, apud Wray, 2003).

Segundo os autores o fluxo de água deve ser grande e contínuo, para promover uma remoção efetiva, pois, caso contrário, alguns elementos silicáticos¹ diluídos podem ser reincorporados para a formação de argilas e posterior entulhamento de dutos subterrâneos (Young, 1988). Segundo os autores, as condições climáticas favoráveis à existência de processos cársticos em rochas não carbonáticas são encontradas nos climas tropicais ou equatoriais, quentes e úmidos. Ainda assim, Self & Mullan (1996) explicam que as mais altas taxas de desenvolvimento de feições cársticas em quartzitos conhecidas no mundo, que ocorrem em formação quartzítica no nordeste da Inglaterra, decorrem do fato de tal formação ter sido recentemente exposta a condições ambientais atmosféricas, permitindo a dissolução mais eficiente de minerais ainda não intemperizados.

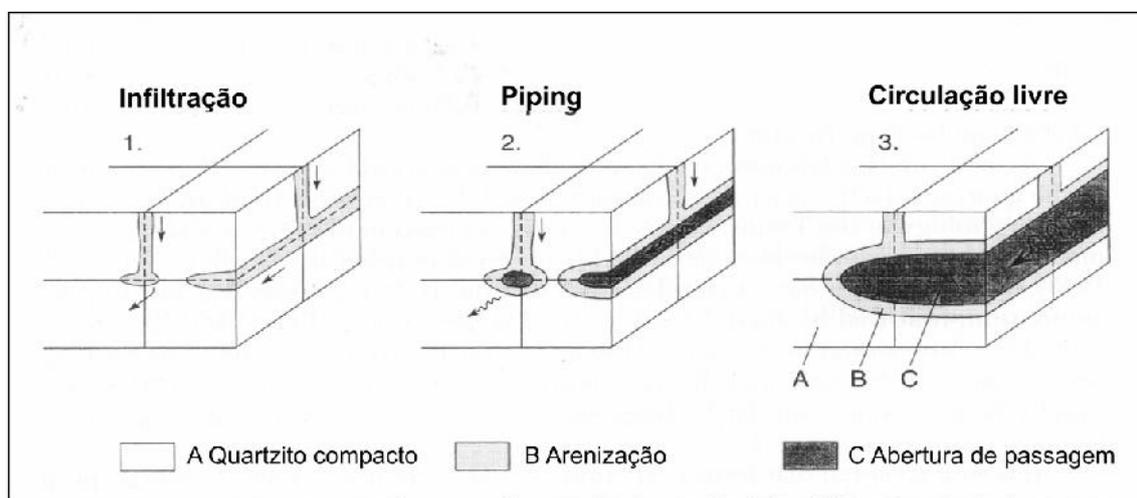


Figura 2.3 - Desenvolvimento de cavidades em fraturas pelo processo da arenização, segundo Galán e Lagarde, 1988, extraído de Doerr, 1999.

Para todos os casos estudados (Chalcraft e Pye, 1984; Piccini, 1994; Galán e Lagarde, 1988; Wray, 2003; Martini, 1979; Doerr, 1999; Silva, 2004, dentre outros), o aporte de grandes fluxos de água subterrânea cumpre uma importante função na denudação do relevo em rochas ricas em minerais silicáticos, pois a água encontra caminhos preferenciais ao longo de áreas de cisalhamento, foliações, juntas, fraturas e contatos litológicos. Na figura 2.3, demonstra-se o processo chamado de arenização com meteorização do

¹ O termo silicático se relaciona a um mineral predominantemente composto por sílica, enquanto o termo siliciclástico é relativo a rocha sedimentar, sequência deposicional ou sedimento constituído, essencialmente, por fragmentos minerais silicáticos.

cimento de sílica amorfa pela ação da água, que torna livres os grãos de quartzo compactados dentre descontinuidades, havendo um carreamento posterior do material intemperizado. Em tese, haveria maiores taxas de dissolução da sílica em estado amorfo do que em estado cristalizado.

Neste sentido, além das taxas consideradas por Krauskopf (1972), e já citadas neste trabalho, Yariv & Cross (1979) descrevem que a sílica amorfa possui alta solubilidade em climas tropicais úmidos, em torno de 100 a 140 mg/l, enquanto que o cristal de quartzo não passa de uma taxa de dissolução entre 6 a 14 mg/l. Chalcraft & Pye (1984), em estudos sobre o quartzito na Venezuela, encontraram taxas de dissolução do quartzo entre 1 e 7 mg/l. Enquanto isto, Doerr (1999) aponta taxas de dissolução um pouco mais altas para a mesma área, em torno de 150mg/l para a sílica amorfa (chamada de cimento de sílica pelo autor), e de 10 mg/l para os cristais de quartzo em rochas quartzíticas. Dados como esses levam autores como Urbani et al.(1977) a corroborar a hipótese da lenta dissolução do quartzo frente à sílica amorfa, no caso de arenização.

Os autores ainda afirmam que a ação da água é o principal fator de denudação em todas as escalas: na dissolução direta de sílica amorfa e na superfície dos grãos de quartzo (ainda que lenta), em dutos ou fraturas; na formação de poros internos que auxiliam na ampliação da área superficial dos grãos de quartzo e no carreamento de detritos restantes da dissolução dos minerais, auxiliando na construção do relevo. Wray (2003) também afirma que os contatos entre grãos de quartzo e a própria superfície destes, fenômeno este verificado ao longo de limites e outras descontinuidades, são mais facilmente diluídos que os grãos em condições não cisalhadas. No mesmo sentido, na Venezuela, sob regime superúmido, com 4000 a 7000mm de precipitação anual, Doerr (1999) tenta comprovar o alargamento de fraturas e de juntas com a dissolução do cimento de sílica amorfa e o desprendimento dos grãos de quartzo, antes da corrosão e da completa dissolução da rocha.

Doerr (op. cit.) argumenta, porém, que, nas montanhas Tepui, na Venezuela, a presença de sílica amorfa (ou de cimento silicoso) representa apenas cerca de 3,4% do conjunto total da rocha quartzítica, e que o material inexistente em muitos lugares que também apresentam processos de denudação. Isto leva a entender que, embora lenta, a dissolução direta dos grãos de

quartzo pode desempenhar um papel preponderante na denudação das rochas ricas neste mineral. Mainguet (1972) relata o mesmo tipo de processos e formas de operacionalização, nas proximidades da África central e da Namíbia.

Wray (2003) comenta o fenômeno de arenização, mas afirma que suas evidências são raras em trabalhos empíricos sobre rochas quartzíticas. Neste sentido, defende que certas evidências microscópicas, obtidas com o uso de Microscópio Eletrônico (Scanning Electron Microscope - SEM), podem comprovar a dissolução direta da sílica cristalizada. Em seus trabalhos, o autor conclui que, na medida em que a água vai atuando como um agente corrosivo, os poros de água (etch pits) vão se ampliando na superfície do grão de quartzo. Citando Chalcraft & Pye (1984 apud Wray, 2003), o autor afirma haver a dissolução do cimento de sílica amorfa e do quartzo concomitantemente, com uma fase intermediária de hidratação entre os grãos de quartzo.

Wray (op. cit.) conclui, desta forma, que a dissolução do quartzo auxilia na denudação de rochas ricas neste mineral, embora as baixas taxas de dissolução em condições ambientais (6-14 mg/l) ainda contradigam a existência de formas de erosão e de deposição, tipicamente geradas pela ação química em rochas predominantemente constituídas por quartzo. Conclui ainda, que podem haver limitações técnicas ao estudo de tais processos, que poderão ser explicados pela cinética química.

Nestas ou em outras condições de retirada de material silicático, incluindo a hidrólise, podem-se formar dutos e cavernas e, ligados ao sistema subterrâneo de retirada de material, formas superficiais de remoção, ou dolinas rasas. Tal processo de formação, após o início da transformação e remoção de silicatos, é acelerado pela abertura de dutos e remoção de argilas e areias por ação mecânica. Büdell (1977, apud Wirthmann, 1999) denomina tal remoção de bases por dutos, com a formação de depressões rasas em topos, de "Soil Karst", ou carste em solo.

No Brasil, os estudos sobre carste em rochas não carbonáticas ainda são bastante escassos. Alguns exemplos da pesquisa sobre o tema são ilustrados pelos trabalhos desenvolvidos por Corrêa Netto (1993 e 1997) e Silva (2004), na serra da Mantiqueira, onde recebe o nome local de serra de Ibitipoca no sul de Minas Gerais, e por Robaina (2006), em arenitos litificados

da formação Botucatu na bacia sedimentar do Paraná, no sudoeste do Rio Grande do Sul.

Outros trabalhos mais abrangentes sobre o tema, com a localização de províncias cársticas no Brasil, também foram desenvolvidos por Auler (2004) e Suguio (1999). No âmbito da espeleologia, há trabalhos como os de Dutra (2001) e Spoladore (2005), dentre outros, que listam a localização e a topografia de cavernas, no primeiro caso, em quartzitos na serra do Inficionado, em Minas Gerais, e, no segundo, em arenitos litificados da bacia sedimentar do Paraná. A contribuição mais recente para o desenvolvimento destas pesquisas na bacia do Paraná foi dada por Sallun Filho e Karmann (2007), em trabalhos realizados no Paraná e no Mato Grosso do Sul.

Abordando um tema relacionado à presente pesquisa, Avelar et al. (2006), Uagoda et al. (2006) e Uagoda et al. (2008), tratam, respectivamente, da caracterização geológica e geomorfológica de área cárstica sob rochas quartzíticas na bacia do Ribeirão Santana (MVRPS), no sudeste brasileiro.

2.2.1 O intemperismo de silicatos

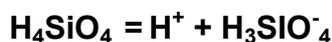
Embora o mineral de quartzo e a sílica sejam muito resistentes, a maioria das rochas da superfície terrestre não é composta unicamente por quartzo, mas por silicatos, que são compostos de minerais distintos e sílica. Os silicatos costumam apresentar maiores taxas de dissolução que a sílica em sua forma cristalina. Os silicatos e suas transformações também podem ser encontrados em rochas e solos, além de concreções, como as lateritas, sendo, portanto, o seu processo de dissolução distinto do caso clássico ora citado, e referente às rochas puramente constituídas por quartzo. A dissolução de silicatos pode ser afetada, havendo uma variação no nível de pH no solo, ou variações de potenciais de óxi-redução (Lange, 1986, Wirthmann e Lange 1989, apud Wirthmann, 1999). O mesmo pode ser dito em relação aos produtos intermediários do intemperismo, que, contrariamente ao que ocorre com a sílica pura, podem ser dissolvidos com um pH ácido.

O quartzo em sua forma cristalina - SiO₂ - compõe a maioria das rochas sedimentares ígneas e metamórficas. No caso dos silicatos, o tetraedro de Sílica (SiO₄)⁻⁴ está presente na constituição de inúmeros minerais ígneos e metamórficos. Em meios solúveis, a sílica geralmente se apresenta em sua forma hidratada: H₄SiO₄ ou Si(OH)₄

Segundo Douglas (1978), o quartzo, em temperaturas terrestres, apresenta uma solubilidade média de 6.5ppm. Porém, outras formas de sílica são mais solúveis, como, por exemplo, a criptocristalina ou a amorfa (opala e chert). As águas naturais podem conter de 10 mg l⁻¹ até 60 mg l⁻¹ de sílica, onde esta pode se apresentar sob forma solúvel ou coloidal. O intemperismo químico da sílica, como já explicitado, ocorre pela solução congruente e pela hidratação, de acordo com a seguinte reação:



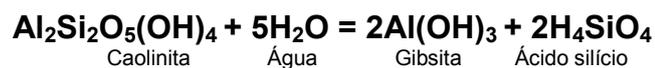
A solubilidade de sílica aumenta, se a fonte original de SiO₂ ainda estiver presente. A primeira constante de dissociação da sílica ácida é 10^{-9.8}; em pH's em torno de 9, a sílica ácida (H₄SiO₄) se dissocia significativamente, de acordo com esta reação:



Em superfícies nuas, a reação do mineral é mais rápida. O intemperismo químico dos silicatos, como nos minerais carbonáticos, é afetado pela hidrólise e por reações com CO₂. A solubilização da rocha se torna mais lenta quando os elementos puros são envoltos por uma superfície de elementos já solubilizados. Os cátions entram em contato com a superfície do grão, que difere do mineral original em diferentes graus. Assim, a ocorrência da solução se dá, em primeiro lugar, pela difusão de cátions através da superfície inerte (Lê Ribaoul, 1975, apud Douglas, 1978).

De acordo com Douglas (1962 apud Wirthmann,1999), a reação química mais comum entre os silicatos é a da transformação do feldspato em caolinita, e a da transformação subsequente da caolinita em gibsita, segundo as reações:

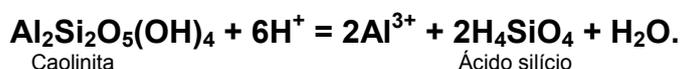




Na primeira equação, o feldspato de potássio pode ser trocado por feldspato de cálcio ou de sódio. Embora essa reação possa ocorrer no pH neutro da água pura, posteriormente, o material atingiria um nível de abrasão em pH alcalino, devido à liberação da base KOH (potássio cáustico).

Existem diferenças fundamentais entre a dissolução química de rochas ricas em sílica e de rochas livres de sílica (Shellmann, 1971, 1974b, apud Wirthmann, 1999) Os silicatos primários podem estar ausentes devido à caolinização da sílica dissolvida, enquanto o quartzo restante irá determinar o percentual de ácido silício (SiO₂) nos solos, principalmente com valores de pH superiores a 3.8. A adsorção de moléculas de sílica pela superfície molecular de hidróxidos e por óxidos de ferro e alumínio também pode demarcar a diminuição de sílica livre no sistema.

O intemperismo de rochas sem quartzo (Pickering, 1962, apud Wirthmann, 1999) decorre, principalmente, da remoção de bases, gerada pela dessilificação. Esta reação está ligada à dissolução incongruente da caolinita, enquanto que, nas rochas ricas em quartzo, a dissolução da caolinita é “congruente” e sempre relacionada à quebra de moléculas de caolinita que possuem alumínio. Portanto, a dissolução da sílica em rochas ricas em quartzo vem acompanhada da retirada de alumínio. Tal reação, ocorrida em ambientes com pH acima de 4.2 e com o máximo de 1ppm de sílica dissolvida no sistema, é representada pela seguinte equação:



A equação mostra que Al³⁺ Íons são removidos em solução pelo mesmo montante de ácido silício. Tal reação conduzirá à concentração residual de óxidos de Fe e Al, na mesma proporção em que existem nas rochas- mãe, podendo gerar concreções.

A maioria dos solos e da água subterrânea em regiões tropicais possui um pH ácido, devido à rápida decomposição de matéria orgânica e à respiração das raízes. O ar no solo pode conter mais de 10% de CO₂,

quantidade que é mais alta que aquela contida na atmosfera. Esta condição eleva o nível de intemperismo, agindo em conjunto com os ácidos orgânicos. Os silicatos comumente apresentam uma taxa de intemperismo ampliada em condições ácidas ou básicas, e taxas reduzidas em condições de neutralidade de pH (White & Brantley, 1995, apud Wirthmann, 1999). Com a dissolução do silício, ocorre a liberação de ácido silícico, que é removido com maiores aportes de água, embora não ocorra a reação contrária de redeposição deste silício e formação de novos silicatos de potássio, por razões temodinâmicas. A hidrólise de silicatos primários é irreversível.

Em condições tropicais, os feldspatos são transformados diretamente em gibsitita (Stephen, 1963 apud Douglas, 1978), podendo apresentar um estágio intermediário, sofrendo uma transformação em haloisita (Bates, 1962, apud Douglas, 1978). Em diferentes situações climáticas, o grau de transformação será, porém, diferente. Por exemplo, as taxas de transformação de feldspatos em gibsititas e em granitos do Maciço Central na França são da ordem de 0.1 a 0.9%, enquanto que, em granodioritos de Singapura, são da ordem de 10% (Pedro, Delmas e Seddoh, 1975, apud Douglas, 1978). Porém, a gibsitita pode ter outras origens. A quebra de minerais silicatados pode gerar gibsititas, que são recombinadas com sílica mobilizada para formar caulinita. Em solos altamente intemperizados (condições tropicais), a gibsitita controla a dissolução de alumínio. Já em regimes de menor intemperismo, os minerais aluminossilicatos são mais favoráveis para o controle desta dissolução (Marion et al, 1975, apud Douglas, 1978).

Quanto à formação de outras fases de sílica, no Japão, em condições de oxidação, a sílica dissolvida tem sido removida da água de lagos por coprecipitação de óxidos hidratados de ferro e manganês (Kato, 1969, apud Douglas, 1978). Segalén (1965, apud Wirthmann, 1999) comprova que, sempre que uma solução rica em sílica for acrescida de Al^{+3} , a solubilidade da sílica cairá pela metade, podendo formar, neste caso, géis de alumino-silicato, ambos em forma amorfa. Van Der Waal (1967) e Carbonnel (1965 apud Wirthmann, 1999) sugerem que, em climas tropicais sazonais, pode haver uma recristalização da sílica dissolvida na estação seca, onde haveria grandes concentrações de sílica na água subterrânea, como no Camboja, por exemplo, onde há concentrações entre 128 e 190 mg/l.

O diagrama de solubilidade (Loughnan, 1969, apud Wirthmann, 1999) demonstra a dissolução dos componentes de alguns silicatos em diferentes condições de pH. Em ambientes ácidos, vemos apenas a dissolução de Al_2O_3 e de $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Enquanto isto, em ambientes neutros ou pouco alcalinos, podemos ver a dissolução dos carbonatos - CaCO_3 - e também de ácido silícico (ou sílica amorfa) em grandes quantidades (até 140ppm). A sílica cristalina, o $\text{Fe}(\text{OH})_2$ e o Al_2O_3 também podem dissolver em condições alcalinas.

Apenas sob condições redutoras, e em águas subterrâneas livres de oxigênio, pode ser gerada a forma divalente de ferro $\text{Fe}(\text{OH})_2$, que será facilmente dissolvida em níveis de pH alcalino. Alguns ácidos orgânicos também formam facilmente reações com Al e Fe, chamadas chelatação, fenômeno este responsável pela formação dos solos podzóis.

Para Wirthmann (1999), pode-se interpretar, para os solos tropicais, que há remoção de ácido silícico de um lado e a concentração de alumínio e óxidos de ferro, ou silicatos, de outro lado. O quartzo, que é o mineral residual mais presente em solos tropicais, pode conter altas concentrações, qualquer que seja a sua localização na rocha-mãe. Tal fenômeno somente ocorrerá em condições agressivas de intemperismo, em climas tropicais úmidos, com ampla percolação de água. Neste caso, minerais não silicáticos serão amplamente dissolvidos e removidos, restando apenas um esqueleto de quartzo unido por óxidos de ferro ou alumínio. Para Wirthmann (1999), tais princípios abordados estão relacionados à formação da catena, como diferenciação pedogenética nas encostas, havendo uma maior migração de íons nas partes bem drenadas dos divisores e uma maior acumulação destes nas zonas de terras maldrenadas dos fundos de vale alagados.

2.2.1.1 Sílica em meios aquosos

A mensuração de cargas de sílica dissolvida em rios é um indicador das suas taxas de remoção. Neste sentido, Douglas (1978) considera baixa a presença de sílica nos cursos hídricos coletores, efeito este que pode ser gerado pela retenção de sílica em corpos orgânicos e pela reprecipitação de sílica no sistema (fatores que devem ser melhor estudados). Para o autor, se for observada uma solubilidade ampliada dos silicatos em condições tropicais

úmidas, chegando a 100-140ppm em 25°C em pH ambientais de zonas tropicais, estima-se que os rios tropicais contenham maiores quantidades de sílica que os temperados (tabela 2.2).

Tabela 2.2 - Média anual de sílica carregada em rios de áreas tropicais e subtropicais, considerando a área drenada, a concentração de sílica e o índice pluviométrico médio anual.

Média Anual de sílica em rios tropicais e extratropicais					
A. Rios Tropicais	Origem do dado	Área Km²	Concent. méd. Si. Mgl⁻¹	Precipitação média anual mm	Quant. méd. Si. m³ km⁻¹ yr⁻¹
Ei	D	16	31.3	1478	24.66
Dumbea, East Fork	C	56	12.8	2027	10.38
Dumbea, Nort Fork	C	32	13.1	1774	9.30
Couvetee (nova caledônia)	C	42	16.7	1140	7.62
Sg. Gombal (Malásia)	A	140	19.0	856	5.92
Nitchaga Ck (Qld)	A	75	18.0	818	4.57
Barron River (Qld)	A	225	12.0	657	2.27
B. Rios Extratropicais					
Cowlitz (Wash.)	B	5796	14.0	1618	8.57
Chehalis (Wash.)	B	3352	16.0	1172	6.84
Anchor (Alaska)	B	585	28.0	437	4.19
Six Mile Water (N.Ireland)	E	302	n.a.	n.a.	3.96
Trail (Alaska)	B	505	4.0	1568	2.32
Blackwater (n.Ireland)	E	1500	n.a.	n.a.	1.40
Second Creek (Minn.)	B	68	16.0	225	1.02
Hubbard Brook (N. Hampshire)	F	n.a.	4.0	n.a.	0.68
Strike-a-light (N.S.W)	A	216	8.0	90	0.23
Origem do dado:					
A. Trabalho de campo					
B. Cálculos a partir de dados do USGS					
C. Baltzer e Trescases (1971b)					
D. Turvey (1975)					
E. Dickson (1975)					
F. Likens et al. (1970)					

Desde Bogomolov et al. (1966), considera-se que o conteúdo de sílica em rios tropicais seria mais alto do que em rios temperados. Strakhov (1967) - Figura 2.1 -, também demonstra que a capacidade de migração de sílica dos solos para os rios é mais alta nos trópicos úmidos. Outros estudos (Douglas, 1978; Thomas, 1967; Chorley et al., 1984; Summerfield, 1991b; Reading et al. 1995 apud Wirthmann, 1999) identificaram controles muito maiores em relação à declividade e litologias do que entre diferentes zonas climáticas para a concentração da sílica em rios.

Sioli (1965, apud Wirthmann, 1999), por exemplo, admite um controle do tempo de exposição das rochas. Em estudos sobre rochas silicáticas em

bacias menores que 10km² na bacia do Rio Amazonas, encontram-se concentrações de sílica na ordem de 0.5 a 4.5 mg l⁻¹ para rochas sedimentares terciárias; de 0.5 a 6.7 mg l⁻¹ para rochas do arqueano e de 1.5 a 22.4 mg l⁻¹ para rochas carboníferas. Schoeller (1962, apud Douglas, 1978) mostra que a concentração de sílica em águas que drenam granitos da Namíbia pode variar de 0.5 a 6.7 mg l⁻¹, enquanto que as concentrações de sílica em águas que drenam basaltos podem variar de 23 a 57 mg l⁻¹, indicando que, no basalto, haveria uma acidez menor nas águas, facilitando o intemperismo e a dissolução da sílica existente, ainda que em pequenas quantidades.

Normalmente, a concentração de sílica diminui com a vazão, embora seja observada uma relação entre grandes eventos de chuva e de vazão e um considerável aumento na quantidade de sílica dos cursos hídricos (Douglas, 1978). Como a retirada de material é importante para a manutenção da dissolução, Davis (1964 apud Wirthmann, 1999) afirma que grande parte do avanço denudacional em bacias dos EEUU é responsável pelo rápido carregamento/dissolução da sílica em partículas de solo, em eventos extremos de chuva. Tal aspecto também vem sendo considerado em muitos estudos da Austrália.

Contudo, uma hipótese defendida por Douglas (1978) relembra que, devido ao metabolismo do SiO₂ biogênico, pouco mais de 20 ou 30 ppm de ácido silícico permanecem nos corpos da água. De outra maneira, este autor relembra que, uma vez iniciado o processo de denudação química, os vestígios desses são pouco perceptíveis, pois a maioria da carga dissolvida no início do processo alcança o mar, ao contrário do que ocorre na denudação e transporte físico, onde há uma manutenção da massa.

2.1.2 Formas comuns a sistemas cársticos carbonáticos e não carbonáticos

Uma série de feições de relevo está relacionada à dissolução pela água, à deposição de fases mais estáveis do elemento dissolvido e aos efeitos mecânicos causados pela criação de discontinuidades (como desabamentos de tetos de cavernas), assim como pela própria passagem de fluxos hídricos, que também geram um efeito erosivo sobre os condutos. Em relação à

classificação, vários autores tentaram classificar tais formas, cabendo destacar as classificações de Jennings (1983), de Cvijic (1893), de Ford & Williams (1989) e, no Brasil, de Kohler (1994) e Pilo (1998), além de Bögli (1980) e Lino e Allievi (1980). A classificação mais aceita de feições cársticas é a de Ford & Williams (1989), que também é a mais ligada a processos geradores. Os autores tomam como ponto de partida o sistema hídrico, com forte ação da água subterrânea, para individualizar as zonas de recarga e de descarga, comuns aos sistemas cársticos e responsáveis pelas feições de dissolução e de acumulação, respectivamente. Em tal classificação (Figura 2.4), existiria uma zona de recarga (1), com o aparecimento de formas como campos de lapieés, torres e dolinas e formação do solo (epicarste); uma zona de regime vadoso ou anfíbio (2), com circulação livre da água sob a ação da gravidade, onde surgiriam feições do tipo clarabóias, paredes em fraturas, dutos verticais e piping e também cavernas com grandes espeleotemas pela deposição dos materiais dissolvidos nos dutos e, por fim, uma zona de regime freático (3), totalmente saturada ou inundada, onde surgiriam cavernas praticamente sem espeleotemas, devido à ação continuamente erosiva da água.

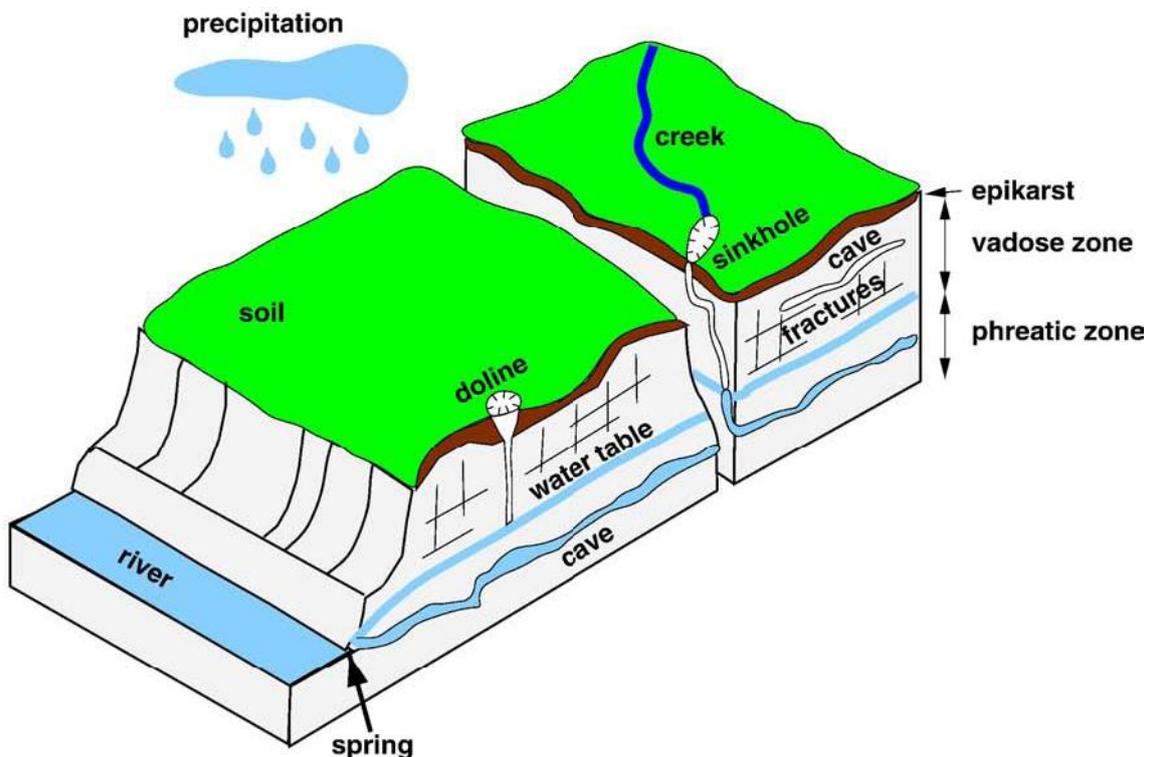


Figura 2.4 - Modelo do sistema cárstico de Ford e Williams, modificado por Kaufmann (2008). Demonstra as áreas e formas relativas a (1) epicarste (epikarst), (2) zona vadosa

(vadoze zone), (3) zona freática (phreatic zone). Outros elementos representados na figura: rio (creek), solo (soil), dolina (doline), sumidouro (sinkhole). Precipitação (precipitation).

Piló (1998), categoriza as formas cársticas em formas relativas a três zonas: exocarste, endocarste e epicarste, onde as duas primeiras zonas seriam relacionadas às zonas externa e interna do sistema cárstico, e a última se referiria à área de acúmulo de sedimentos e de atuação da pedogênese.

Autores como Lino e Allievi (1980) defendem a existência de uma relação indissociável entre formas externas, como dolinas, uvalas, torres, canyons, e formas internas, como as cavernas, todas ligadas a um sistema hídrico, com lenta percolação de água superficial ou com entrâncias e ressurgências de rios subterrâneos (Figura 2.5).

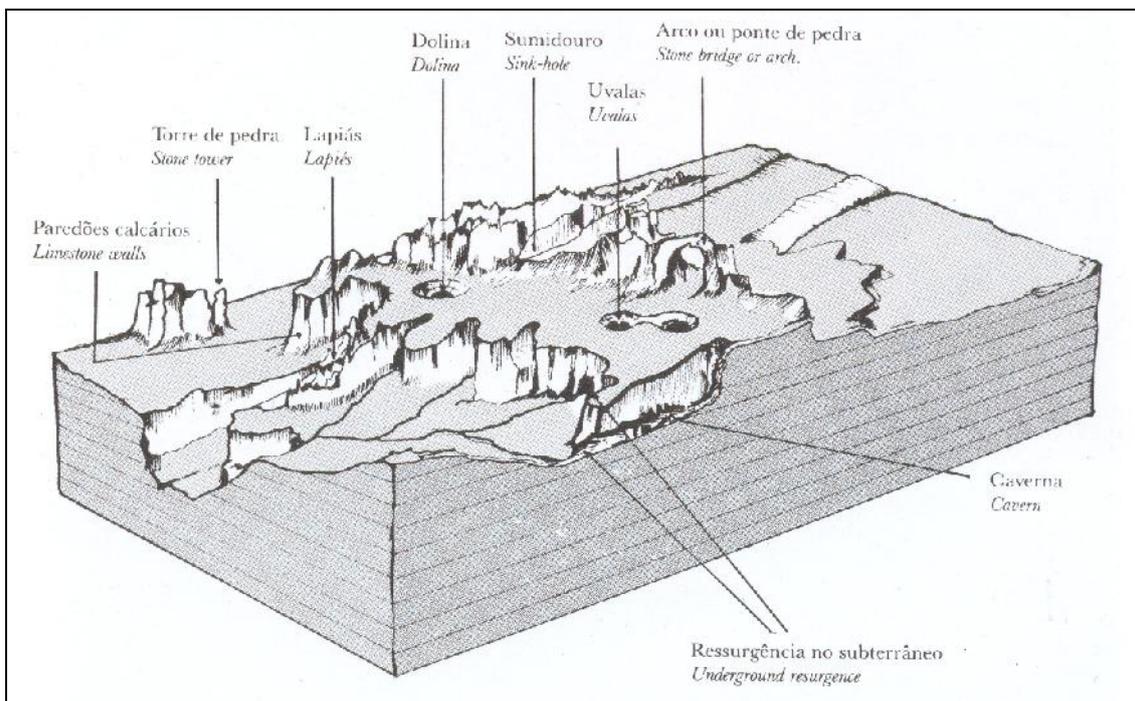


Figura 2.5 - Esquema tridimensional mostrando os aspectos de um relevo cárstico, segundo Lino e Allievi, 1998; apud Lino, 2001.

Uagoda (2006) mapeou inúmeras formas cársticas em rochas quartzíticas na bacia hidrográfica do Ribeirão Santana na serra da Mantiqueira, inserindo-as em uma classificação mais simples, e dividindo-as em superficiais e subterrâneas. Feições superficiais seriam aquelas relativas à parte externa do sistema cárstico, enquanto as subterrâneas seriam aquelas relativas à

porção interna. Naquela fase do trabalho, foi desenvolvido um esforço classificatório para tipificar as várias formas encontradas. Nesta fase, estamos trabalhando com o carste inserido nos processos de erosão e deposição do sistema hídrico no quaternário, razão pela qual iremos tratar das principais formas ligadas aos sistemas de recarga hídrica e descarga para os sistemas fluviais: dolinas, cavernas, sumidouros e ressurgências.

2.1.2.1 Cavernas

Segundo Palmer (1991, apud Kohler, 1994), a forma das cavernas é controlada por uma série de fatores: localização, extensão, grau de solubilidade da rocha, distância entre o ponto de recarga e de descarga do aquífero, padrão estrutural da rocha, distribuição do fluxo freático e vadoso e história geomorfológica regional. Neste contexto, simplificada, as cavernas podem ser classificadas como: cavernas de origem freática, totalmente inundadas, que são a via preferencial de fluxo hídrico constante, e cavernas de origem mista (freática e vadosa). É nesse último tipo de cavernas, onde há uma variação do nível freático, que são gerados os espeleotemas, feições características dos interiores de cavernas, constituídas por precipitações minerais que geram feições extremamente variáveis. Sua forma depende de condições como temperatura, quantidade de água e características litológicas e estruturais das rochas cársticas. O estudo da diversidade destas formas está inserido no âmbito da espeleologia (Lino, 2001), mas as características dos depósitos podem oferecer evidências sobre o tipo de processo de denudação à qual está exposta a rocha.

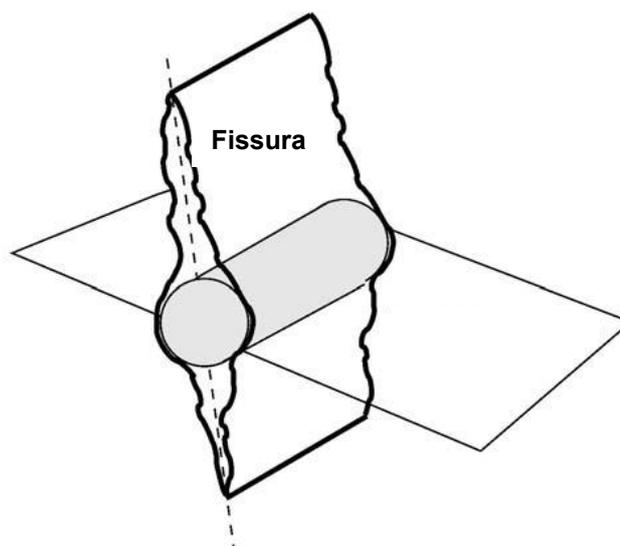


Figura 2.6- Controle da evolução de cavernas a partir da concentração predominante de fluxo em dutos (cinza). Ford e Willians (1989), adaptado por Kaufmann (2008).

Para Ford e Willians (1989) e Kaufmann (2008) - Figura 2.6 -, as cavernas terão seu desenvolvimento controlado pela passagem da água por dutos. Tais dutos tendem a se desenvolver nas intersecções entre o acamamento da rocha, geralmente sub-horizontal, e fraturas, geralmente subverticais (para condições de rochas sedimentares e metassedimentares), onde haverá concentração de fluxos e remoção química e física de material.

Segundo Avelar et al (2006) e Uagoda (2006), em estudos que antecederam o projeto atual, foram identificadas 42 cavernas em rochas quartzíticas na serra da Mantiqueira. Tais cavernas se estendem a até 200 metros de profundidade, podendo ser verticais ou horizontais, e o seu surgimento é controlado pela concentração e infiltração de água na intersecção entre fraturas e foliação, não havendo quantidade expressiva de espeleotemas em seu interior.

2.1.2.2 Dolinas

Dolinas são as feições superficiais mais comuns ao sistema cárstico. Cvijic (1893, apud Lino, 2001) utilizou o termo para designar depressões circulares ou elípticas, mais largas do que profundas. Dolinas ou depressões fechadas são formadas pelo escoamento da água para uma saída subterrânea,

por caminhos marcadamente gerados pela dissolução química, preferencialmente em zonas com descontinuidades estruturais ou litológicas. Segundo Kohler (1994), as dolinas podem ser classificadas, em função da forma, em balde, funil ou bacia, havendo, ainda, inúmeros outros tipos de classificação. . Outro método tipifica as dolinas em função de seu processo de formação, seja por dissolução ou abatimento (Figura 2.7). Essa classificação processual é levada em conta por vários autores como, por exemplo, Williams (1972), Jennings (1983) e Ford & Williams (1989). Young (1988) e Wray (2003), assim como Jennings (1983), aplicam esta classificação para distinguir dolinas também em carstes não carbonáticos.

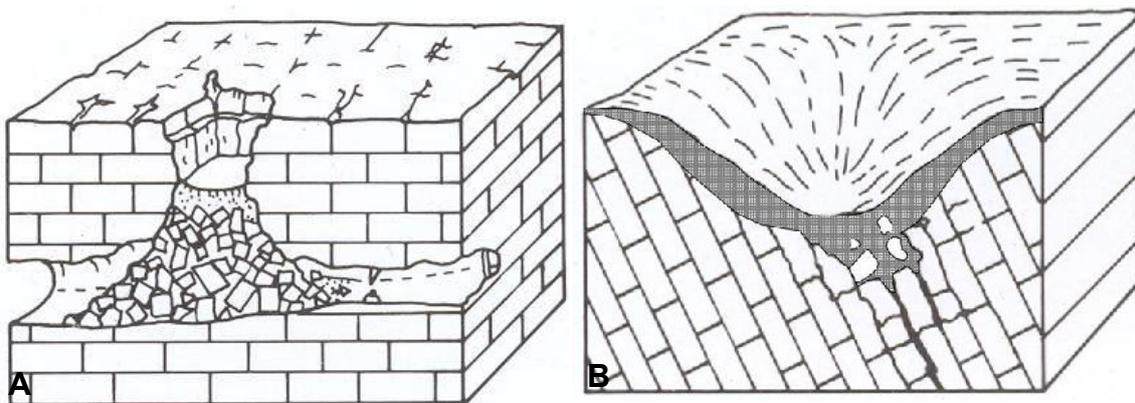


Figura 2.7 - A. Dolina de abatimento, profunda, estreita, abrupta, e geralmente ligada a uma cavidade interna. B. Dolina de dissolução, larga, arredondada, suave e controlada pela dissolução em juntas e acumulação de solo (modificado de Jennings, 1983).

As dolinas de abatimento possuem paredes retas e formam-se pelo colapso do teto de cavernas próximas à superfície, pelo peso de solo acumulado ou pela ação física da água em áreas onde tenha havido uma dissolução anterior, responsável pela formação de condutos e pela ampliação de descontinuidades internas, com colapso abrupto e formação de um caminho preferencial de curso hídrico.

As dolinas de dissolução ou aluviais apresentam bordas suavizadas, e surgem a partir da lenta dissolução da superfície rochosa, com a criação e a acomodação de pacotes de solo em seu interior. A perda de minerais solubilizados do solo e da rocha faz com que o material enfraquecido preencha as descontinuidades, que estão em continuo alargamento, gerando uma subsidência do material de recobrimento, e dando origem à dolina.

Um terceiro caso citado por Jennings (1983) seria relativo às dolinas de subsidência. As dolinas de subsidência teriam origem em dolinas de colapso, que são profundas e estreitas. A partir da migração lenta de solo para o interior da dolina, ocorreria uma impermeabilização de seu fundo, com uma dissolução continuada e suavização das bordas, gerando o alargamento lateral da forma, e tornando-a mais larga do que profunda.

Nos três casos, os caminhos preferenciais de água potencializam o processo concentrado de dissolução, tornando cada vez mais rápida a abertura de condutos. Neste sentido, os processos de dissolução e de abatimento abrupto podem coexistir. Williams (1972), como já citado, ainda considera a existência de dolinas bem demarcadas para diferir os relevos cársticos entre paisagens de dolinas em regiões temperadas (ou o carste dinário como citam Williams, 1972 e Kranjc e Kras, 2006) e paisagens de cockpits nos trópicos úmidos, gerados por uma meteorização geral mais eficiente das rochas, devido às altas taxas de pluviosidade e temperatura. Nos casos tropicais, os cockpits geralmente representam relevos cársticos bastante exumados, muitas vezes sem a manutenção de cavernas, onde coexistem a evolução cárstica subterrânea e a evolução das encostas por ação da gravidade. Note-se que muitos destes cockpits podem evoluir para a formação de vales e, até mesmo, para o isolamento de morros, inselbergs, torres ou mogotes. Percebe-se uma paisagem onde coexistem vales alargados, encostas convexas e morros isolados, quase sempre sem grandes deposições sedimentares, devido à forma de evolução dos vales, ocorrida a partir da coalescência de dolinas e do colapso de cavernas.

No Brasil, vários autores descrevem regiões de ocorrência destas feições em substratos não carbonáticos. Os primeiros trabalhos remontam a Castro Françoso (1974), versando sobre as formações superficiais argilosas do platô de Itapetininga na bacia do Tietê; Coltrinari (1997) também relata feições similares em formações superficiais do platô de São José dos Campos, ligadas a um sistema cárstico.

Cabral et al. (2003) e Uagoda et al. (2003) identificam dolinas em formações sedimentares areníticas (do arenito Botucatu), na bacia sedimentar do Paraná, no oeste do Rio Grande do Sul. Ambos os trabalhos relacionam a

existência de dolinas a diferentes resistências ao intemperismo, oferecidas por crostas lateríticas, e também à ocorrência de fluxos hídricos concentrados nestas crostas.

Castro e Coelho Netto (2002) identificam uma depressão em cabeceira de drenagem em latossolos provenientes de rochas metassedimentares do grupo Paraíba do Sul (biotita gnaisse), na bacia do Rio Bananal, sudeste brasileiro. Nessa depressão, são realizados transectos para a obtenção de levantamentos pedológicos que demonstram a existência de um latossolo antecedente, e ainda preservado, na área de divisores de drenagem, observando-se um hidromorfismo destes latossolos no fundo da dolina, devido à presença constante de água. Levantamentos geofísicos realizados na mesma posição dos transectos revelam a existência, no fundo da dolina, de uma área de menor resistividade, podendo representar fraturamentos subverticais. Tais fraturamentos oferecem caminhos preferenciais de escoamento de águas superficiais ou exfiltração de água subterrânea, assim como detalhado por Coelho Netto (2003).

Filizola e Boulet (1996) estudaram dolinas em sedimentos terciários quartzo-cauliníticos semiconsolidados da bacia de Taubaté. Os autores, que identificam uma camada orgânica inclinada no interior do pacote sedimentar da dolina, trabalham com a hipótese de formação da camada em uma condição plana, e da ocorrência de uma inclinação posterior, causada pelo rebaixamento da dolina, que seria atribuível a uma denudação química. Após o início do rebaixamento, e com a criação de gradiente, as camadas orgânicas seriam recobertas por colúvios movimentados. Apesar de não terem realizado mensurações hidrogeoquímicas, os autores interpretam que a denudação química é mais efetiva, quando comparada com a denudação física, pois, caso contrário, a dolina não apresentaria um rebaixamento contínuo, e seria totalmente entulhada por sedimentos.

Sallun Filho e Karmann (2007) identificaram e catalogaram a ocorrência de dolinas em arenitos na bacia sedimentar do Paraná em duas localidades: Formação Aquidauana em Jardim/MS e Formação Furnas em Ponta Grossa/PR. Pelas suas descrições, interpreta-se que as dolinas da formação Furnas em Ponta Grossa caracterizam-se como dolinas de abatimento, sendo profundas e dotadas de paredes retas e íngremes, ao

contrário das dolinas em Jardins (MS), que seriam rasas e sempre úmidas ou alagadas, caracterizando dolinas de dissolução. Os autores comprovam um forte controle estrutural para ambas as áreas de ocorrência de dolinas, que são preferenciais para a recarga dos aquíferos subterrâneos. Porém, afirmam que a existência de dolinas em arenitos na bacia do Paraná estaria condicionada à existência de formações calcárias subjacentes, não havendo possibilidade de dissolução das rochas não carbonáticas. Além de contradizer toda a revisão bibliográfica até agora considerada sobre carsteificação em rochas não carbonáticas, tal afirmação revela que o seu autor negligencia as comprovadas formações de torres e dutos via dissolução no parque de Vila Velha, na mesma formação arenítica.

Por fim, o estudo que demonstra feições mais similares com aquelas de que tratamos foi realizado pelo arqueólogo José Carlos Oliveira (Oliveira, 2007). Ele analisou o desenvolvimento de sítios arqueológicos no interior de quatro dolinas que se desenvolvem no topo de colinas de gnaiss, na região de Carangola em Minas Gerais, 225km a nordeste de nossa área de estudos. Durante o quaternário tardio, as dolinas foram ocupadas por índios do grupo Kayapó, que aproveitavam as zonas de convergência e a concentração de água para a agricultura. Barros et al. (2009) estudaram com mais detalhes uma destas dolinas (córrego Maranhão), indicando idades da ordem de ~8.500 y BP, e correspondentes à antiga zona de turfeira formada em clima úmido, soterrada por sedimentos de encosta, a 1,88m de profundidade.

2.1.3 Taxas de remoção por denudação química: o “tempo” para a evolução dos sistemas cársticos

Para Douglas (1978), o intemperismo e a denudação, em regiões tropicais úmidas, são capazes de causar o rebaixamento de relevo, sem a intervenção de uma ação mecânica. Nos trópicos sazonais, esses efeitos tornam-se menos importantes em relação à diminuição de precipitação e escoamento e, também, devido à acumulação de níveis de argila, nas zonas de mosqueamento. O autor estima que, durante a transformação do feldspato em caolinita, cerca de 40% de peso seja perdido, enquanto que, na transformação total de biotita em caolinita, tal perda corresponda a 70%.

Em um perfil de bauxita gerada a partir de rochas charnockíticas ricas em quartzo, na Índia, Valetton (1972, apud Wirthmann, 1999) encontrou grandes taxas de perdas de matéria através da intemperização de silicatos e quartzo. Mensura-se a perda de 61% de SiO_2 em solução no material intemperizado e uma relativa concentração em nível de Al_2O_3 , que é formado a taxas entre 17% e 52%. Estima-se, então, que 300% da superfície de rocha charnockítica tenha sido exumada para poder formar a atual superfície de bauxita, pois a perda de sílica era sempre maior do que a formação de Al_2O_3 resultante. O percentual de 2% de SiO_2 restante na bauxita é considerado como resíduo do SiO_2 solubilizado.

Carmo (2005), utilizando métodos de datação de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para o estudo de frentes de intemperismo em rochas meta-sedimentares do sudeste brasileiro, interpreta que as idades patamares crescem do topo para a base dos perfis, fornecendo uma taxa de propagação da frente de intemperismo da ordem de $8,9 \pm 1,1$ m/my. Calculou-se uma taxa de saprolitização de $24,92 \pm 3,08$ t.km².yr⁻¹, e uma taxa de denudação química que varia entre $12,46 \pm 1,54$ e $13,53 \pm 1,67$ t.km².yr⁻¹. Estes resultados são compatíveis com os valores apresentados na literatura para as taxas de intemperismo atual em bacias de drenagem, através de cálculos de balanço de massa, e também com estimativas de taxas de saprolitização de longa duração através da combinação de isótopos cosmogênicos e do balanço de massa, medidos em locais submetidos a condições climáticas diferentes.

São raros os casos em que as rochas e os materiais intemperizados são formados de apenas um mineral, sendo eles, em geral, constituídos por aglomerações de vários minerais. Sendo assim, torna-se difícil o desenvolvimento de um modelo de perda de massa realista e homogêneo na paisagem (Brewer, 1955 e Carrol, 1970 apud Wirthmann, 1999). Embora as transformações intempéricas da rocha sejam consideradas isovolumétricas, a retirada dos materiais intemperizados por fluxo de água subterrânea pode criar condições favoráveis à perda concentrada de volume, sendo tal interpretação mais adequada para explicar a formação de um sistema cárstico.

Piccini e Mecchia (2009) realizou mensurações sistemáticas na área do sistema cárstico da plataforma Aonda, nas montanhas Tepui/Vezezuela, em quartzitos compostos por ~98% de quartzo (Figura 2.8). Para o autor, existem

montantes significativos de sílica em solução, (mesmo em valores de pH ácido, que variam de 3,9 a 4,7), principalmente em dutos coletores da zona freática e em canais coletores, que vão desde traços, 0,01mg/l na superfície, até o máximo de 0,92mg/l na zona freática (dripping water). Vale citar que um dos valores (7.1) da zona freática está incorreto na figura, pois, segundo o texto, o valor correto seria de 0,71mg/l.

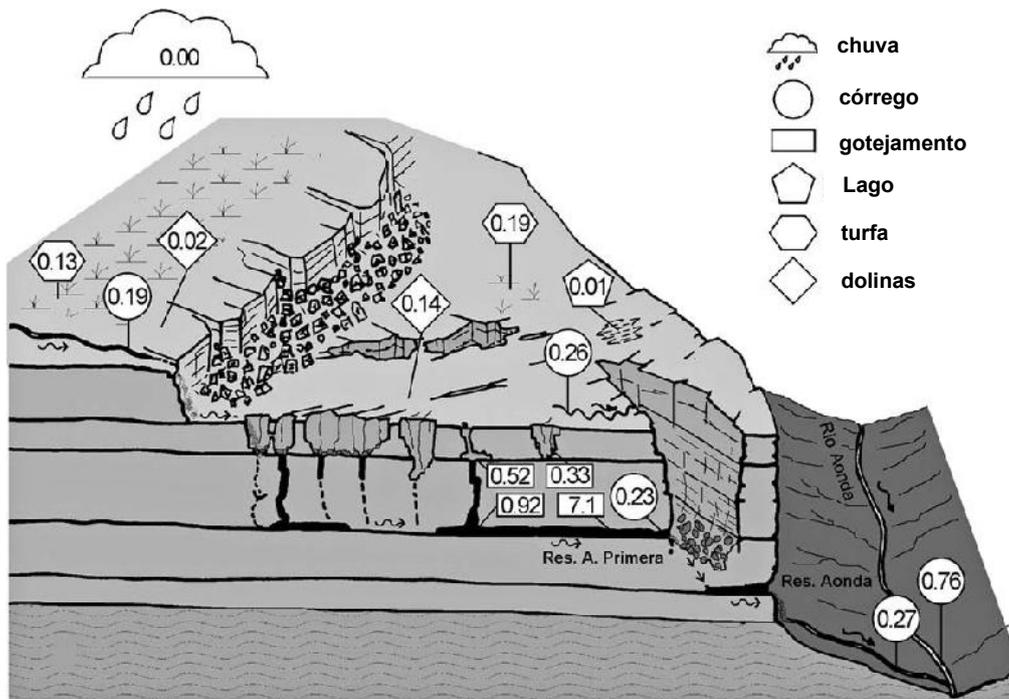


Figura 2.8 - Totais de sílica dissolvida (mg/l), coletados em águas de diferentes posições do sistema cárstico Aonda, Montanhas Tepui, Venezuela (Piccini e Mecchia, 2009).

Para Piccini e Mecchia (2009), se forem somados todos os montantes de sílica dissolvida mensurados no sistema cárstico da plataforma Aonda (Venezuela), será presumido um grau de denudação na ordem de $0,45\text{m}^3/\text{ano}$. Considerando essas taxas, estima-se, seguindo os atuais padrões pluviométricos, que seriam necessários 11 milhões de anos para o desenvolvimento do atual sistema cárstico, o que contradiz teorias anteriores, segundo as quais tais cavernas datariam do período Jurássico.

Filizola & Boulet (1996), a partir da identificação de materiais datáveis no interior de dolinas formadas em depósitos terciários, interpretam que as taxas de rebaixamento por retirada de materiais em solução seriam maiores que as taxas de erosão nas encostas e recobrimento da forma. Os autores estimam taxas de rebaixamento da ordem de $23\text{mm}/\text{ano}$ ou 23 metros em

100.000 anos, que seriam maiores do que as taxas de intemperismo encontradas por Nahon (1991), a saber, situadas na faixa entre 0,25 e 2.5 metros por 100.000 anos. Porém, deve ser levado em consideração que a pesquisa de Flilizola e Boulet foi realizada em sedimentos areno-argilosos inconsolidados de bacia sedimentar terciária, onde a movimentação, retirada, acomodação e coalescência de materiais será muito mais rápida do que em rochas mais resistentes, como, por exemplo, granitos ou quartzitos.

Em encostas florestadas dos trópicos úmidos, é possível estimar taxas de remoção de material por ação química. Neste caso, a ocorrência de formas tipicamente químicas somente será eficiente quando as taxas químicas forem mais efetivas do que as físicas para remoção do material. Para Trescases (1975), haverá taxas químicas mais efetivas nas áreas planas e bem drenadas dos topos, enquanto a remoção física será mais efetiva nas encostas, onde há energia para mobilização do material (Figura 2.9), havendo, portanto, processos químicos e físicos conjugados para a formação das encostas em áreas tropicais florestadas, podendo coexistir formas predominantemente químicas em topos (como dolinas) e predominantemente físicas em encostas (como ravinas ou sulcos).

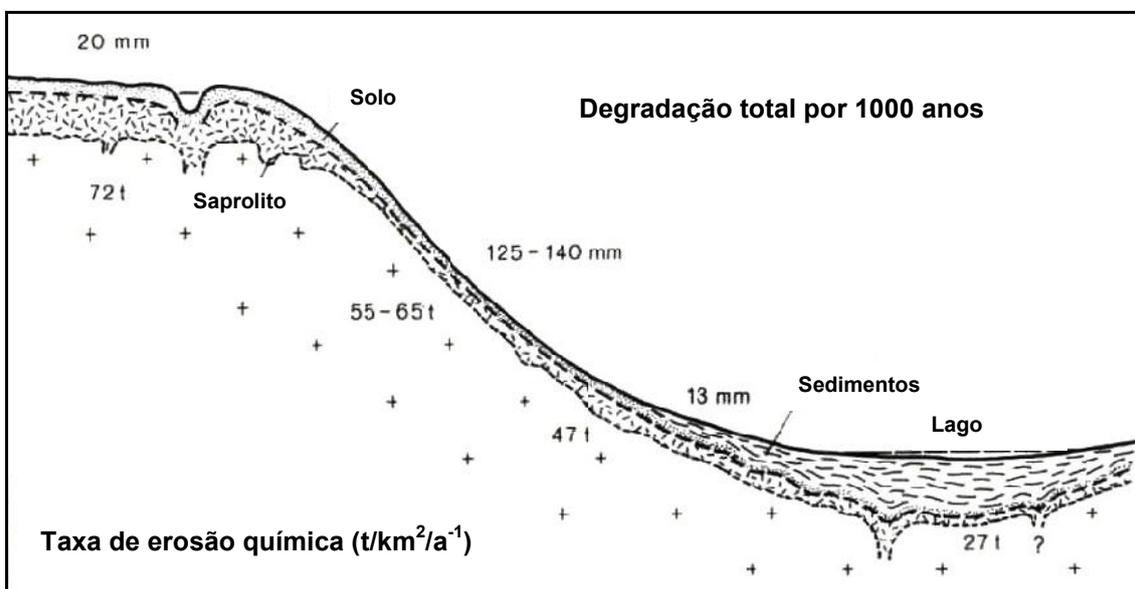


Figura 2.9. Balanço denudacional em uma encosta de rocha peridotito em zona úmida da nova Caledônia (Trescases, 1975). Em toneladas, é indicado o total de erosão química e, em milímetros, o total de material retirado por erosão superficial mecânica em 1000 anos, sendo o primeiro mais efetivo nos topos e o segundo mais efetivo nas encostas.

2.2 Componentes da ação mecânica na evolução da paisagem, formas e taxas correlatas

Embora a denudação química anteriormente abordada também seja considerada um processo erosivo ou uma erosão geoquímica (Thomas, 1994), são os processos erosivos mecânicos os mais efetivos para a remoção e a deposição de material superficial em curtos espaços de tempo, até mesmo em materiais já modificados quimicamente ao longo do tempo. Portanto, é razoável tratar de uma conjugação dos processos erosivos químicos e mecânicos, pois os primeiros diminuem a resistência dos materiais, e os demais os removem seletivamente (Dunne, 1990).

Devido a características climáticas, tectônicas, dentre outras, são variados os tipos de processos que causam a erosão mecânica para a modelagem do relevo. Dentre eles, podemos citar a ação das geleiras na abrasão e formação de vales glaciais, a ação dos ventos na conformação de paisagens em regiões desérticas, e a ação das ondas na conformação de sistemas praias (Chorley, et al, 1984). Porém, nas regiões tropicais e úmidas de alta pluviosidade e relevos acidentados são os processos de encosta e de fundos de vales fluviais que predominam para a formação e degradação das paisagens. Os atuais sistemas cársticos contidos no sudeste brasileiro também estão expostos a estes processos, apresentando, porém, respostas diferenciadas, e que serão abordados com um maior detalhamento a seguir.

2.2.1 Processos e formas relativos aos sistemas de encosta e fundo de vale fluvial.

Em áreas tropicais úmidas, como no caso do médio vale do rio Paraíba do Sul (MVRPS), a intensa ação da precipitação promove uma série de processos de erosão superficial e subsuperficial, ligados ao sistema encosta-fundos de vale fluvial. Até mesmo nas áreas cársticas, como a que é tratada neste trabalho, é clara a remoção de sedimentos e a ação do ajuste de nível em alguns vales, enquanto que outros vales são capturados por sumidouros, ficando, em parte, abandonados, e, em parte, ativos. A ação das forças erosivas trabalha gerando resultados diferentes, conforme os materiais de

origem e as características de cada bacia hidrográfica (Coelho Netto, 2003). Mesmo assim, é possível afirmar que há processos e formas que, em menor ou maior grau, coexistem nas diferentes áreas estudadas.

O processo erosivo contempla principalmente três eventos: 1) o desprendimento das partículas dos agregados do solo; 2) o transporte, e; 3) a deposição das partículas carregadas para as seções inferiores dos vales. Essa retirada de materiais pode ser causada por diferentes processos, desde a resposta à ação das gotas de chuva (Bastos *et al.*, 1999), passando pela ação do escoamento superficial em encostas, que provocam a ocorrência de fluxos superficiais e o alargamento de ravinas (Guerra & Guerra 1997), até a ação dos fluxos hídricos subsuperficiais em frentes de poro-pressão positivas, que podem causar a ocorrência de vossorocamentos, devido ao processo de exfiltração, ou até mesmo o deslocamento de pacotes inteiros de solos e rochas, constituindo os movimentos de massas (Coelho Netto e Avelar, 1992).

Nas regiões onde a cobertura vegetal é densa, como, naturalmente, nas áreas de floresta tropical úmida do sudeste brasileiro, os processos de escoamento superficial e, portanto, de remoção superficial de solo, sofrem uma diminuição, devido à proteção proporcionada pela vegetação e pelas raízes (Coelho Netto, 2003). Prevalece a estabilização das encostas e a formação de solos, mesmo que, nesse cenário, a infiltração possa causar outros processos de encostas, como os movimentos de massa rotacionais ou translacionais. A autora ainda mostra que, uma vez retirada a cobertura vegetal original, seja por mudanças climáticas ou de uso do solo, a paisagem irá procurar um novo nível de estabilização, e vastos aportes de sedimentos poderão ser transportados das encostas para os fundos de vales fluviais.

Nas áreas estudadas das serras quartzíticas na região de Rio Preto e Ibitipoca, Silva (2004) lembra que, em áreas montanhosas e colinosas, a grande infiltração nas fraturas, somada à permeabilidade e aos solos pouco desenvolvidos dos quartzitos, não sustentam a formação de florestas densas. Prevelem, em vastas áreas, enclaves de serrados ou de campos de altitude, o que pode provocar respostas erosivas diversas daquelas observadas em outros locais do médio vale do rio Paraíba do Sul (Coelho Netto, 2003), frente a variações climáticas. As principais formas de erosão e deposição já descritas no MVRPS são abordadas a seguir.

A retirada de material das encostas por movimentos gravitacionais e deposição nas áreas baixas ou fundos de vale constitui materiais coluvionares, colúvios ou coluviões (Moura et al, 1995), que são solos praticamente alóctones, formados por elúvios e fragmentos de rocha bastante rudáceos e malselecionados, devido ao pouco transporte a que são submetidos. Já os alúvios podem ser materiais transportados por fluxos superficiais nas encostas, ou transportados e depositados pelo trabalho do fluxo hídrico em canais ou em sistemas fluviais, incluindo o leito do rio (onde predominam sedimentos arenosos) e as planícies de inundação (compostas por materiais finos depositados nos períodos de extravasamento dos rios).

Os leques, por serem depósitos provenientes das encostas e que chegam aos fundos de vale, podem ser formados por uma conjunção de processos gravitacionais, de carreamento de grãos por enxurradas e também de fluxos hídricos canalizados em encostas. Portanto, os leques podem refletir fortemente os grãos rudáceos dos elúvios e colúvios. Em alguns casos, como os descritos em vastas áreas do MVRPS por Meis e Moura (1984), alguns destes depósitos podem se sobrepor, formando o que se chama de depósitos alúvio-coluvionares, como pode ser visto na figura 2.10.

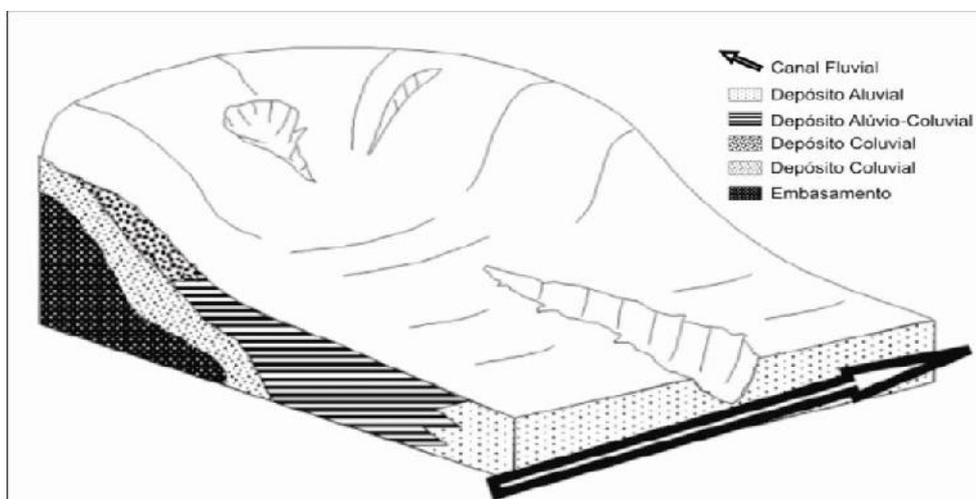


Figura 2.10. Bloco diagrama demonstrando a sobreposição entre sedimentos alúvio-colúvionares e colúvionares por sobre o embasamento, apresentando interdigitação com sedimentos alúvionares do canal fluvial. Detalhe para as ravinas conectadas e desconectadas ao canal. Modificado de Salgado et al., (2008).

Segundo Leopold et al. (1964), os terraços fluviais constituem superfícies antigas de inundação dos rios, que foram suspensas pelo rebaixamento dos canais erosivos devido às mudanças de níveis de base

locais ou regionais, o que pode ser provocado por inúmeros fatores, dentre os quais as variações climáticas e a tectônica. Segundo Dantas (1995), estes depósitos são formados por espessos pacotes sedimentares de níveis sub-horizontais de estruturas plano-paralelas e entrecruzadas, podendo variar entre estratos arenosos, típicos de fundo de canal, ou sílto-argilos, típicos de áreas de inundação. Segundo Moura et al. (1995), o entalhamento dos canais também deixa suspensos, além dos níveis de terraço totalmente fluviais, os níveis de interdigitação constituídos por sedimentos fluviais e os leques aluvionais.

De acordo com Meis et al (1975) e Meis e Machado (1978), em estudos do vale do rio Paraíba do Sul, a retração das encostas deu origem às “rampas” que incluem uma feição erosiva na porção mais íngreme da parte alta da concavidade e uma feição deposicional na porção mais baixa, que converge para o eixo do vale. O fenômeno também originou os complexos de rampas, onde as rampas menores e suspensas abastecem as maiores e ajustadas ao eixo do vale, sendo estas cobertas por sequências de colúvios ou alternâncias entre colúvios e alúvios.

2.2.2 Variações climáticas durante o quaternário tardio.

As variações climáticas durante o quaternário, principalmente após o último máximo glacial (LGM), têm sido o cerne de várias pesquisas, sob uma ótica de distribuição vegetacional (palinológica), passando pelas variações dos níveis dos mares, variações de pluviosidade e insolação, dentre outros métodos. Vastas regiões continentais da América do sul alternaram períodos glaciais e interglaciais, que tornaram o clima mais frio e seco, ou relativamente mais quente e úmido.

Cruz et al. (2005), dentre outros, estudam as variações climáticas a partir da variação de isótopos de oxigênio $\delta^{18}\text{O}$ em estalagmites de cavernas carbonáticas. A análise da proporção entre os isótopos ^{18}O e ^{16}O , que, nos minerais integrantes das estalagmites, correspondem às formas mais pesada e mais leve do oxigênio respectivamente, refletirá a pluviosidade total de cada período. Nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, as maiores quantidades de $\delta^{18}\text{O}$

são encontradas nos períodos de grande precipitação de cálcio, que correspondem às maiores taxas de pluviosidade de fevereiro.

As variações dos últimos 120.000 y BP (years before present: anos antes do presente) são proporcionais à insolação total do período para fevereiro (Berger e Loutre, 1991, apud Cruz et al, 2005), que é controlada pelas variações da precessão e obliquidade da órbita terrestre. Para os últimos 14.000 y BP, Breukelen et al. (2008), em uma estalagmite em caverna na Amazônia, encontram relações diretas entre o montante de chuva ($\delta^{18}\text{O}$) e paleo-temperaturas, que foram controladas pela variação da zona de convergência intertropical (ZCIT), na ordem de 1 a 3 °C ao longo do tempo. Esta diferença é provavelmente menor do que as variações de temperaturas do Sudeste brasileiro, devido à latitude. Na figura 2.11, além das variações de $\delta^{18}\text{O}$ *versus* a insolação para fevereiro ao longo dos últimos 120000 y B.P., percebe-se uma resposta um pouco atrasada dos níveis de isótopo depositados, para os seguintes períodos: a) período seco do último máximo glacial (~19.000 y B.P); b) início da transição para o Pleistoceno-Holoceno, maior temperatura e pluviosidade (~13000 y B.P); c) período seco, correspondente, no hemisfério norte, ao “younger drayas” (~12000 y B.P); d) altas temperaturas e pluviosidades do Holoceno (~9000 y B.P.); e) término do máximo climático do holoceno, com transição para clima seco (~5500 y B.P.). Breukelen et al. (2008) também cogitam de uma relação entre o resfriamento do hemisfério norte e o aumento da pluviosidade de verão no hemisfério sul, devido a um efeito “monsônico” causado pelo deslocamento da ZCIT em direção ao sul, como ocorreu, por exemplo, durante a transição do *Younger Drayas* para o período quente e úmido do Holoceno”.

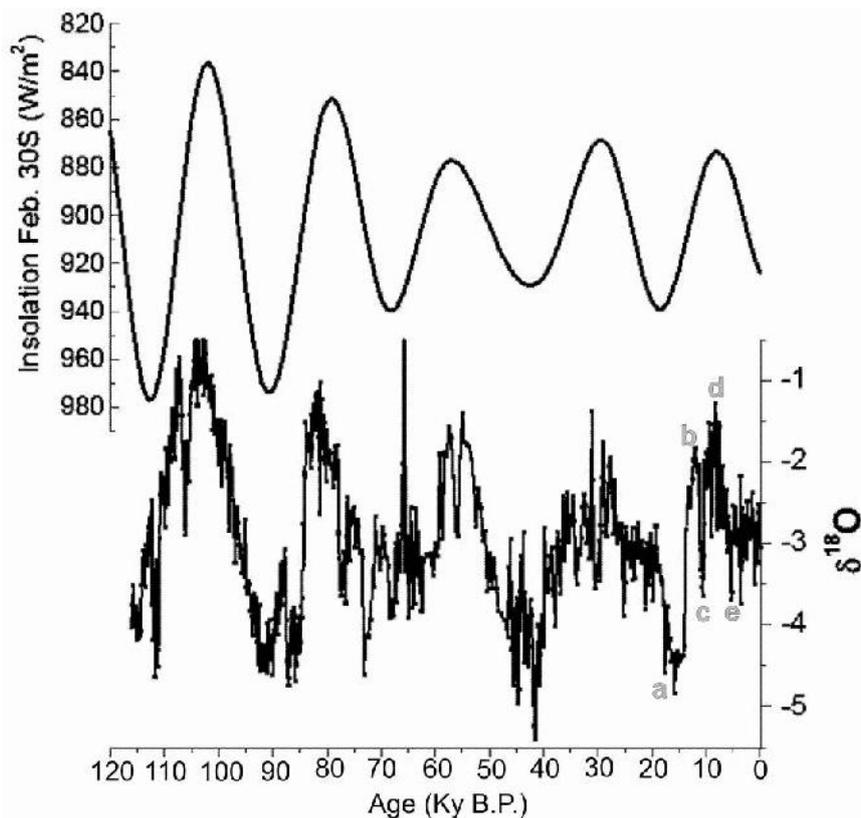


Figura 2.11. Comparação entre Insolação de Fevereiro em 30° S e razão de isótopo de oxigênio de estalagmite de caverna de Botuverá (SC/BR). a) último glacial máximo; b) transição para o Holoceno no Pleistoceno tardio; c) *Young Drayas*; d) Holoceno; e) período seco pós-holocênico (~5.5 ky BP). Insolation Fe. (insolação em fevereiro); Age Ky B.P. (Idade em milhares de anos antes do presente). Modificado de Cruz et al (2005).

No estudo das variações paleo-ambientais durante o quaternário tardio no Brasil continental e adjacências, destacam-se vários trabalhos, dentre os quais: Absy et. Al (1991) e Ledru (1993), Jabur (1992), Soubies et. al (1991, apud,), Cordeiro (1991), Neves (1991), Barbosa et al. (1990), Schimitz (1982 apud Copé, 1991), Van den Hammen (1991), Bigarella (1971, 1974), Roth e Locsheistter (1991), Behiling (1995), e Van der Hamen e Absy (1994). Uma compilação dos resultados pode observada na figura 2.12, onde se destacam seis diferentes períodos nos últimos 30.000 anos: 1) um período frio e úmido anterior a 21000 y BP, demarcado pelo último glacial Maximo (LGM); 2) um período frio e seco, com chuvas esporádicas, entre 21000 e 13000 y BP; 3) uma grande transição para um período mais quente (~6°C) e úmido entre 11000 e 8000 y BP, demarcando a transição plesitoceno-holoceno, até chegar a 4) um período de estabilidade, tendo seu máximo climático em 5.500 y BP. Em ~4000 y BP (5), a região teria passado por um novo período de seca,

voltando a ficar úmida nos últimos 2000 y BP (6). Nenhum destes trabalhos utilizou curvas de calibração, sendo todas as idades correspondentes aos valores encontrados por radiocarbono.

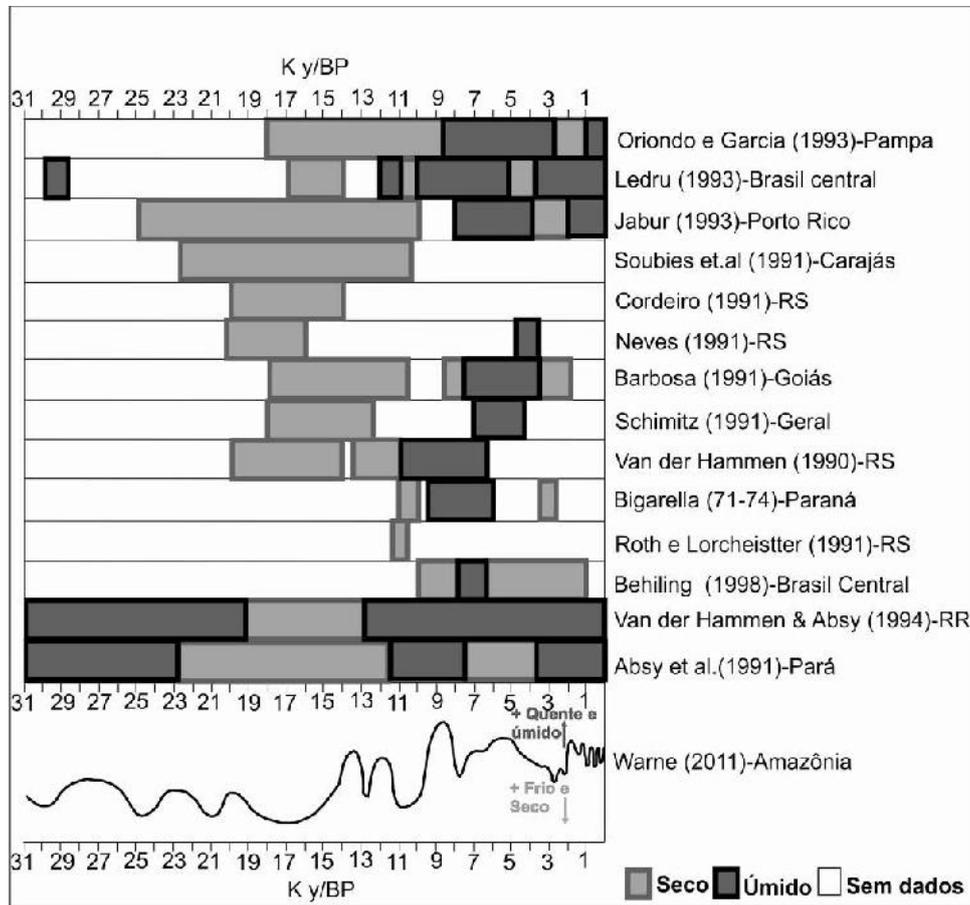


Figura 2.12. Compilação de dados sobre mudanças de umidade nos últimos 31.000 anos para o Brasil e adjacências. (K y BP = Milhares de anos antes do presente).

Sob uma ótica paleo-ambiental, considerando os aspectos vegetacionais, Ledru (1993) demonstrou haver florestas de montanha (com 78 a 91% de espécies de árvores) em clima frio e úmido entre 34000 e 17000 y BP; entre 17000 a 14000 anos y BP, o número de espécies de árvores declinou para 24%, devido a mudanças em torno do clima relativamente mais seco e frio (-6 C); a proporção de espécies de árvores cresceu a partir de 13000 a 10500 y BP com o aumento da umidade; demonstra-se outra variação para a seca entre 10500 a 10000 y BP, causando um decréscimo no número de árvores. Entre 9000 e 5500 y BP, o clima fica quente e úmido, e as espécies diversificam-se novamente, alcançando o patamar de 30 a 72% de espécies tropicais atlânticas. Durante o Holoceno médio entre 5000 e 2000 y BP, as

espécies da floresta tropical atlântica voltam a ficar rarefeitas devido a um período de seca, e tornam a se desenvolver plenamente após 2000 y BP antes do presente. Esta floresta original foi devastada pela ocupação extensiva do solo, causada pela colonização europeia iniciada no século XVIII, que, segundo Coelho Netto (1999), desencadeou efeitos erosivos semelhantes aos da transição plesitoceno-holoceno. O autor não utilizou curvas de calibração, de modo que as idades apresentadas correspondem aos valores obtidos por radiocarbono.

Pessenda et al. (2009) realizaram estudos paleo-ambientais a partir de registros polínicos e de idades de ^{14}C em uma área de atual floresta Atlântica tropical e úmida da serra do mar, no Sudeste brasileiro. Entre 28.000 ^{14}C y BP até ~22.000 ^{14}C yBP (Figura 2.13), a área foi dominada por uma floresta subtropical de coníferas, o que indica a existência de um clima mais úmido e frio. Aponta-se uma elevação da umidade entre ~19.000 e ~19.450 ^{14}C y BP, devido ao aumento de esporos de algas. Alguns processos de erosão e sedimentação significativos foram identificados entre ~19.000 e ~15.600 ^{14}C y BP devido à transição climática, momento este a partir do qual iniciou-se o incremento da umidade e temperatura, com a ocupação da área pela atual floresta tropical e úmida.

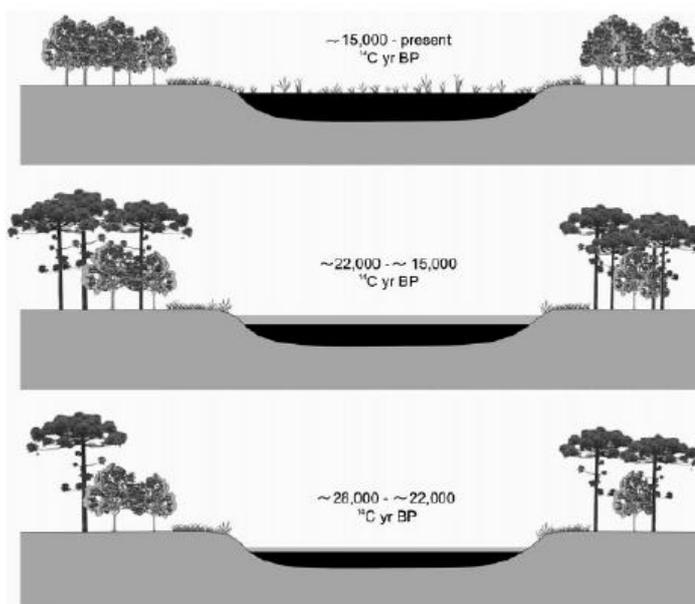


Figura 2.13 Representação esquemática para a evolução da paisagem desde ~28.000 ^{14}C y BP (anos de radiocarbono antes do presente), até o presente (Pessenda et. Al, 2009).

Já Ledru et al (1996), também trabalhando no Sudeste brasileiro (Serra do Salitre e lagoa do Chapadão de Ferro, ambas situadas nos arredores de Patrocínio, em Minas Gerais, descrevem com mais precisão as variações climáticas e vegetacionais do quaternário tardio, a partir do estudo polínifco que identificou, principalmente, espécies de araucárias, florestas semidecíduas e espécies de áreas de brejo (Figura 2.14). Os registros da predominância percentuais de ~70% de polens não arbóreos (gramíneas) entre ~50000 y BP (anos antes do presente) demonstram ter havido uma fase árida não registrada em outras áreas neotropicais de terras baixas. Esta foi seguida por uma fase fria com altos níveis de umidade entre 40000 e 27000 y BP, indicada pela manutenção de altos percentuais de polens de florestas de araucárias, com máximo indicado em 35000 y BP. Durante o último máximo glacial (LGM), que não teve registro devido a uma falha no perfil, o clima ficou mais seco e frio, conclusão esta comprovada pelo declínio das espécies arbóreas e pelo domínio dos polens das espécies não arbóreas. Os níveis de umidade retornaram lentamente durante o pleistoceno tardio entre 16.000 e 11.000 y BP, período que foi demarcado pela ampliação de espécies arbóreas de áreas de inundação (myrtaceae), até atingir um novo período seco. Na transição do Pleistoceno para o Holoceno, entre 10.000 e 9.000 y BP, houve uma transição mais demarcada para um clima úmido e quente, demonstrada pelo aumento abrupto da quantidade de polens de espécies arbóreas. O clima quente e úmido permaneceu demarcado entre 9500 e 5000 y BP, chegando ao seu limite, quando houve a ampliação, também abrupta, das espécies políferas não arbóreas. Por volta de 3.000 y BP, observa-se um retorno das florestas semidecíduas, atestando a presença, mais uma vez, de um clima úmido. O autor não utilizou curvas de calibração, razão pela qual todas as idades apresentadas correspondem aos valores obtidos por radiocarbono.

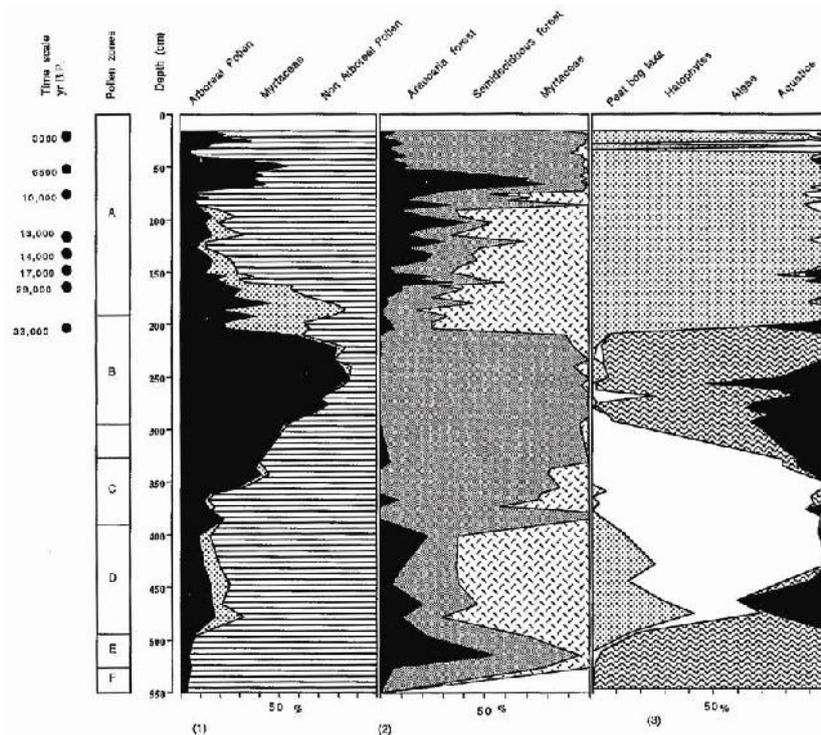


Figura 2.14. Diagrama de percentual polínico do perfil Salitre no Sudeste Brasileiro, com profundidades e datas em milhares de anos antes do presente: 1) Polens arbóreos (AP), polens de espécies de áreas de inundação, Myrtaceae + polens não arbóreos (NAP); 2) Floresta de Araucária, floresta semi-decídua (mata atlântica) e vegetação (myrtaceae) de áreas de inundação; 3) Turfeira, halófitas, algas e aquáticas. Ledru et al. (1996).

Barros e colaboradores (Barros et al, 2008) estudaram um sitio arqueológico no interior de uma depressão fechada (dolina), que se localiza no topo de uma colina de gnaiss, na cidade de Carangola/MG, 225km a nordeste de nossa área de estudos. Em um perfil de 1,88m, identificou-se uma camada de solo turfáceo, coberto de colúvios, não tendo sido alcançado o limite com o saprolito. Na profundidade de 1,88m, na camada turfácea, encontrou-se a idade de 8370 ± 50 Cal y BP, com a coexistência de espécies de polens arbóreos, arbustivos e de gramínea (Alchornea, Poaceae e Serjania), cujo surgimento era, provavelmente, propiciado por um clima quente e úmido. Na profundidade de 0,91m, datando de 3205 ± 135 cal y BP, predominam espécies arbustivas e fetos (Araliaceae, Asteraceae, Dalechampia e Cyathea), em solo com menor aporte de matéria orgânica, o que demarca, provavelmente, um desequilíbrio hídrico em um período mais seco, que não pode mais permitir a manutenção de uma vegetação arbórea exuberante. Já na profundidade de 0,35m, com idade de 945 ± 35 Cal y BP, verifica-se o predomínio de arbustivas e fetos de climas úmidos (Borreria, Malvaceae, Polypodiaceae), demonstrando

um retorno às condições quentes e úmidas, embora as espécies da floresta não tenham retornado em toda a sua plenitude. Este nível mais recente também pode ter sofrido um comprometimento em seu registro, justamente por tratar-se do local onde foram encontrados os artefatos arqueológicos, indicando que esta zona de depressão em um topo de montanha tenha sido usada como refúgio de comunidades indígenas, configurando um cenário que também é demonstrado em outras depressões da região por Oliveira (2007).

2.2.3 Resultantes erosivo-deposicionais e taxas mensuradas.

Os trabalhos sistemáticos de Haug e colaboradores (Haug et al., 2001) em depósitos da bacia do Cariaco, no norte da Venezuela, têm comprovado a existência de diferentes fases de erosão e deposição ao longo do Holoceno. A medição de Titânio (Ti) em diferentes níveis sedimentares ofereceu um registro detalhado das variações de erosão e deposição de sedimentos continentais, em resposta às variações das chuvas regionais (Figura 2.15). O Ti é abundante nas rochas continentais, mas ausente na plataforma oceânica. Embora o período seco do evento “Younger Dryas” tenha sido registrado com maior clareza nas altas variações do hemisfério norte, neste sítio, entre 11500 e 12800 y BP, fica evidente a resposta a um período frio e seco, com menores taxas de sedimentação. Após este intervalo, o aumento da precipitação e das descargas de rios marcou o máximo termal do Holoceno (entre 10500 e 5400 y BP), com um aumento relativo da temperatura. Desde 5400 y BP, houve uma variação gradual para um clima mais seco, padrão interrompido por flutuações de taxas de deposição de Ti entre 3800 e 2800 y BP, e, também, pelo evento conhecido como “pequena idade do gelo”. Estas respostas são confirmadas por variados tipos de estudos nesta região, sintetizados por Warne (2011), e que geraram uma curva indicativa das variações entre clima relativamente mais quente e úmido, ou relativamente mais frio e seco, como pode ser visto na figura 2.12.

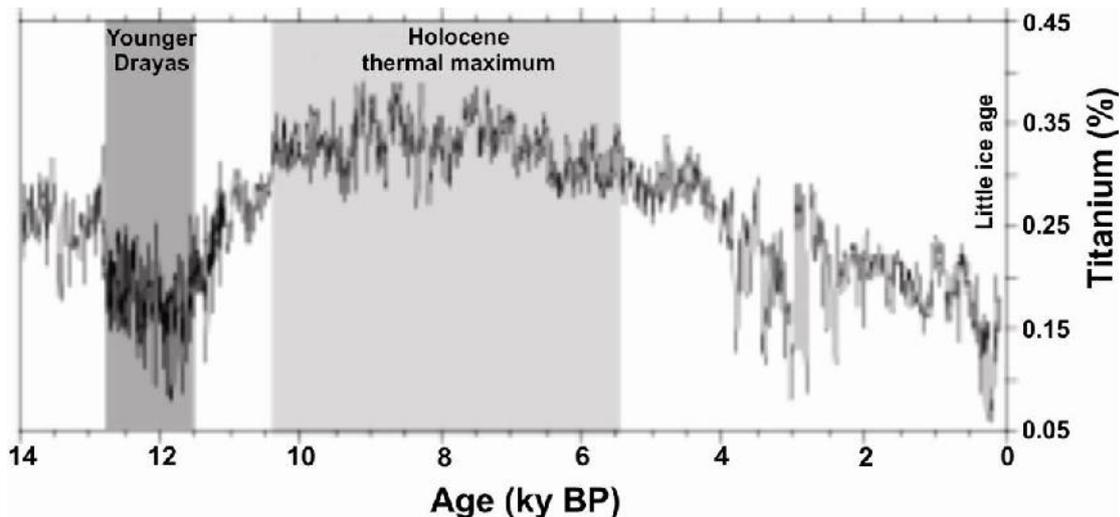


Figura 2.15. Titânio (Ti) versus milhares de anos antes do presente (ky BP), demonstrando variações na deposição de sedimentos fluviais na bacia Cariaco/Venezuela. Younger Dryas (período seco pré-Holoceno). Holocene thermal maximum (máximo termal do Holoceno). Little ice age (pequena idade do gelo). Fica demarcado um período seco pós holcênico (~3 ky BP). Adaptado de Haug et al (2001). Titanium=Titânio; Age (k y BP)= idade em milhares de anos antes do presente.

Segundo Blum e Törnqvist (2000), os sistemas fluviais respondem às variações climáticas em suas bacias ou a mudanças relativas do nível do mar, que ocorrem em sua foz. As mudanças climáticas, que respondem às mudanças de ordem global de balanço de radiação solar e circulação atmosférica ou oceânica, são representadas sob formas diferentes em cada região, bem como no mar e no continente. Segundo os autores, a partir de certos pontos os sistemas fluviais, controlados por níveis de base, tornam-se completamente independentes das mudanças de alta frequência do nível do mar. Ainda assim, qualquer afirmação em sentido contrário é falsa, pois as mudanças climáticas irão interferir nas descargas fluviais e sedimentares que os mares receberão. Os depósitos fluvio-marinhos constituem, portanto, um importante registro das modificações não só dos níveis dos mares, mas da quantidade de sedimentos dispostos no sistema.

Suguio et al. (1985) sugerem para o litoral brasileiro um comportamento de sedimentação similar ao encontrado por Haug na bacia do cariaco. Em várias porções do litoral brasileiro, foram mapeadas superfícies sedimentares que correspondem ao nível relativo do mar dos últimos 7000 anos.

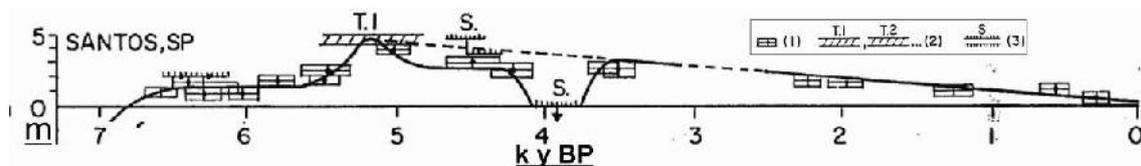


Figura 2.16. Curva de variação do nível relativo do mar no litoral de Santos/SP, durante os últimos 7000 anos. 1) Reconstrução de níveis marinhos pretéritos; 2) terraços de construção marinha; 3) idades em sambaquis. Adaptado de Suguio (1985). m= metros; K y BP= milhares de anos antes do presente.

Especialmente para a área estudada nas proximidades de Santos/SP (Figura 2,16), foi registrado um máximo deposicional de 5 metros, superior ao atual nível médio do mar, próximo a 5500 y BP, seguido por um rebaixamento do NRM, que teve seu mínimo (próximo ao nível atual), na ordem de ~4000 y BP, em um período de ~500 y BP, após o qual foi registrado um soerguimento do NRM, na ordem de 4 metros. Desde então (~4500 y BP), registrou-se um gradual rebaixamento, até atingir o nível observado nos dias atuais. O autor não utilizou curvas de calibração, razão pela qual todas as idades apresentadas correspondem aos valores obtidos por radiocarbono.

Em estudos desenvolvidos no Sudeste brasileiro, Bigarella et al (1965) sugerem que, durante as variações climáticas do terciário, do plio-pleistoceno e do Pleistoceno, em climas interglaciais/úmidos, a vegetação densa favoreceria a estabilização de encostas e o desenvolvimento de solo, propiciando, assim, a incisão de canais (estágio de rebaixamento de níveis de base); a transição para uma condição climática seca ou glacial diminuiria a cobertura vegetal, havendo uma predominância da retração de encostas, e deixando suspensas as superfícies sedimentares pouco inclinadas.

Já Meis e colaboradores (Meis et al, 1975; Meis e Machado, 1978; Meis e Moura, 1984; entre outros), estudando as colinas convexo-côncavas dos vales dos rios Paraíba do Sul e Doce, apontaram um padrão evolutivo descontínuo no tempo e espaço, sugerindo três principais episódios regionais de graus intensos de erosão: no Pleistoceno médio e tardio e no Holoceno jovem. Estes episódios alternar-se-iam com períodos de estabilidade morfodinâmica relativa e desenvolvimento de solo, e foram associados a mudanças nos regimes paleo-hidrológicos. Os autores explicam, porém, que, em termos espaciais, a retração de encostas foi não- uniforme, e que a retração lateral ou remontante dos complexos de rampas levaram à destruição

dos divisores dos anfiteatros ou à coalescência de complexos de rampas adjacentes. Juntamente com esta coalescência, antigas inversões de relevo foram áreas que serviram como fontes de sedimento entulhados nos fundos de vale, formando, por fim, uma paisagem entulhada, com alguns morros isolados convexos e uma rede de canais organizada de forma precária.

Processos Holecênicos e atuais estão levando à reativação e à reorganização desta rede de canais, anteriormente entulhada. Coelho Netto e colaboradores vêm estudando estes processos sob uma ótica histórica e funcional (Coelho Netto et al., 1988, Dantas & Coelho Netto, 1994, Dantas 1995, Coelho Netto, 1999, Coelho Netto, 2003, dentre outros). Os autores comprovam a ocorrência de, pelo menos, dois ciclos de intenso trabalho erosivo e deposicional na bacia do rio Bananal no MVRPS: um, entre 10000-8000 y BP, ligado à transição climática Pleistoceno-Holoceno, e outro, há cerca de 250 y BP, desencadeado pela substituição da floresta Atlântica original pela monocultura de café, seguida, a partir do séc. XX, da atividade agropecuária (figura 2.17). Os autores não utilizaram curvas de calibração, razão pela qual todas as idades apresentadas correspondem aos valores obtidos por radiocarbono.

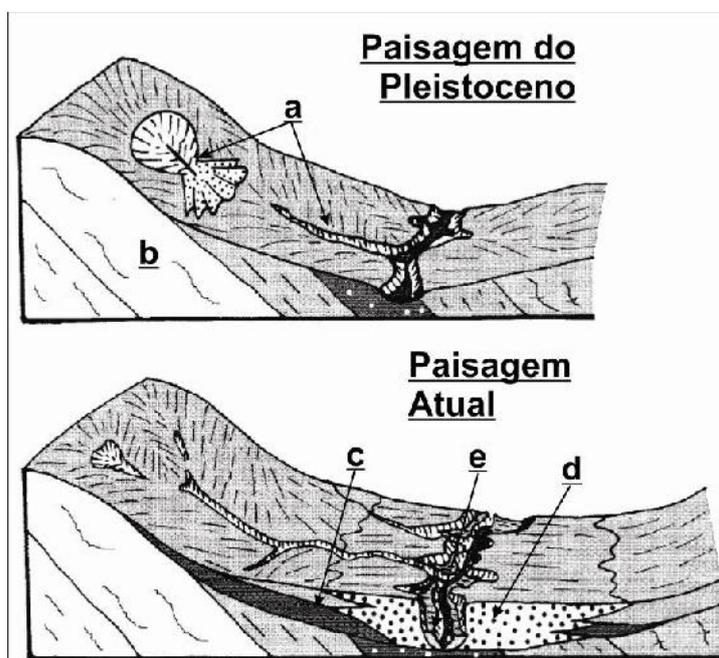


Figura 2.17. Bloco diagrama demonstrando a paisagem pleistocênica e a paisagem atual de um sistema encosta-fundo de vale fluvial, para a bacia do rio Bananal. a) ravinamentos conectados e desconectados ao fundo de vale, controlados pelas estruturas, apresentando um início de deposição sedimentar em leque, durante a transição plesitoceno-Holoceno. b) litoestruturas; c) sedimentos coluvionares das encostas, interdigitando sedimentos aluvionares dos rios (aluvio-colúvio), ambos

produzidos na transição Pleistoceno-Holoceno; d) sedimentos aluvionares (terraços); e) terraços formados nos últimos 200 y BP, suspensos ao nível de dissecação atual. Adaptado de Coelho Netto, 1999.

No modelo proposto para a evolução recente da bacia do rio Bananal (Coelho Netto, 1999, Coelho Netto, 2003), o padrão evolucionário tem sido episódico e sincronizado em conjunto com sistemas de encostas e de vales fluviais. Contudo, em termos espaciais, a evolução de encostas não é uniforme, e não funciona a partir de uma retração remontante geral das terras baixas para as terras altas, sendo altamente influenciada pela litologia e pelas estruturas rochosas que controlam a suspensão de sub-bacias hidrográficas por knickpoints, e também pela dinâmica de infiltração e exfiltração de água subterrânea em faces de poro-pressão positiva. A denudação regional é conduzida pela retração localizada de encostas e coalescência de divisores que produzem inversões de relevo. Os processos atuais reproduzem os mesmos mecanismos e rotas do quaternário tardio, dissecando as antigas superfícies suavemente inclinadas da transição Pleistoceno-Holoceno, que, com o tempo, poderão ser totalmente dissecadas, como o foram as antigas superfícies pleistocênicas.

Estudando os sedimentos estocados nos fundos de vale, Dantas e Coelho Netto (1995) encontraram taxas de sedimentação da ordem de $1.485\text{m}^3/\text{km}/\text{y}$ durante o ciclo de agradação do Pleistoceno-Holoceno, para o rio Piracema, tributário do Rio Bananal; isto corresponde a taxas de rebaixamento local em torno de $1.5\text{mm}/\text{y}$ ou $3.0\text{m}/\text{ciclo}$ (de 2.000 anos). Para o ciclo do café, os autores encontraram taxas mais altas de sedimentação, na ordem de $3.737\text{ m}^3/\text{km}/\text{y}$, o que corresponde a taxas difusas de rebaixamento em torno de $0.75\text{mm}/\text{y}$ ou $7,5\text{cm}$ nos últimos 200 anos, através da área da bacia.

Segundo Dantas (1995), o volume dos depósitos correlacionados à transição Pleistoceno-Holoceno atingiu um montante da ordem de $77.000.000\text{m}^3$ de sedimentos, com uma remoção de cerca de 60cm de solo, enquanto que o volume dos depósitos correlacionados ao ciclo cafeeiro atingiu um montante da ordem de $9.700.000\text{ m}^3$, com uma remoção de cerca de $7,5\text{cm}$ de solo. Apesar disto, as taxas de erosão do ciclo cafeeiro ($97.000\text{ m}^3/\text{ano}$) são

maiores que as da transição Pleistoceno-Holoceno (38.000 m³/ano), embora tenham tido um período menor de estocagem.

Um outro tipo de abordagem quanto à evolução das superfícies sedimentares do quaternário tardio no sudeste brasileiro diz respeito à ação da neotectônica. Limeira et al. (1999) estudaram o sistema singular de lagos barrados do médio vale do Rio Doce, já anteriormente descrito por vários autores, dentre os quais Meis e Monteiro (1979), que sugeriam a existência de um componente climático para a formação dos lagos isolados. A partir de estudos geofísicos e de datações absolutas, os autores identificaram descontinuidades nos níveis deposicionais do quaternário tardio, sugerindo a ocorrência de movimentos tectônicos que tenham controlado sua formação, e a intercalação de sedimentos lacustres e de encostas em seu interior. Os resultados demonstram o paralelismo entre os planos de falha e os eixos dos lagos isolados, sugerindo que a evolução lacustre final do sistema de lagos do médio vale do Rio Doce tenha sido condicionada pelo regime tectônico extensional do Holoceno (NE-SW). Este mesmo regime tectônico teria controlado a migração do rio Doce e o abandono de antigos vales agradados e paleocanais, que coexistem com as áreas dotadas de uma maior concentração de lagos.

2.3 Cronologia da paisagem

Desde os primeiros trabalhos de história natural, passando pela geologia moderna, vêm sendo feitos esforços para a identificação de eras geológicas, que, logo nos primórdios, eram estabelecidas de forma relativa, por meio de correlações. Segundo Pillans (2008), desde o início do estudo de decaimento radioativo, nas primeiras décadas do século XX, tem sido utilizada a datação de minerais, que, ao longo dos anos, foi sendo refinada por diversos tipos de novas técnicas. Porém, não se pode confundir a datação dos substratos rochosos ou de suas estruturas com a idade das paisagens superficiais atualmente encontradas (cronologia da paisagem), que somente podem ser obtidas pela conhecimento das idades do regolito e das superfícies de agradação e degradação.

É necessário entender, porém, que a estabilidade relativa de alguns sistemas geomorfológicos em relação a outros (ex. denudação química em superfície de área cratônica *versus* deposição sedimentar em sistema praial), torna necessária a identificação das melhores técnicas aplicáveis a cada magnitude de tempo de criação da forma, ou da paisagem estudada. Pillans (2008) sintetiza os tipos de datação correntemente utilizados para a cronologia da paisagem (figura 2.18). O autor divide as técnicas pelos grupos: datação relativa, datação por correlação, datação calibrada e datação absoluta.

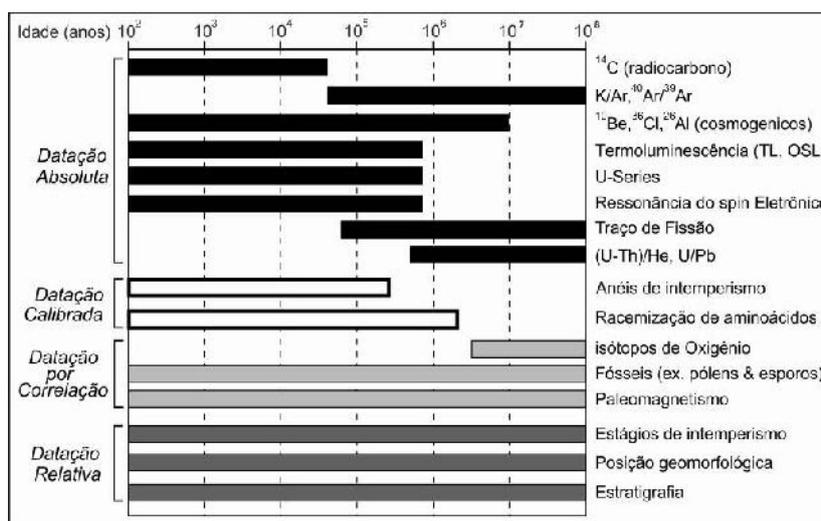


Figura 2.18. Faixas de idades em que cada tipo de método para a datação do regolito pode ser aplicado. Os métodos são agrupados de acordo com o tipo de resultado produzido. Modificado a partir de Pillans (2008).

As datações relativas são aquelas que podem ser obtidas por interpretações de campo, incluindo estratigrafia, compartimentarização e posição geomorfológica, comparação de estágios de intemperismo, dentre outros. Como seu resultado é interpretativo, elas englobam todas as faixas de idades de datação. As datações por correlação (*Proxy*) são aquelas onde é necessário tomar uma informação como base para a realização da correlação (ex. período de ocorrência dos mamíferos). Neste caso, o paleomagnetismo de regolitos é largamente utilizado para o estudo da idade de intemperismo. Esta técnica consiste na mensuração do campo e pólo magnéticos que incidiam por sobre os óxidos (ferro, magnésio, etc) no momento em que este foi gerado, sendo feita a correlação com o uso de escalas de tempo geomagnéticas. As datações “calibradas” são aquelas que são utilizadas como referência

cronológica para a calibração de outros métodos (ex. anéis de crescimento de árvores para a calibração de resultados de ^{14}C -AMS).

As datações absolutas são obtidas, principalmente, por variadas técnicas de decaimento radioativo, compreendendo um feixe amplo de datas passíveis de serem mensuradas, dependendo do objeto a ser estudado. Um exemplo de datações de longo termo, com limite inicial em ~50.000 y BP, é o estudo das razões $^{40}\text{K}/^{39}\text{A}$ e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, que consiste na determinação de argônio e potássio por análise isotópica em Espectrômetro de Massas, após irradiação por reator nuclear para converter a proporção de ^{39}K em ^{39}Ar . A relação $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ é constante na natureza, permitindo o cálculo da relação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e da idade. Por esse método, é possível analisar minerais secundários como, por exemplo, óxidos K-Mn.

Dentre as datações absolutas obtidas pela mensuração do decaimento de isótopos radioativos, o radiocarbono (^{14}C) é o mais indicado para materiais de origem quaternária dotados de conteúdo orgânico, tendo seu feixe de aplicabilidade na ordem dos ~50.000 até o presente, e sendo eficiente para determinar a idade de variados tipos de materiais orgânicos.

2.3.1 O estudo de Isótopos de Carbono

2.3.1.1 Radiocarbono (^{14}C)

As idades de radiocarbono representam quando um organismo esteve vivo. As plantas capturam radiocarbono ao consumir CO_2 da atmosfera, permanecendo, a razão radiocarbono/carbono estável, linear através da cadeia alimentar. Uma vez morto, o carbono de um organismo não é mais substituído, reduzindo a proporção de radiocarbono para carbono estável de acordo com a lei de decaimento exponencial (Oxcal web Page, 2011). O ^{14}C é o carbono radioativo produzido continuamente na alta atmosfera, pela interação de nêutrons cósmicos com átomos de nitrogênio (^{14}N), sendo o nêutron absorvido pelo núcleo do nitrogênio, emitindo um próton (Figura 2.19).

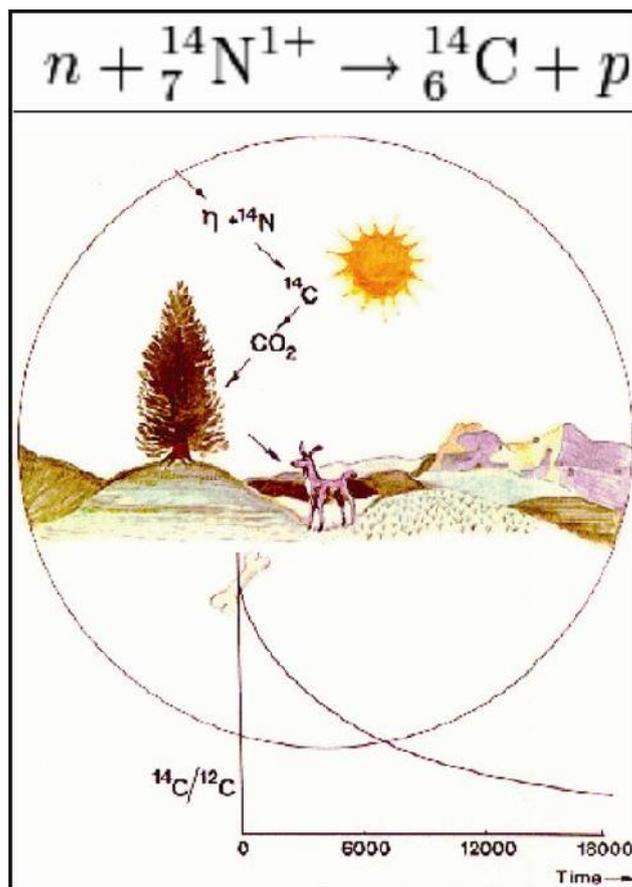


Figura 2.19. Formação esquemática e absorção de radiocarbono. Razão radiocarbono/carbono estável em um material orgânico morto (Oxcal web page, 2010).

A produção de ^{14}C ocorre a taxas de 2 átomos/ cm^3 por segundo, sendo oxidado posteriormente na forma de $^{14}\text{CO}_2$. Os organismos o assimilam de diferentes formas seja por fotossíntese, alimentação ou dissolvido nos oceanos. Para Libby (Libby, 1955), há um equilíbrio entre a atividade do ^{14}C em relação a ambiental, pois os seres vivos o consomem continuamente. Com a morte do organismo inicia-se o decaimento radioativo do ^{14}C , a uma taxa constante de 13,56 desintegrações por minuto / grama de carbono.

A meia vida do ^{14}C foi determinada por Libby (Libby, 1955) na década de 1950, sendo de 5.568 ± 30 anos. Apesar de esta meia vida ainda ser adotada por convenção para os cálculos de decaimento radioativo, o National Bureau of Standard, a partir de 1961, considera a meia vida do carbono como sendo de 5.730 ± 30 anos. A idade é determinada pela equação:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

Onde: A = atividade específica da amostra no tempo t qualquer;

A₀ = atividade específica da amostra no tempo t = 0

λ = constante de desintegração, sendo igual a $0,693/T$ (T = meia-vida do ^{14}C) e,

t = tempo decorrido após a morte do organismo.

Com a contagem do decaimento de meias vidas é possível determinar a atividade do ^{14}C de uma amostra. Esta contagem é dada pelo uso contadores convencionais (contadores proporcionais gasosos e espectrômetros de cintilação líquida) ou pelo método acelerado com a técnica de AMS (Accelerator Mass Spectrometry). Segundo Taylor (Taylor, 2000), quando comparada a outras tecnologias de contagem, como, por exemplo, a cintilação líquida, a técnica AMS trouxe um grande impulso em eficiência de detecção, graças à diminuição do montante de carbono exigido na contagem do decaimento (de semanas para minutos) e à ampliação da faixa das idades máximas datáveis..

Para identificar o que uma determinação de radiocarbono significa em idades reais, precisamos saber a forma como as concentrações atmosféricas se modificaram ao longo do tempo. O crescimento de anéis de árvores é a principal técnica utilizada para **a calibração de amostras** continentais, já que muitos tipos de árvores geram, com certeza, um anel todos os anos. Depois de gerada, a madeira nestes anéis permanece inalterada durante a vida da árvore, tornando tal informação muito útil como um registro das concentrações de radiocarbono no passado. Um banco de dados global amplo de cronologia de anéis de árvores, em conjunto com bancos de dados conhecidos de corais, dentre outros, permitem a sistematização de curvas de calibração, que são diferentes para o hemisfério sul ou SHCal04 (McCormac et al., 2004), com um limite de calibração em 11000 Cal y BP, e para o hemisfério norte, ou IntCal09 (Reimer et al., 2009), com um limite de calibração em 50000 Cal y BP. Considerando a concentração de radiocarbono, e quando comparadas as respectivas idades de calendário dos anéis de árvores, podem haver muitas variações; por tal motivo, as idades calibradas são representadas como idades prováveis, com a soma de um a três desvios-padrão (OxCal Web Page, 2011).

2.3.1.2 Isótopos estáveis

Dentre os isótopos de carbono, os isótopos estáveis ^{12}C e o ^{13}C , são de ocorrência natural e constituem, respectivamente, 98,89% e 1,11% do carbono disponível. O fracionamento isotópico durante a formação das moléculas de carbono faz com que varie a razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Valores negativos (-) ou positivos (+) de “ δ ” indicam o enriquecimento ou empobrecimento com isótopos pesados, em comparação ao padrão internacional PDB (molusco fóssil *Belemnitella americana*, da Carolina do Sul, EUA). A equação a seguir mostra a relação entre a razão isotópica da amostra, em relação à razão isotópica do padrão internacional:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{PDB}}}{R_{\text{PDB}}} \times 1000$$

Onde:
R = $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

Segundo Horak (Horak, 2009), a fotossíntese permite que as plantas discriminem $^{13}\text{CO}_2$, devido às propriedades bioquímicas das enzimas que fixam carbono e ao processo de difusão que controla a entrada de CO_2 nas folhas (Vogel, 1980; O’Leary, 1998; Farquhar et al., 1989 *apud* Horak, 2009). Esta varia com os três diferentes ciclos fotossintéticos: C3 e C4 e CAM (Metabolismo do Ácido Crassuláceo). Peterson e Fry (Peterson & Fry, 1987 *apud* Horak, 2009) demonstraram que a composição isotópica final das plantas terrestres C3 é de -27,8‰, sendo este valor um reflexo tanto da fonte ($\delta^{13}\text{CCO}_2 = -7,4\text{‰}$ em 1974) quanto do fracionamento ($\delta^{13}\text{CFracionamento} = -20,4\text{‰}$).

2.3.1.3 Os ciclos fotossintéticos e o fracionamento dos isótopos estáveis de carbono

Segundo revisão feita por Horak (Horak, 2009), existem plantas que processam de diferentes maneiras o ciclo fotossintético, guardando proporções diferentes da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, principalmente as plantas C3 e plantas C4. As plantas C3 compreendem cerca de 85% das espécies e consistem, principalmente, em arbóreas e algumas gramíneas que se desenvolvem em regiões úmidas. Plantas C3 possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais empobrecidos em relação às plantas C4, entre -32‰ a -22‰, com uma média de -27‰ (Boutton, 1991; O'Leary, 1988 *apud* Horak, 2009), discriminando mais ^{13}C durante a fotossíntese. As plantas C4 compreendem 5% das espécies de plantas, e são compostas por gramíneas, geralmente relacionados a de elevadas temperaturas e luminosidade cerrados, pastagens e pântanos. Plantas C4 discriminam-se menos contra $^{13}\text{CO}_2$ durante a fotossíntese, tornando os valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais enriquecidos: entre -17‰ e -9‰, com uma média de -13‰.

Os resultados do trabalho de Horak (Horak, 2009), em um região de cerrado no Brasil central, mostram valores empobrecidos de $\delta^{13}\text{C}$ em áreas profundas de turfeira, com idades de ~8000 Cal y BP, na ordem de -21,85‰, demonstrando que as camadas de turfeira podem ser compostas por plantas C3 e C4. Em áreas médias do perfil, foram encontrados valores de $\delta^{13}\text{C}$ da ordem de 26,41‰, indicando espécies do tipo C3, ou arbóreas, variando na ordem de ~25‰ próximo a ~4.000 y BP. Nas proximidades da superfície, em idades de ~430 y BP há um enriquecimento do sinal isotópico com pico na ordem de 16,55‰, o que indica a ocorrência de plantas C4, ou uma vegetação de gramíneas, sendo equivalente aos valores achados com a análise isotópica das raízes atuais das gramíneas existentes na região (-12,39‰ a -17,08‰), típica por ser uma área de plantas C4.

Pessenda (2009), em pesquisas na serra do mar em São Paulo, com resultados de ^{14}C já citados neste trabalho, estudou tal relação. No período frio e úmido dominado por florestas de coníferas entre ~28000 e ~22000 ^{14}C y BP, demonstra-se a presença de plantas C3 e C4. Após a transição do último glacial máximo (LGM), com a passagem para um clima mais quente até

~15.000 ^{14}C y BP, e com a transição para quente úmido até os dias atuais, percebe-se uma ampliação dos elementos arbóreos e, por consequência, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ indicam a presença de plantas do tipo C3.

3 Área de estudos

A bacia hidrográfica do Ribeirão Santana situa-se entre as coordenadas geográficas 44°00 e 43°45'S e 21°58' 22°05'W, fuso 23S, ao sul do Estado de Minas Gerais, na divisa deste com o Estado do Rio de Janeiro. O rio é afluente da margem norte do rio Preto, maior tributário do rio Paraíba do Sul (Figura 3.1).

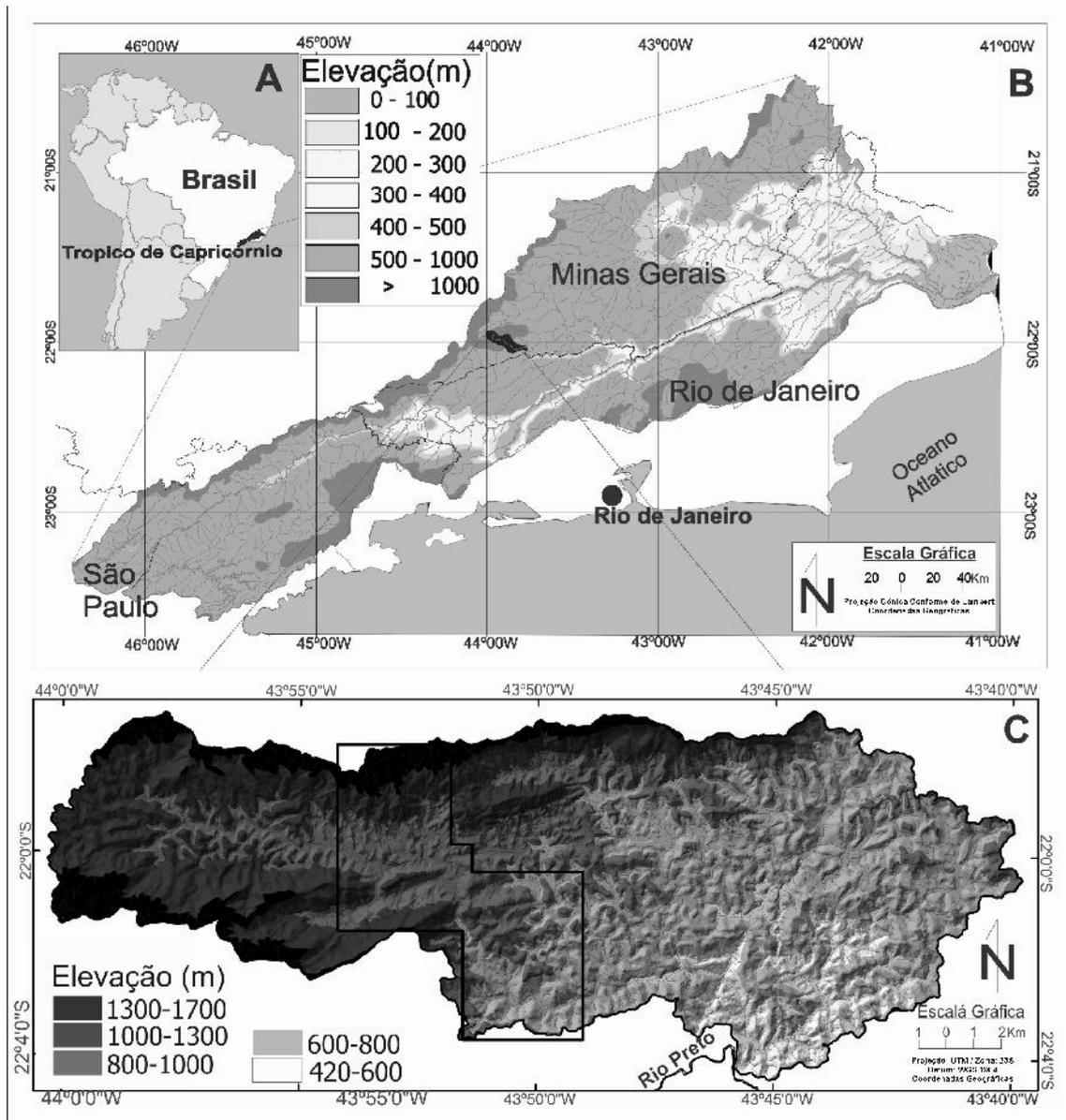


Figura 3.1: A. localização da bacia do rio Paraíba do Sul no continente sul americano. B. Localização da bacia do ribeirão Santana na bacia do Rio Paraíba do Sul. C. Mapa de elevação da bacia hidrográfica do ribeirão Santana, com localização da área central onde é realizado o mapeamento de precisão exibido neste estudo.

3.1 Geologia

No contexto regional, a área de estudo situa-se no compartimento tectônico do Grupo Andrelândia, inserido na Faixa Móvel Ribeira descrita por Heilbron (1995), como pode ser visto na figura 3.2. A unidade geológica deste grupo inclui rochas metassedimentares de idade Pré-Cambriana. No trabalho de Heilbron (1995), que faz uma síntese geológica do segmento central da Faixa Ribeira, destaca-se a existência de quatro principais unidades lito-tectônicas: (1) embasamento pré 1,8 Ga, (2) ortognaisses com posicionamento temporal não definido, (3) cobertura sedimentar pós 1,8 Ga, e (4) rochas granitoides relacionadas à orogênese Brasileira, que estão relacionadas a quatro domínios tectônicos - três alóctones (imbricados de SE para NW) e um autóctone, que bordeja o cráton São Francisco. Estes domínios tectônicos estão divididos em três principais eventos: sin-colisional, pós-colisional e pós-tectônico, com fases de deformação subsequentes.

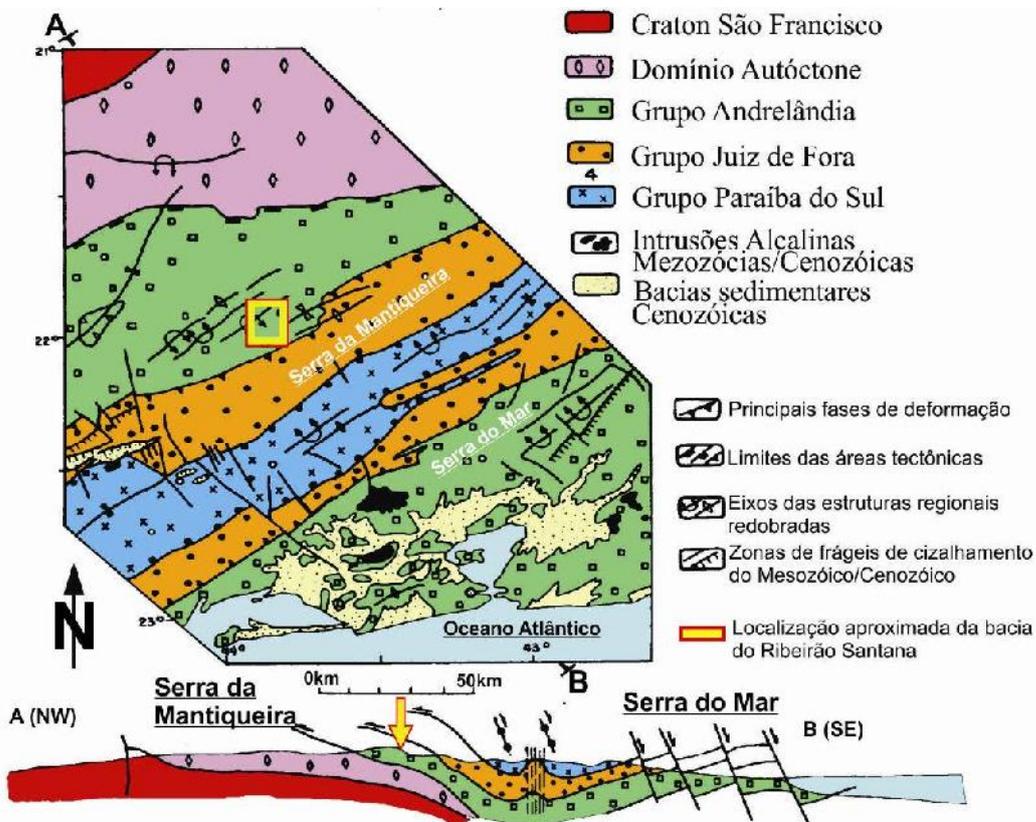


Figura 3.2: Síntese geológica do segmento central da faixa móvel Ribeira. Adaptado de Heilbron (1995).

Segundo Coelho Netto (2003), a bacia do rio Paraíba do Sul e seus tributários têm sua rede de canais superposta a um conjunto de falhamentos associados às estruturas formadas naqueles eventos. Em escala mais detalhada, ligada à evolução geológica da área de estudos deste projeto, sobressaem trabalhos de Heilbron et al. (2002) e de Marques et al. (1985), que coordenaram o mapeamento geológico das folhas Rio Preto/Andrelândia e Lima Duarte, respectivamente, ambas em escala 1:100.000. Em relação à área da bacia do Ribeirão Santana, estas folhas de mapeamento geológico demonstram uma sucessão entre litotipos de biotita gnaisse bandados, com intercalação de quartzito, ambos integrantes da Megassequência Andrelândia (Figura 3.3).

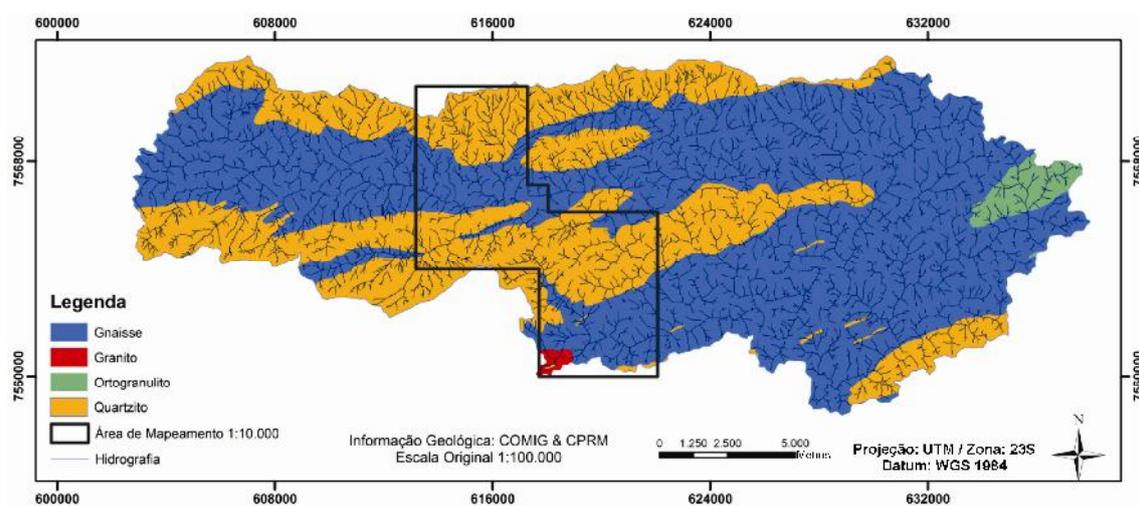


Figura 3.3 - Mapa litológico da bacia hidrográfica do ribeirão Santana, compilado a partir de cartas geológicas 1:100.000. São apresentadas as litologias de quartzito, biotita-gnaíse bandado, além de ortognanulito e granito sin-tectônico em menor escala. O retângulo destacado no centro representa a área de mapeamento geológico de precisão 1:10.000 realizado pelo grupo de pesquisas e identificação de feições cársticas e de encosta. A rede hidrográfica foi restituída em fotos 1:25.000.

No mapa litológico da bacia (Figura 3.3), elaborado a partir da compilação de cartas geológicas 1:100.000 da COMIG e do CPRM, percebe-se uma boa distribuição de biotita-gnaíse e de quartzitos. Observa-se um significativo controle litológico das áreas montanhosas, sendo as altimetrias mais acentuadas, que variam entre 1000 e 1800 metros, mantidas pelas rochas quartzíticas, enquanto as áreas mais baixas dos fundos de vale são relacionadas a gnaíses.

Avelar et al. (2006, 2008) pesquisaram a geologia da bacia hidrográfica do Ribeirão Santana, em uma base topográfica de precisão 1:10.000, em trecho médio-superior da bacia (56km²) que é indicada na figura 3.4. Foram geradas caracterizações de litologia, estrutura e mineralogia (macroscópica e microscópica). Este trecho médio-alto da bacia foi escolhido para a realização do mapeamento topográfico de precisão (1:10.000), do mapeamento geológico, e do reconhecimento geomorfológico subsequente, pois compreende as áreas mais representativas em relação às formas cársticas.

São descritas três litologias predominantes nesta área: gnaiss bandado, quartzito grosseiro e quartzito impuro. O gnaiss é rico em biotita, quartzo, feldspato e granada e, por vezes, contém silimanita e turmalina com foliação metamórfica bem marcada e granulometria entre 2 e 5 mm. Os quartzitos foram observados em dois litotipos: (1) quartzito puro, com mais de 95% de quartzo, em cristais maiores, entre 3 e 8 mm, com aspecto muito homogêneo, sacaroidal e foliação muito maldefinida ; (2) quartzito impuro, com quartzo associado ao feldspato e, por vezes, muscovita, apresentando granulometria mais fina, com grãos entre 1 e 3 mm. Nos perfis estratigráficos confeccionados (AVELAR et al. 2008) (Figuras 3.5 e 3.6), demonstra-se que, em superfície, o gnaiss está presente nas partes mais baixas da bacia, embora, estratigraficamente, ele esteja localizado na parte superior da sequência, gradando para o quartzito impuro e para quartzito puro, o que é explicado por uma menor resistência do gnaiss ao intemperismo em relação ao quartzito.

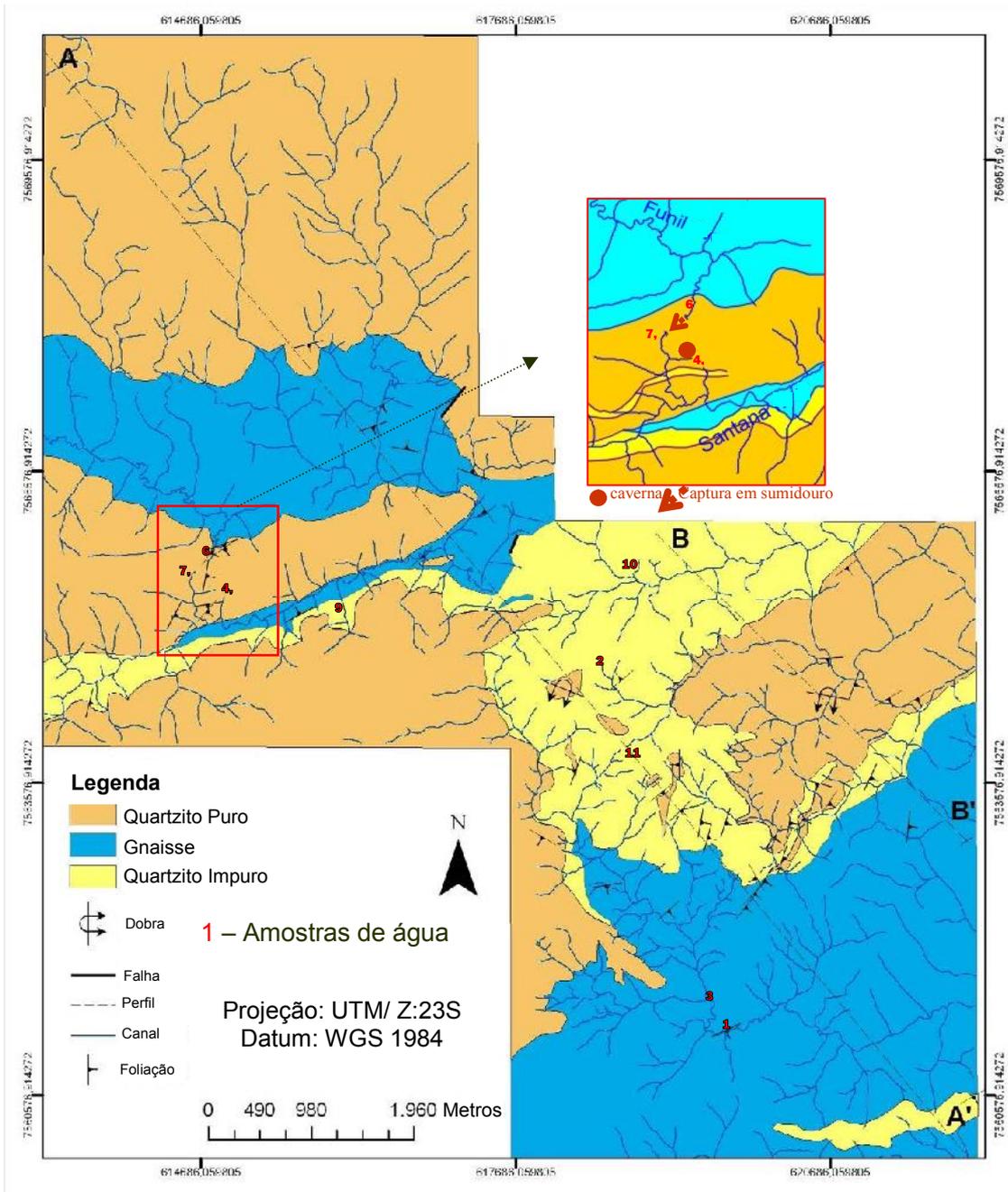


Figura 3.4 - Mapa litológico 1:10.000 (56km²) do trecho médio-superior da bacia do Ribeirão Santana, realizado e elaborado pelo grupo de pesquisas a partir de trabalhos de campo (AVELAR et, al, 2006, 2008). Os perfis A-A'e B-B`podem ser consultados na página seguinte. Os números em vermelho apontam a localização das coletas de água para análise química, abordada no tópico hidrologia (Avelar et, al, 2008).

As litologias são controladas por dobramentos deitados e recumbentes, havendo vastas áreas com contatos litológicos sub-horizontais, orientados. O estereograma de foliações (Figura 3.6a) aponta a predominância de caimento para NW e SE, caracterizando uma dobra regional, posteriormente dobrada para mergulhos ao NE a SW. Quanto às estruturas, estas são predominantemente subverticais, quase sempre cortando os bandamentos. No diagrama de roseta (Figura 3.6b), são apontadas fraturas em famílias NW-W e SE-E, alinhadas ao eixo principal da bacia.

3.2 Geomorfologia

Coelho Netto e Avelar (2006) sintetizam um perfil de varredura do médio vale do rio Paraíba do Sul (figura 3.7), alusivo à megassinformal do Paraíba do Sul (Heilbron, 1995), confeccionado a partir da altimetria de cotas topográficas de topos de morros, com um raio de 10km, em transecto desde a serra do Mar até a da Mantiqueira. Nele, é possível observar que as bacias de Sul que drenam desde a serra do Mar até o Rio Paraíba do Sul possuem único gradiente hidrológico, desde as áreas planas e altas superiores à escarpa da serra do Mar (zonas de recarga hídrica) e o compartimento montanhoso, até o compartimento colinoso e terras baixas da calha do rio Paraíba do Sul (zonas de descarga hídrica). Enquanto isto, as bacias de Norte que drenam a serra da Mantiqueira em direção ao rio Paraíba do Sul geralmente o fazem paralelamente a este, devido ao fato de serem encaixadas nos trends intercalados de rochas metassedimentares do grupo Andrelândia. Estas bacias não possuem o gradiente topográfico destacado das bacias que drenam a Serra do Mar. Eis aí o fator que pode justificar, em parte, a ausência aparente de zonas de exfiltração de água em faces de poro-pressão positiva em compartimentos colinosos de zonas baixas e, portanto, a menor ocorrência aparente de feições de erosão física nas encostas, como, por exemplo, movimentos de massa e ravinamentos.

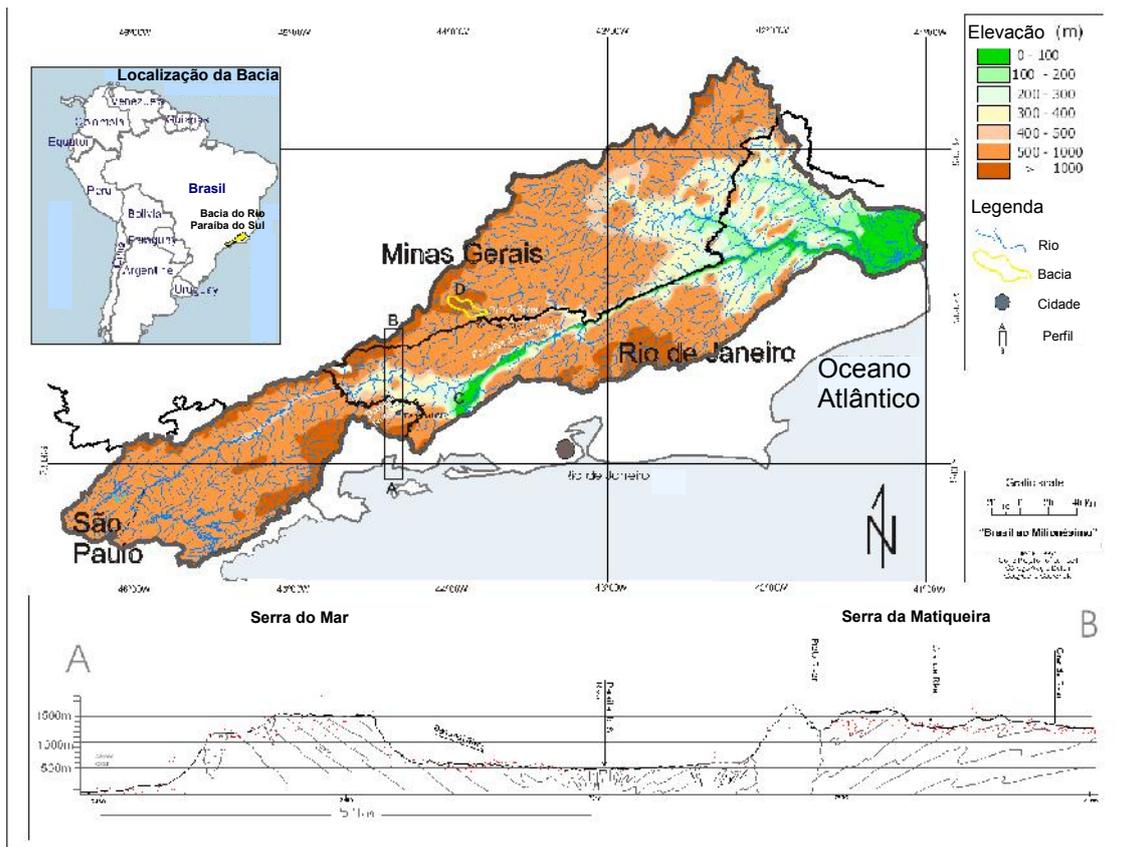


Figura 3.7. Mapa hipsiométrico da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, indicando, em amarelo, a localização da bacia do Ribeirão Santana, na porção norte da bacia, que diseca a serra da Mantiqueira. O transecto A-B faz alusão a um perfil de varredura, relativo ao megassinformal do Paraíba do Sul, demonstrando as diferenças entre a serra do Mar, que teria desníveis mais acentuados, e a serra da Mantiqueira, que é escalonada em “trends” (Coelho Netto e Avealr, 2006).

A bacia do Ribeirão Santana drena em direção a um destes trends, onde está encaixado o Rio Preto (figura 3.7). Ela é alongada em direção Oeste-Leste, e paralela ao vale do rio Preto, possuindo 286km² de área (figura 3.1 e 3.3). Em âmbito local, os trends também se apresentam em forma das serras quartzíticas, que limitam a bacia em norte e sul, chamadas respectivamente serra Negra e serra de Santana (figura 3.8). O canal principal tem seu curso arranjado de forma irregular. A partir do médio curso, o rio sofre uma deflecção abrupta, margeando a formação quartzítica que faz o limite sul da bacia. O mapa hipsiométrico (figura 3.1) permite identificar estas serras, que representam as zonas de maior altimetria da bacia, entre as cotas de 1000m até 1800m. Há também uma formação central isolada, denominada chapadão, que é bem dissecada e possui os mesmos níveis altimétricos das serras.

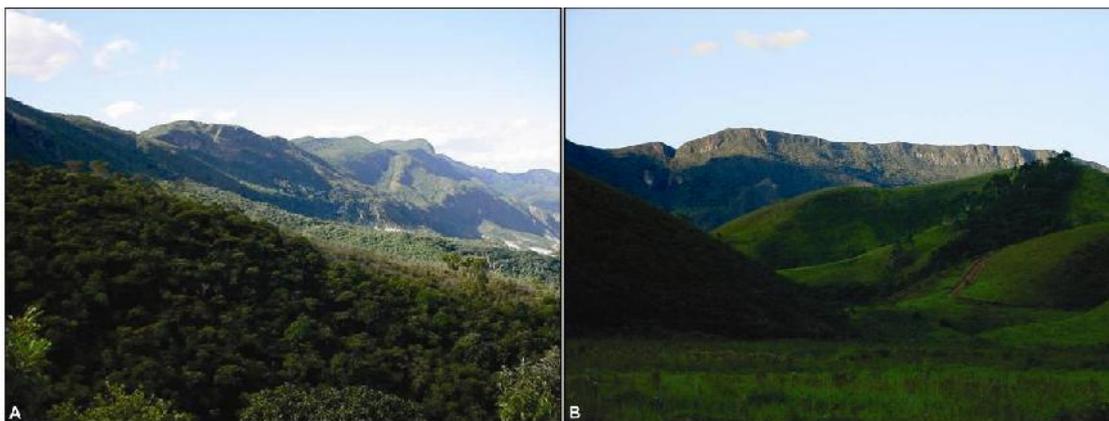


Figura - 3.8 Limites da bacia do ribeirão Santana. A. Serra Negra no limite norte. B. Serra de Santana no limite Sul. No primeiro plano da foto B, é possível ver os compartimentos de fundos de vale alagados e de colinas.

O resultado dos mapeamentos e das pesquisas sistemáticas do grupo do GEOHECO, desenvolvidos desde 2004, comprova haver um sistema cárstico em rochas não carbonáticas na bacia do Ribeirão Santana (Avelar et al., 2006; Uagoda et al., 2006, Uagoda et al., 2011). As serras quartzíticas possuem inúmeras formas cársticas (Tabela 3.1), tais como cavernas e dolinas, que foram mapeadas em pesquisa anterior (Uagoda, 2006), a partir da identificação por cartas e fotos aéreas, e em trabalhos de campo realizados em uma área de 56km². Trata-se da formação mais representativa dentre as formas cársticas de toda a bacia. A tabela a seguir apresenta a quantidade de cada forma cárstica nessa área.

Tabela 3.1 - Ocorrência de feições cársticas na bacia hidrográfica do Ribeirão Santana (Uagoda et al., 2006).

Feição	Ocorrência
Dolinas de Dissolução em divisores	155
Dolinas de Dissolução em Encostas	54
Dolinas de Abatimento	23
Cavernas	42
Sumidouros	02
Canyon	02
Mogotes	02
Polje (swamp)	02
Lapiés (karren)	03

Em campo, é possível interpretar um aparente controle litológico das formas, estando as cavernas concentradas na litologia de quartzito grosseiro e outras formas como dolinas de dissolução, concentradas nas litologias de quartzito impuro e gnaiss; tal hipótese, porém, merece um estudo mais detalhado. Ainda assim, percebe-se que as cavernas estão sempre localizadas acima da cota de 1.000 metros.

No caso das dolinas, estas são representadas por dois tipos básicos que já foram abordados neste trabalho: as dolinas de abatimento (n=23), caracterizadas por sua profundidade maior que a sua largura e pela existência de paredes retas, com fundo limpo, e as dolinas de dissolução (n=209), caracterizadas por serem bastante coxoidais, dotadas de uma cobertura pedogenética e de uma área de contribuição (largura) maior que a profundidade. As dolinas de abatimento estão aparentemente relacionadas às áreas de ocorrência de cavernas, havendo uma série de feições a elas correlatas como, por exemplo, áreas de karrens, janelas e chaminés, comuns à área de recarga de um sistema cárstico. Já as dolinas de dissolução estão posicionadas em topos de colinas (n=155) ou desde a porção média das encostas até o topo (n=54), sendo as primeiras mais simétricas e arredondadas, embora ambas possuam uma boa presença de material intemperizado e de cobertura pedogenética e, inclusive, algumas áreas com lateritas (Uagoda, 2008). Na figura 3.9, pode-se observar uma dolina de abatimento com fundo bastante limpo, sendo que, em seu piso, há uma entrada para um grande sistema cárstico de área de recarga. Já nas figuras 3.10 e 3.11 é possível observar uma dolina de dissolução em topo, bastante arredondada, e uma dolina de dissolução em encosta, alongada e com aspecto coxoidal.

Em estudos anteriores no MVRPS, Filizola & Boulet (1996), assim como Castro e Coelho Netto (2002) e Coelho Netto (2003), consideram que tais formas estariam associadas a mecanismos de subsidência geoquímica favorecidos por fluxos d'água em fraturamentos das rochas. Tais depressões também poderiam ser rompidas para originar os vales no domínio das encostas (hollow).



Figura 3.9 – Dolina de abatimento, com fundo limpo e relacionado à entrada de caverna. A foto é captada desde a parte de cima da dolina, observando o fundo plano que está a aproximadamente 5 metros, com aproximadamente 3 metros de largura (Uagoda, 2006).



Figura 3.10 – Parte da dolina de dissolução em divisor (plano), fechada e com aspecto arredondado. Atenção especial para as lateritas colapsadas da borda (GEOHECO, 2008).



Figura 3.11 – Dolina de dissolução assimétrica em encosta, início da área de captação a montante das árvores (esquerda da foto), e fundo da dolina abaixo do carro (centro da foto) (GEOHECO, 2008).

Quanto às cavernas, percebe-se um acentuado controle estrutural. Na figura 3.12, é possível observar o controle de uma caverna por fraturas subverticais, áreas favoráveis à infiltração de água e colapso de blocos. Na figura 3.13, observa-se a dissolução avançada de um nível micáceo no interior da rocha quartzítica, representando a dissolução da rocha nos bandamentos, e a posterior exfiltração e remoção de material. Já na figura 3.14, chama-se a atenção para a formação de colunas devido à abrasão química da rocha quartzítica, fenômeno este igualmente observado por Doerr (1999) no tocante ao interior das cavernas em quartzito das montanhas Tepui, na Venezuela.

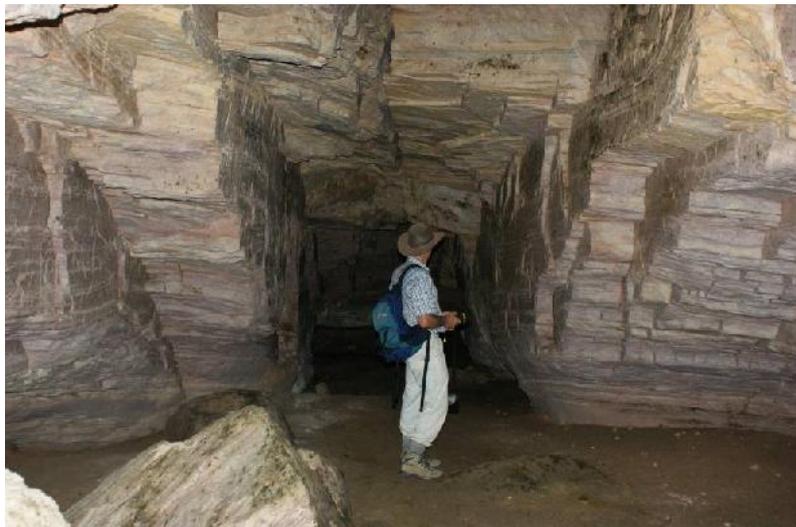


Figura 3.12 – Controle estrutural de entrada de caverna, demonstrando os caminhos preferenciais subverticais de infiltração de águas e de deslocamento de blocos, como o que é visto em primeiro plano (GEOHECO, 2008).



Figura 3.13 – Nível micáceo em bandamentos da rocha quartzítica no interior de caverna, demonstrando o controle da dissolução em foliação sub-horizontal (GEOHECO, 2008).

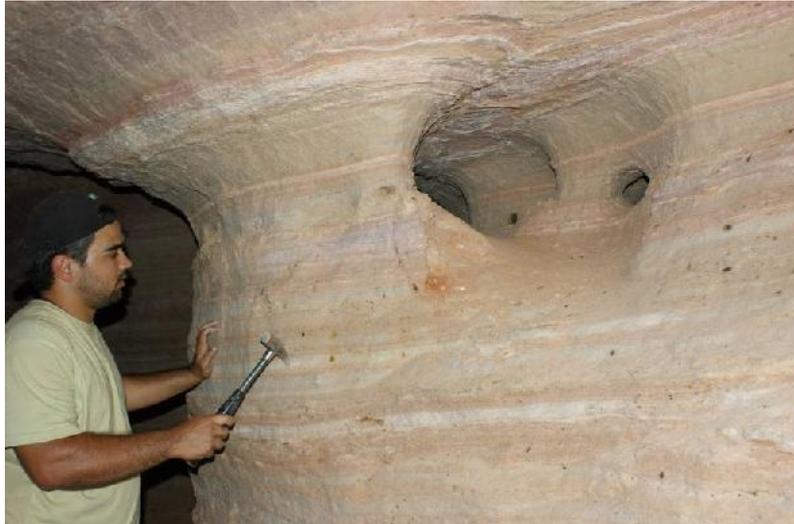


Figura 3.14 – Coluna gerada por abrasão generalizada das paredes do quartzito (GEOHECO, 2008).

Avelar et.al (2006, 2008) ressaltam que, devido ao dobramento deitado destas rochas, em vastas áreas os contatos e as foliações possuem mergulhos sub-horizontais, que, associados ao faturamento vertical (ou subvertical), permitem a infiltração da água nos topos e a exfiltração nos trechos médios das encostas. Avelar et al. (2006) propõem um modelo para a formação das cavernas, levando em conta tais informações (Figura 3.15). Neste modelo, a percolação causa a dissolução do quartzo, feldspato e muscovita nos trechos de contato entre o quartzito puro (acima) e impuro (abaixo), formando cavernas por dissolução, de formato alongado, sem espeleotemas e orientadas pelo fraturamento. Após a dissolução mineral, observa-se redução da coesão da rocha, favorecendo a atuação mecânica, por meio da queda de blocos e por fluxos d'água internos que transportam material clástico quartzoso para o sistema encosta-fluvial. Por vezes, a dissolução pode ser seguida por uma subsidência ou um colapso, formando depressões fechadas ou dolinas nos topos.

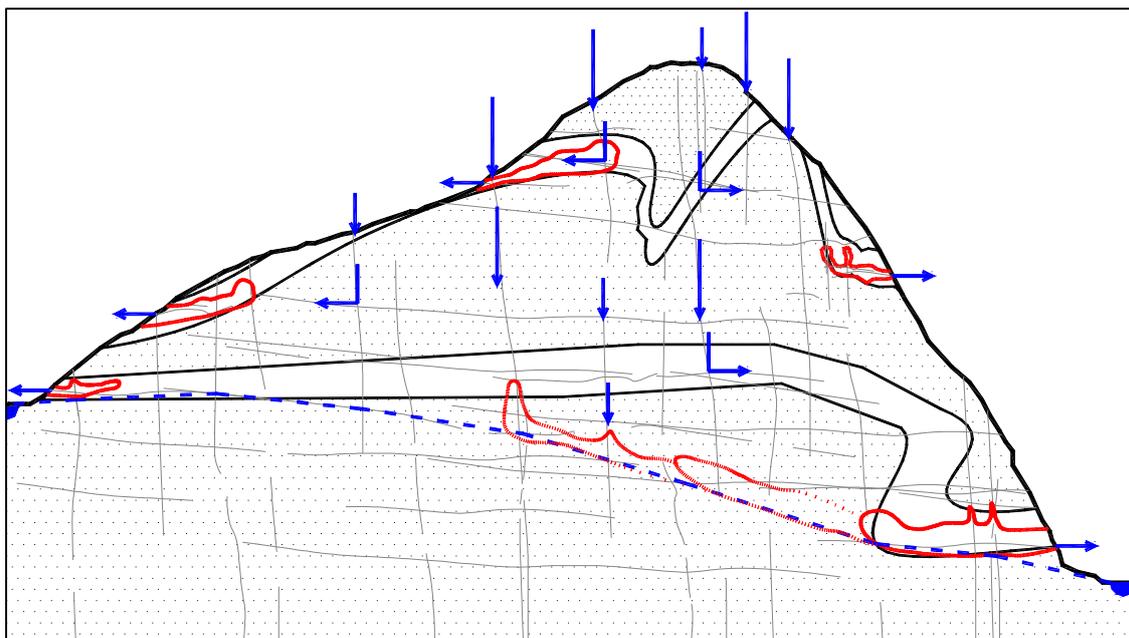


Figura 3.15 – Modelo proposto por AVELAR et al. (2006) para o desenvolvimento de cavernas, controlado pelas litologias. Na figura, estão representados: em linhas pretas grossas, os dobramentos; em linhas pretas finas, as fraturas; em linhas azuis, o escoamento de água; em linhas vermelhas, as cavernas, e em linhas vermelhas tracejadas, seu desenvolvimento. Superfície pontilhada= quartzito grosseiro; superfície lisa= quartzito impuro.

Estas cavernas, portanto, se desenvolveriam desde a formação da cavidade externa de exfiltração e avanço para o interior da rocha, por remoção de material solubilizado e colapso de blocos. Ford e Willians (1989) consideram que esta é a explicação para a formação de cavernas controladas por estruturas do meio vadoso, onde haveria dissolução e remoção de íons, com possível deposição dos íons dissolvidos. As cavernas do meio freático, ou anfíbio, ilustrariam bem o exemplo da área onde existem sumidouros ativos e abandonados, representando a formação de cavernas pela ação mecânica da água.

3.3 Hidrologia

De acordo com Silva (2004), a região está sujeita a um clima do tipo Tropical de Altitude Mesotérmico, com inverno frio e seco e verão chuvoso; a pluviosidade média anual nas áreas abaixo de 1000 metros de altitude atinge 1500mm e, nas áreas acima desta cota altimétrica, está em torno dos 1800mm. As temperaturas médias oscilam entre 12° a 15° nos meses mais frios, e entre 18° e 22° nos meses mais quentes.

A estação pluviométrica “Fazenda São Gabriel” da Agência Nacional de Águas, situada no interior da área de estudos, em uma cota altimétrica de 860m, apresenta o acumulado de chuvas anuais da ordem dos 1862 mm. Este valor alto se deve à localização da estação, situada no interior de um vale estreito, com encostas laterais que atingem os 1300 metros de altitude, sendo, portanto, afetada pelo efeito orográfico. Na figura 3.16, observa-se uma diferença acentuada no acumulado de chuvas mensais entre os meses secos de inverno (de ~20 até 100mm) e úmidos de verão (de 200 até 350mm).

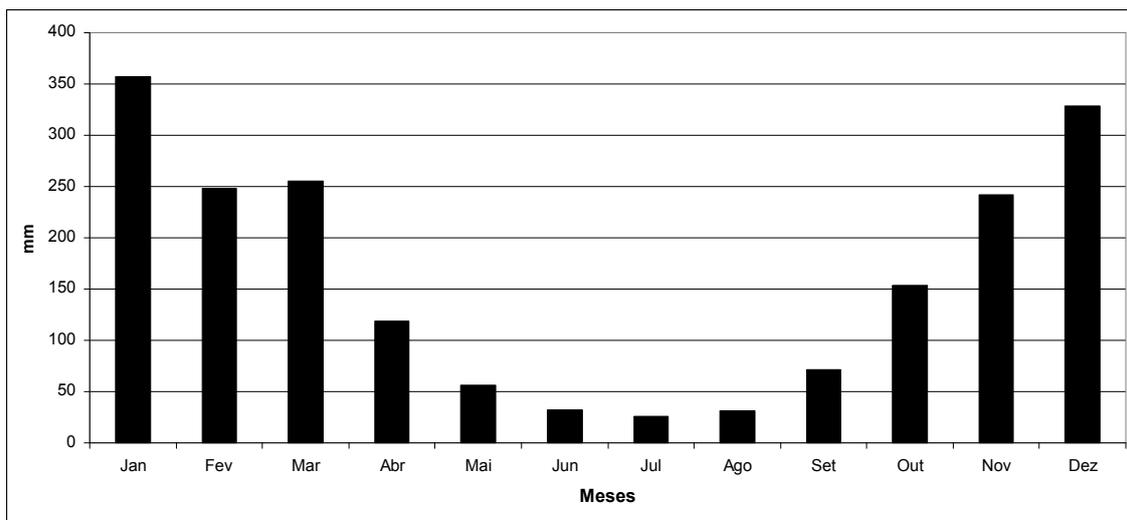


Figura 3.16. Gráfico de pluviosidade acumulada mensal da estação “fazenda São Gabriel”, entre os anos de 1946 até 2005.

Porém, assim como há meses mais secos e mais úmidos, também há uma ciclicidade entre anos mais secos e mais úmidos, além de concentração de chuvas torrenciais. No gráfico de variabilidade anual de chuvas (figura 3.17) elaborado por Mônico, et al. (2009), é apresentada a acumulação anual desde 1946 até 2005, havendo anos extremos mais secos (~1200mm – abaixo de 1σ) e mais pluviosos (~2600mm – acima de 1σ) que se intercalam, com recorrência aproximada de uma década.

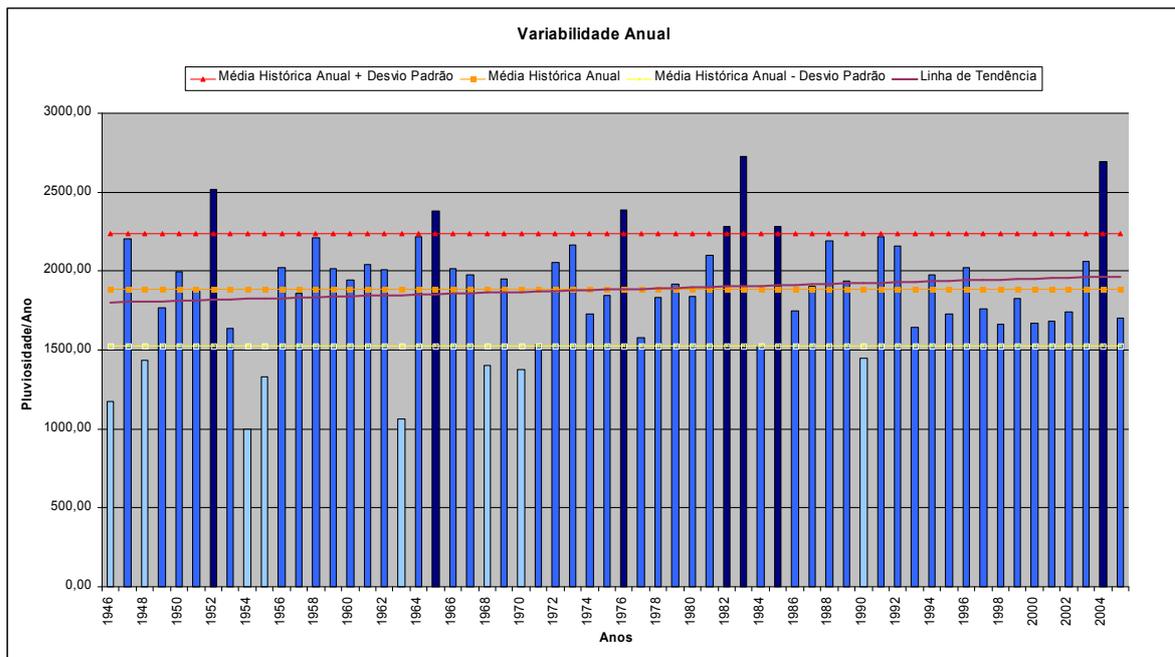


Figura 3.17 Gráfico de pluviosidade anual, destacando os anos extremos, localizados fora dos limites do desvio-padrão.

Estes dados são importantes no sentido de que, em observações de campo, foi possível ver que, em eventos chuvosos intensos e após a saturação do sistema, o escoamento nos condutos cársticos chega ao preenchimento total da área freática, principalmente nas ressurgências/sumidouros, causando a visível remoção dos fragmentos e blocos mais soltos do quartzito grosseiro. Nestes eventos extremos, também foi observado algum escoamento superficial, concentrado em canais incipientes. Não foi observado, porém, qualquer escoamento superficial difuso nas encostas, nem mesmo nestes eventos mais intensos, o que pode estar relacionado às altas taxas de infiltração dos quartzitos e gnaisses da região. Geralmente, estes canais incipientes transportam materiais grosseiros que se depositam como leques aluviais nos fundos de vales.

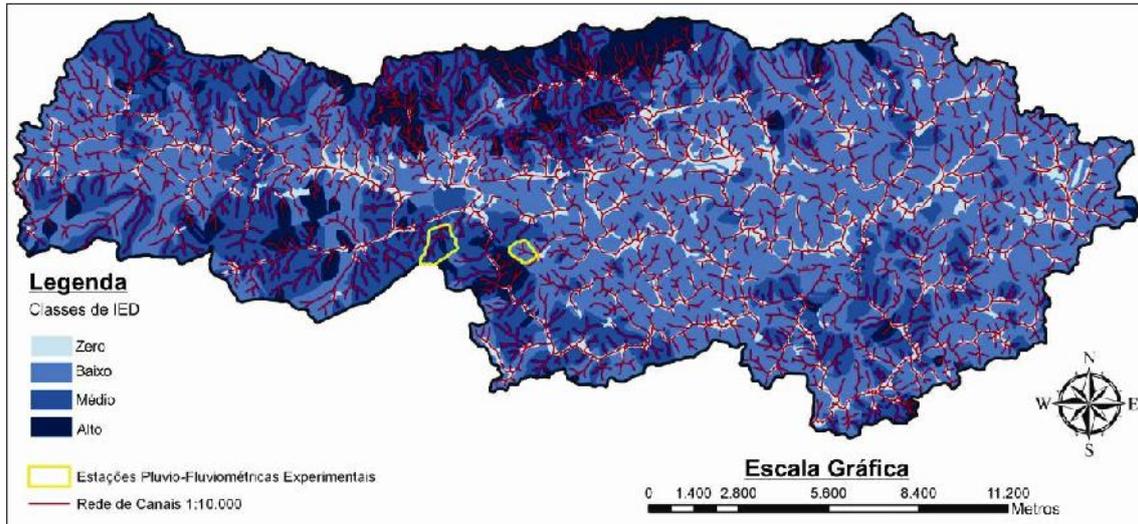


Figura 3.18. Mapa com classes de índice de eficiência de drenagem da bacia do ribeirão Santana e indicação de bacias de segunda ordem mensuradas (modificado de Mônico et al, 2009)

O grupo de pesquisas (Mônico et al, 2009, Uagoda et al. prelo) aplicou os cálculos desenvolvidos por Coelho Netto et al.(2005) para conhecer a eficiência de drenagem em sub-bacias de segunda ordem na área (figura 3.18). O cálculo baseia-se em informações como, por exemplo, a razão entre amplitude e comprimento da bacia para identificar áreas de menor e maior potencial de escoamento. O Índice de eficiência de Drenagem é alcançado com os parâmetros de densidade de drenagem (D_d), densidade de concavidades (D_c), gradiente da bacia (G), comprimento total dos eixos das concavidades (L_h), comprimento total dos canais (L_c), área da bacia (A_b), amplitude da bacia (ΔZ) e comprimento da bacia (L), organizados na seguinte equação:

$$IED = (D_d + D_c) \times G = \frac{S L_h + S L_c}{A_b} \times \frac{\Delta Z}{L}$$

As classes foram organizadas em valores baixos ($<0.001 \text{ km/km}^2$), médios ($0.001-0.003 \text{ km/km}^2$), e altos ($>0.003 \text{ km/km}^2$), além de valores nulos de baixadas, onde não foram delimitadas as bacias de segunda ordem. No Maciço da Tijuca (Coelho Netto et al. 2007), este índice mostrou-se eficiente na caracterização de áreas mais suscetíveis a escoamentos concentrados de

encostas, comparadas às áreas de maior frequência dos eventos de movimentos de massa nas encostas.

Na bacia do Ribeirão Santana, porém, as classes de valores altos coincidiram com as áreas montanhosas de quartzito grosseiro (figuras 3.3 e 3.18), onde há maior ocorrência de áreas cársticas e, portanto, a infiltração é evidente, apesar de não mensurada. As áreas de valores baixos e médios correspondem aos quartzitos impuros e gnaisses. O escoamento superficial aparentemente nulo nas encostas e a alta infiltração (apesar de não conhecidos), conjugada com a existência de áreas de concentração de infiltração como dutos e sumidouros, inviabilizam, portanto, a aplicabilidade, ao caso em estudo, dos cálculos de eficiência de drenagem, que se baseiam em uma dinâmica de evolução das encostas.

Na figura 3.18, também se representa (polígonos amarelos) a localização de duas bacias de segunda ordem escolhidas para a mensuração de parâmetros pluviais, fluviais, sedimentográficos e de química de águas. Foi escolhida uma bacia de segunda ordem em quartzito grosseiro, com valor de IED alto (polígono em oeste) e uma bacia de segunda ordem em quartzito impuro (polígono leste) com valor de IED médio. As estações pluvio-fluvio-sedimentográficas automatizadas incluem pluviômetro digital; vertedouro, sensores digitais de nível, condutividade elétrica e turbidez; *Data Logger* da marca Global Water para aquisição dos dados a cada 10 minutos; e painel solar para a alimentação da energia do sistema (figura 3.19).



Figura 3.19 - Estação pluvio-fluvio-sedimentográfica instalada na bacia do córrego Coelho, em litologia de quartzito grosseiro. A localização é representada no polígono amarelo de oeste na figura 3.18). a. estação funcionando em agosto de 2009; b. vertedouro soterrado por areias grosseiras em 20 de janeiro de 2010.

Porém, as estações foram concluídas (julho de 2009) no mesmo mês, e as coletas das amostras para datação de carvões desta tese de doutorado foram encerradas. A partir do encerramento dessas atividades, o doutorando se deslocou para a Austrália para o processamento das amostras de radiocarbono, onde permaneceu por 15 meses. Portanto, não foi possível um acompanhamento eficaz das estações para que as manutenções fossem feitas e os dados continuamente coletados. Nem mesmo os dados coletados entre setembro de 2009 e janeiro de 2010 são suficientemente fidedignos para serem aqui citados. Uma informação interessante é que, em 20 de janeiro de 2010, o grupo de pesquisas foi observar os equipamentos e constatou que as áreas de represa dos dois vertedouros estavam totalmente assoreadas por sedimentos grosseiros. Provavelmente, este entulhamento se deu pelo aumento das vazões das chuvas torrenciais do período úmido. O pluviômetro, mesmo desregulado, havia registrado chuvas da ordem de ~150mm em dois dias antes desta visita. Estas estações serão reativadas posteriormente pelo grupo de pesquisas, para o conhecimento das entradas e saídas de fluxos hídricos no sistema de encostas. Fica pendente também o estudo do escoamento superficial e infiltração nas encostas.

Outros dados relevantes alcançados pelo grupo de pesquisas, e que também dizem respeito a esta tese, se referem às análises químicas de águas coletadas em diferentes posições topográficas e em diferentes litologias. Já há resultados quanto a esses procedimentos publicados por Avelar et. al. (2006, 2008) e Ferro (2009), e a ampliação dos estudos desta natureza, com escolha de áreas para monitoramento sistemático, é uma das metas desta tese.

Avelar et.al (2008), mensuram os parâmetros de pH, Sólidos Totais Dissolvidos (STD) e Capacidade de Troca Catiônica (CTC) além dos seguintes parâmetros: Si, Al, Ca, Fe(total), Mg, K, Na por espectrometria de Massas - ICP-MS, 810 Varian). São apresentados dados de coletas feitas em setembro de 2007 (estação seca) e em abril de 2008 (estação úmida), sendo os dados apresentados em mg/L^{-1} . Os dados mais representativos foram os de sílica contida nas águas (Figura 3.20) e os pontos de coleta podem ser vistos em letras vermelhas no mapa da figura 3.4. Os outros parâmetros Al, Ca, Fe(total), Mg, K, Na respectivamente, variam entre 0.04 para 3.80; 0.18 para 0.72; 0.09 para 0.50; 0.02 para 0.57; 0.08 para 1.01 e 0.05 para 1.74. Cabe ressaltar que

o grande valor de alumínio alcançado (3.80) é relativo a um único ponto (ponto 4) de coleta dentro de uma caverna, na estação seca. Este resultado merece melhor investigação.

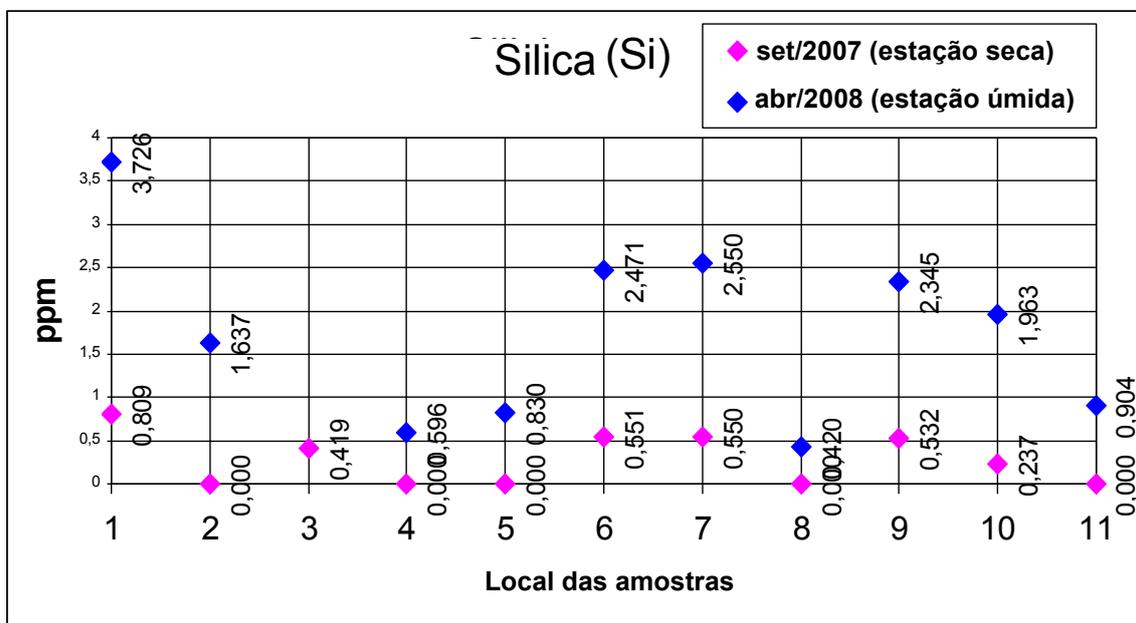


Figura 3.20 – Gráfico demonstrando a variação de concentração de sílica nas águas subterrâneas e superficiais entre os meses secos e úmidos (Avelar et, al, 2008).

Quanto aos dados de sílica (3.20), estes variam entre 0,20 e 3,76, havendo maior concentração nos grandes corpos da água e concavidades, que drenam gnaisses (pontos 1, 3, 6, 7, 9, 10), enquanto os pontos que drenam concavidades ou cavernas em quartzitos apresentam valores menores de sílica (2, 4, 5, 8, 11). Os valores relativamente elevados de sílica alcançados em corpos da água que drenam gnaisses podem ser explicados pela facilidade da intemperização dos silicatos, no caso do gnaissite, o feldspato, o que também corrobora a resistência da sílica cristalina contida nos quartzitos à solubilização. A maior concentração da maioria dos elementos na estação úmida pode ser explicada como uma resposta atrasada às taxas de concentração da estação seca, que deveriam ser maiores pela menor quantidade de água. Quanto aos parâmetros mensurados em campo de pH, STD e CTC, cabe considerar, neste momento, que existe alguma relação entre a quantidade de sílica e o nível de pH, havendo meios alcalinos (pH 4.5 em média) em cavernas, e áreas de recargas e meios neutros ou ácidos em áreas de rios coletores (pH podendo chegar 8.5). Uma consideração pode ser feita

em relação aos meios alcalinos contidos nas cavernas, que poderiam estar dissolvendo o material nas áreas de recarga (com pouca concentração de sílica), sendo concentrados juntamente com a sílica proveniente dos silicados do gnaiss, nos rios coletores onde os pH's seriam neutros ou ácidos. Por fim, destaca-se que a turbidez em todas as análises é praticamente nula, sugerindo a pouca representatividade de elementos finos (argila e silte) em suspensão.

3.4 Cobertura e uso da terra

Silva (2004) indica que a área está inserida no bioma da Mata Atlântica onde, originalmente, teria prevalecido uma vegetação do tipo Campos de altitude, Floresta Ombrófila Densa e Floresta Ombrófila Montana, com enclaves de mata do tipo cerrado. Hoje, entretanto, prevalece uma vegetação marcada por fragmentos florestais e extensa área coberta por gramíneas, com fundos de vales alagados, brejos e vegetação mais rarefeita nos afloramentos de sedimentos quartzíticos. Na figura 3.21, observam-se os seguintes aspectos:

- a. paisagem composta por fragmentos de mata atlântica nas encostas úmidas (principalmente em gnaisses), áreas brejosas nas planícies de inundação, vegetação rarefeita do tipo cerrado nas encostas quartzíticas bem drenadas e gramíneas para pastagem, que tanto ocuparam algumas áreas de antigas florestas, como avançaram em algumas áreas de mata rarefeita em quartzito;
- b. detalhe para uma encosta bem drenada de superfície quartzítica, com distribuição de areias angulosas sem matéria orgânica e cactáceas.

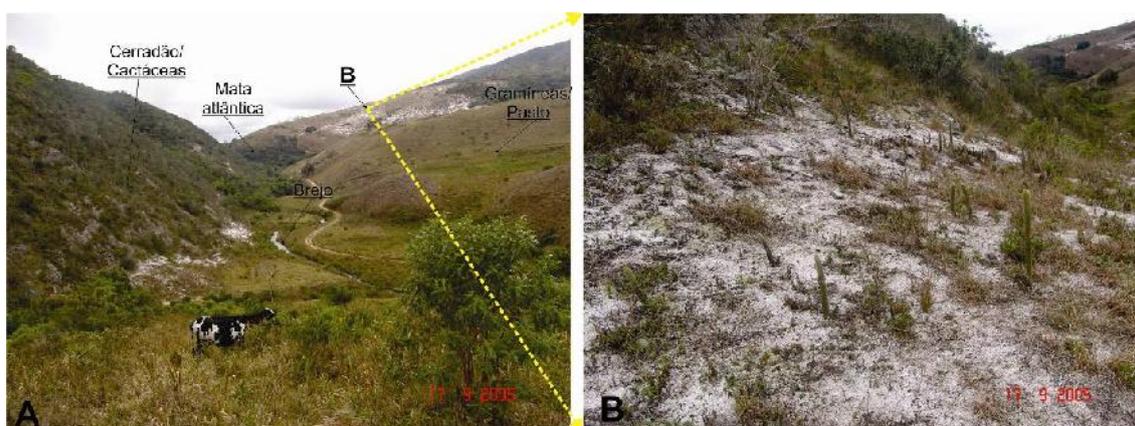


Figura 3.21. a Composição paisagística da bacia do ribeirão Santana; b. detalhe para cobertura vegetal em área bem drenada de quartzito grosseiro.

Segundo informações coletadas na prefeitura da cidade de Rio Preto, o início da ocupação da área da cidade se deu um pouco antes de 1800, para retirada de madeira, grandes fazendas de criação de gado leiteiro, além de ser uma rota alternativa para o transporte de ouro entre Minas e Rio de Janeiro. O café se desenvolveu em pequena escala, devido à pobreza dos solos. Estas características explicam, em parte, a boa manutenção de fragmentos florestais e dos campos com gramíneas. Embora a região continue se dedicando à criação de gado leiteiro, esta atividade encontra-se em declínio. Cabe relatar, para fins informativos, que, desde o início das visitas de campo, no ano de 2004, foi observado um visível aumento da área de plantios existentes e do número de plantios isolados de árvores exóticas à região, principalmente o eucalipto, para fins de produção de madeira e de lenha.

O grupo de pesquisas também elaborou um mapeamento de distribuição vegetal e uso dos solos (Mônico et al., 2010), através da classificação de imagens de satélite CBERS, fornecidas pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), de setembro de 2007 (figura 3.22). No mapa, são apresentadas áreas de florestas, gramíneas, rocha exposta e de transição, além de superpostas informações prévias de ravinamentos. Os dados não foram conferidos em campo ou em fotos aéreas com uma resolução mais adequada a este tipo de classificação, e, assim, fica claro que fragmentos de matas mais densas em gnaisses e áreas úmidas foram colocadas na mesma classe (florestas) que matas mais rarefeitas do tipo cerrado, que ocupam os quartzitos. Há também uma visível confusão entre as áreas de gramíneas e as áreas ocupadas por cactáceas, dentre outras espécies, nas superfícies quartzíticas. Portanto, uma classificação mais apurada da cobertura vegetal da área irá contribuir em muito para um refinamento futuro do entendimento dos processos erosivos apresentados nesta tese.

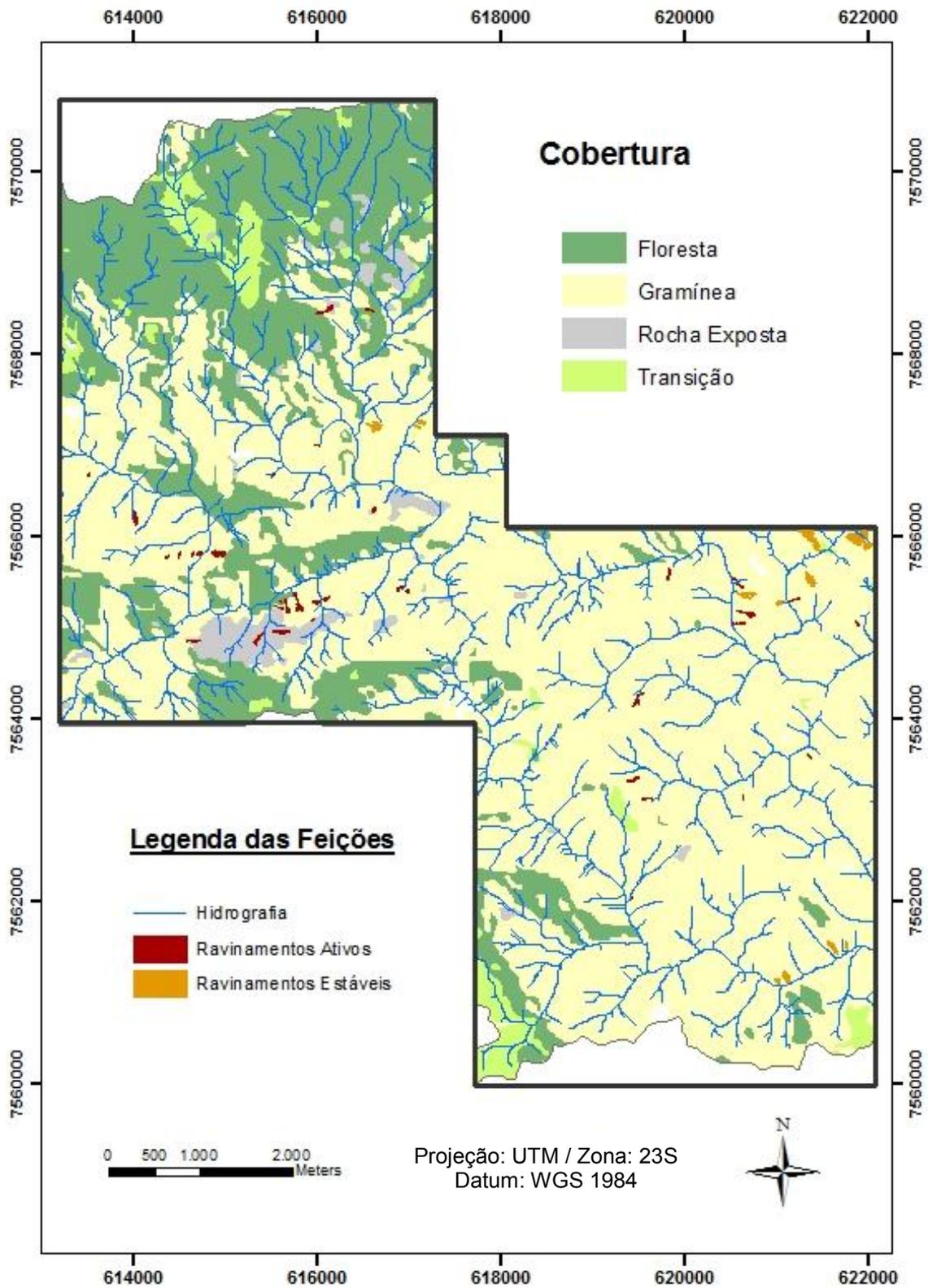


Figura 3.22. Mapa de cobertura vegetal da área de estudos (56km²), elaborado com imagens CBERS de 2007 (Mônico et al., 2010).

4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

4.1 Controle litolo-estrutural e de relevo de feições cársticas e de encosta

Sobre o mapeamento topográfico 1:10.000 (56,3km²), realizado pelo grupo de pesquisas (Uagoda, 2006), foram plotadas as localizações de feições cársticas e de encosta reconhecidas em pares estereoscópicos de fotografias aéreas (1:25.000) e em visitas de campo que, embora realizadas em pesquisas anteriores, foram mais refinadas e ampliadas nesta fase. A classificação das feições cársticas existentes na bacia foi organizada de acordo com descrições de feições cársticas trazidas por Ford e Willians (1989) e Jennings (1997), em: cavernas, dolinas de abatimento, dolinas de dissolução, áreas de karren, vales abandonados, sumidouros, ressurgências, poliés e mogotes (humes ou torres). Neste trabalho, simplificou-se a classificação para facilitar o cruzamento de tais informações com outras bases de dados, dividindo as formações em cavernas, dolinas de abatimento, dolinas de encosta, sumidouros e ressurgências.

Na mesma base topográfica, foram localizadas as feições de encosta atuais do tipo ravina, e delimitadas as bacias hidrográficas de 2º e 3º ordem, para fins de compartimentação topográfica por desnivelamento (MEIS, et.al., 1982) em três classes: 0 a 100 metros, 101 a 250 metros e 251 a 750 metros.

O mapeamento litológico utilizado como base para este trabalho já havia sido executado anteriormente pelo grupo de pesquisas (Avelar et al., 2008; Ferro 2010), e tomou por base o mesmo mapeamento topográfico de precisão 1:10.000 previamente citado, criando uma base de dados precisa, e em mesma escala.

Todos os cruzamentos entre formas mapeadas e informações litológicas e de desnivelamento foram processados com o uso do software de geoprocessamento ArcGis 9.2. A partir destes cruzamentos, foram confeccionados gráficos de ocorrência (n) e de frequência (n/km²) de formas, com o uso do software BrOffice.Org Calc 2009.

4.2 Caracterização e volumetria dos depósitos sedimentares

A fim de identificar semelhanças entre os depósitos estocados nesta área de trabalho e aqueles estudados em outras áreas pelo laboratório do grupo de pesquisas, tentou-se aplicar a metodologia contida em Dantas (1995) para sua caracterização. Apesar das diferenças básicas no tipo de material e no tipo de estocagem destes pacotes sedimentares, foi possível identificar feições deposicionais semelhantes àquelas encontradas no sistema encosta-fundo de vale na bacia do Rio Bananal, dentre as quais terraços, leques aluviais e áreas brejosas. Também no interior das dolinas foram encontrados pacotes deposicionais transportados, que cobriam antigas áreas brejosas. Uma caracterização mais detalhada dos processos formadores destas feições, em comparação com aquelas estudadas na bacia do rio Bananal, pode ser consultada no capítulo de resultados deste trabalho.

Estas feições foram identificadas a partir de trabalhos sistemáticos de visitas de campo e de reconhecimentos físicos prévios, conforme descrito em Uagoda (2006). A regionalização das feições deposicionais nos fundos dos vales foi levada a cabo por meio da identificação em pares estereoscópicos de fotos aéreas. Todos os depósitos foram, então, delimitados na carta topográfica de precisão 1:10.000 previamente citada neste trabalho.

4.2.1 Caracterização Física dos depósitos

A escolha de sítios para uma caracterização mais precisa dos depósitos com a identificação de perfis, abertura de trincheiras, caracterização sedimentar e coletas de amostras de carvão para datação foi pautada por critérios estipulados a partir da análise dos resultados anteriormente obtidos. Procurando identificar controles litológicos para as taxas de deposição e erosão, foram estudados: 1) depósitos contidos em dolinas e 2) terraços e leques contidos nos fundos de vales, dividindo-os em três litologias diferentes: gnaisse (Q), quartzito impuro (Qi) e quartzito grosseiro (Q). Sendo assim, foram escolhidas nove dolinas, sendo três para cada litologia e nove fundos de vale, sendo três para cada litologia, perfazendo um total de dezoito feições (transectos) inicialmente estudadas. De acordo com as possibilidades, foram

feitos refinamentos com a escolha de mais perfis, principalmente para a confirmação da análise cronológica, o que será objeto de descrição no capítulo de resultados.

As análises físicas foram realizadas com o objetivo precípuo de caracterizar a diferenciação dos níveis sedimentares, de modo a balizar a coleta de carvões nos diferentes estratos para a análise cronológica de ^{14}C . No atual tópico, iremos relacionar apenas as técnicas utilizadas para a individualização e a caracterização destes perfis. O detalhamento das técnicas utilizadas para a datação de ^{14}C , desde as coletas das amostras, pode ser consultado no item 3.4 deste capítulo sobre procedimentos metodológicos.

Para o caso dos leques, foram escolhidos depósitos que já possuíam perfis expostos em cortes de estradas (Figura 4.1a). Na ausência de perfis de estrada para os locais de interesse, foram executadas trincheiras escalonadas na superfície dos perfis (Figura 4.1b), onde, dependendo do caso, as trincheiras foram aprofundadas até alcançar o substrato rochoso.



Figura 4.1. a) Parte de perfil de estrada (~1,7m) em substrato de quartzito impuro; b) abertura de perfil escalonado em depósito de fundo de vale, em substrato de gnaisse.

Para o estudo das dolinas, ou depressões fechadas, foram, em primeiro lugar, executadas tradagens manuais, com o intuito de identificar os perfis, seus limites e o contato final com a rocha (Figura 4.2). Após as

tradagens, foi escolhido um local representativo (geralmente central e no eixo) de cada dolina, onde foi executada a abertura de trincheira (Figura 4.3), de modo a preparar uma superfície limpa, para a identificação e desenho do croqui dos perfis, coleta de amostras para análises físicas e escolha dos níveis para coletas de carvões para análises por radiocarbono.

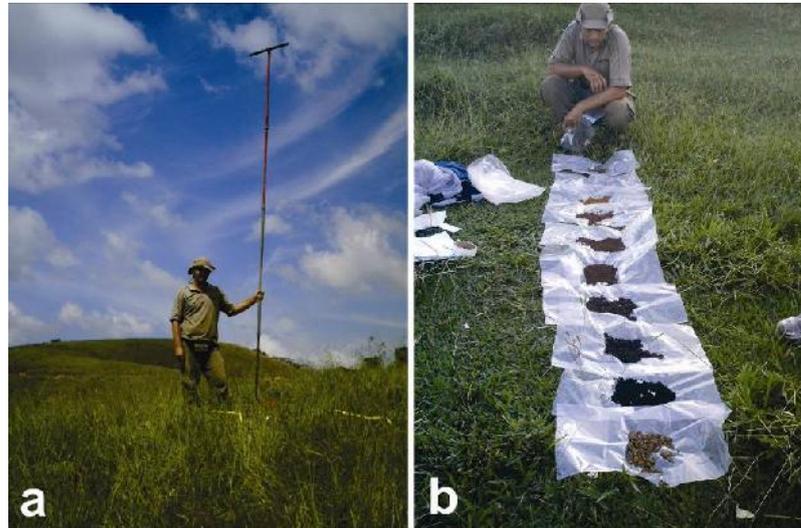


Figura 4.2. a) Trado manual montado com ~3 metros para a execução de tradagens nos depósitos do interior de uma dolina em substrato quartzítico; b) sequência de amostras reconhecidas para a escolha de ponto para a abertura de trincheira, detalhe para a segunda amostra, de cor escura, representando um nível de matéria orgânica, recoberto por sedimentos transportados



Figura 4.3. a) Trincheira de ~0,90m em substrato quartzítico. Detalhe para nível de camada orgânica, logo acima do saprolito; b) Trincheira de ~2,5m em substrato de gnaiss, feita de forma escalonada, com degrau no fundo da dolina, apresentando um degradê de cores alaranjadas, avermelhadas e totalmente escuras no fundo, que representam a camada de matéria orgânica que cobre o saprolito.

Em cada coluna aberta, seja em perfil de estrada ou trincheira, foi utilizada a metodologia expedita de diferenciação de cor e textura aparente para a individualização de cada nível diferenciado, com a elaboração do respectivo croqui.

Foram coletadas amostras sedimentares referentes a todos os perfis, para fins de análises físicas em laboratório. Em campo, foi identificada a cor de cada nível, com a utilização da escala de cores de Munsell (1971). A carta Munsell é comumente utilizada na designação de cores do solo. Nela, constam o matiz, o valor (ou tonalidade) e o croma (ou intensidade). O matiz refere-se à combinação dos pigmentos vermelho (do inglês red) e amarelo (do inglês yellow), enquanto o valor indica a proporção de preto e de branco e o croma refere-se à contribuição do matiz. Os matizes variam de 5R (100% de vermelho e 0% de amarelo) até 5Y (0% de vermelho e 100% de amarelo). A cor é um indicativo que reflete principalmente a quantidade de matéria orgânica, o tipo de óxido de ferro presente, além da classe de drenagem do solo.

As amostras de perfis representativos das feições estudadas foram submetidas às análises granulométricas em laboratório. Materiais extraídos de quatro sítios foram submetidos à análise granulométrica completa (um vale e uma dolina em quartzito impuro, e um vale e uma dolina em gnaiss), enquanto outros três foram submetidos a uma análise granulométrica simplificada (um vale e uma dolina em quartzito grosseiro). Uma outra dolina (7-Dolina Português) também foi submetida à análise granulométrica simplificada, por apresentar uma sequência deposicional com aspecto de lago, contrariamente ao observado com outras dolinas estudadas. No tocante às amostras submetidas à análise granulométrica completa, elas foram secadas ao ar e quarteadas. A amostra pesada foi mergulhada em solução com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) a 30%, para a queima de matéria orgânica. As amostras foram submetidas às análises granulométricas de peneiramento via úmido, para separar as frações silte/argila (<0,062 mm) da fração areia (>0,062 mm), e pipetagem, com uso de defloculante (Hexametáfosfato de Sódio a 34,5g/L). A fração areia foi submetida ao processo de peneiramento seco, seguindo os intervalos propostos pela escala logarítmica de classificação granulométrica de Wentworth (1922) e Krumbein (1936) (figura 4.4).

ϕ	Tipo	mm
-9	Boto	512
-8		256
-7	Seixo	128
-6		64
-5		32
-4	Cascalho muito grosseiro	16
-3	Cascalho grosseiro	8
-2	Cascalho médio	4
-1	Cascalho fino	2
0	Areia muito grosseira	1,000
1	Areia grosseira	0,500
2	Areia média	0,250
3	Areia fina	0,125
4	Areia muito fina	0,0625
5	Silte grosseiro	31,25
6	Silte médio	15,63
7	Silte fino	7,81
8	Silte muito fino	3,91
9	Argila grosseira	1,95
10	Argila média	0,98
11	Argila fina	0,49
12	Argila muito fina	0,24
13	Colóides	0,12

Figura 4.4. Escala granulométrica de Wentworth (1922). Modificado a partir de APRH (2007).

Percebeu-se, porém, que a retirada de matéria orgânica com peróxido de hidrogênio não estava sendo eficiente para as amostras identificadas como turfeiras ou ricas em matéria orgânica. Estas amostras submetidas ao peneiramento úmido perderam praticamente a totalidade da quantidade de fragmentos do tamanho argila, em forma de matéria orgânica, que se manteve suspensa durante todo o processo de pipetagem, com ou sem defloculante. Todas as amostras foram, portanto, submetidas ao método para a determinação do teor de matéria orgânica de solos, por meio da queima em mufla dos materiais finos (argila+silte), à temperatura de ~440°C, conforme prescrito na NBR13600.

Em relação aos três sítios submetidos à análise granulométrica simplificada, foram utilizadas duas peneiras (2mm e 0,0625mm) para dividir cascalhos, grossos (areias) e finos (silte e argila). Todas as amostras de tamanho fino foram também submetidas ao procedimento de queima por mufla. Com o uso do software BrOffice.Org Calc 2009 (licença livre), foram elaborados

gráficos de curvas de acumulação logarítmica para as análises completas e histogramas de distribuição simples (cascalho, areia, silte e argila; ou, cascalho, areia e finos) para todos os pontos de coleta. Os gráficos também foram plotados, com e sem o percentual de matéria orgânica.

4.2.2 Volumetria de depósitos

Na área de estudos, foram identificadas antigas superfícies deposicionais caracterizadas como terraços, ainda que dotadas de pouca profundidade, e precipuamente localizadas em áreas de grandes alvéolos, a montante de knickpoints ou sumidouros, como já havia sido caracterizado nos trabalhos de Dantas (1995). Estes terraços foram identificados em um mapa, juntamente com outras classificações deposicionais, a saber, áreas de brejo e leques.

Dantas (1995), após identificar e mapear os depósitos nos fundos de vale na bacia do Rio Bananal, aplicou ao cálculo de volume um índice denominado ISV, ou índice de sedimentação do vale (figura 4.5), que considera o ângulo de projeção das encostas rochosas mergulhantes em direção ao canal, para calcular o volume real dos depósitos que são mapeados em superfície, a fim de não superestimar o volume dos depósitos.

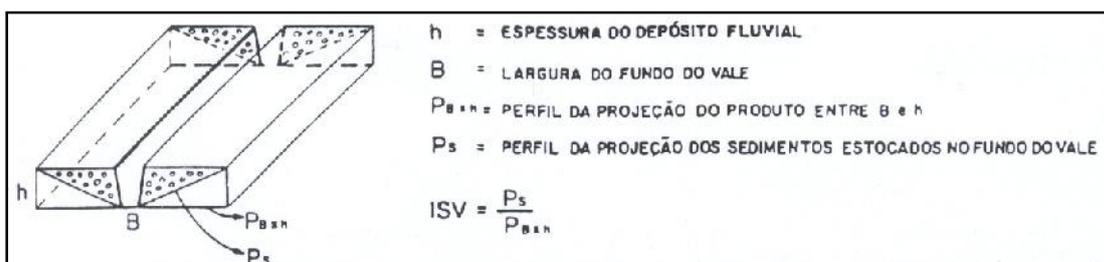


Figura 4.5. Metodologia utilizada por Dantas (1995) para o cálculo da volumetria de depósitos.

No atual trabalho, o cálculo de ISV foi substituído pela subtração de modelos numéricos do terreno (MNT) das encostas com e sem depósitos,, feito diretamente no software ARCGIS 9.2. Foi executada, para cada sub-bacia mapeada, uma série de modelos numéricos do terreno, que foram todos refinados mediante o acréscimo de dados altimétricos coletados em campo, na seguinte ordem: 1) topo do pacote sedimentar; 2) base do pacote sedimentar

(superfície rochosa); 3) nível da atual superfície de inundação (brejo); 4) cota do canal (quando demarcável); 5) projeção da antiga superfície sedimentar; 6) projeção da antiga superfície rochosa (quando esta está suspensa ao canal atual).

Os principais níveis de terraços foram mapeados com o uso de um par receptor GPS da marca Pro Marc Asthec, na frequência L1 (método DGPS), cedido pelo departamento de Geografia-UFRJ. O marco estático já existia na área, tendo sido implantado pelo grupo de pesquisas em 2006, pelo método do caminhamento. Este marco local teve como base o marco topográfico estabelecido pelo IBGE no município de Vassouras (Uagoda, 2007). A metodologia usada para o nivelamento dos principais níveis de terraços e dos fundos atuais de rios foi a do “stop and go”. Na figura 4.6, pode-se visualizar a operação do GPS para o nivelamento de um nível suspenso ao fundo de vale atual. Tradagens também foram realizadas em locais previamente escolhidos, para a identificação da profundidade dos pacotes sedimentares e dos limites entre os diferentes níveis.



Figura 4.6. Utilização do GPS diferencial em modo “Stop and Go” para o nivelamento das superfícies de terraço em fundos de vale.

De posse das informações básicas sobre as cotas dos níveis sedimentares em cada sub-bacia, realizou-se a generalização dos níveis de depósitos com o uso de pares estereoscópicos, trabalhando na escala 1:10.000, bem como o mapeamento dos leques aluviais reconhecidos.

Com os níveis identificados em campo e generalizados por sobre a base topográfica, foram executados, no software ArcGis 9.1., modelos numéricos do terreno para cada superfície modelada (por ex.: rio, rocha e nível de sedimentos suspensos). Com a utilização da ferramenta Tin-Diference, pode-se subtrair uma superfície modelada da outra (por ex.: topo do depósito subtraído da base do depósito), que já consideram a projeção da declividade das encostas, chegando, por fim, à volumetria dos pacotes sedimentares. A metodologia foi comparada à magnitude dos dados obtidos por Dantas (1995), e os resultados são considerados factíveis.

No caso das Dolinas, o procedimento utilizado foi análogo. Em cada dolina estudada, coletamos as seguintes informações: 1) localização e altimetria por GPS diferencial; 2) perfuração por trado para identificação de limites dos níveis sedimentares; 3) profundidade do pacote sedimentar pela abertura de uma trincheira, 4) comprimento do eixo principal da dolina com o uso de trena (figura 4.7). 5) reconhecimento dos limites da dolina em par estereográfico. Em trabalhos anteriores (Uagoda, 2007), no estudo pormenorizado da estratigrafia de duas dolinas com a abertura de vários pontos com o uso de um trado manual e de estação total para mapeamento 1:500 (figura 4.8), pode-se conhecer melhor a estratigrafia das dolinas e a relação entre os pacotes sedimentares e as encostas rochosas, sendo estas informações prévias conjugadas com a execução dos modelos para cada dolina.



Figura 4.7 Medida do eixo central de uma dolina.



Figura. 4.8 Ao centro, tradagem para a verificação dos limites dos pacotes sedimentares; à esquerda, montagem da estação total para mapeamento 1:500 (Uagoda, 2006).

Todas estas informações prévias foram colocadas por sobre a base 1:10.000 já existente, permitindo o aperfeiçoamento dos modelos numéricos do terreno para cada dolina. Conhecendo-se a superfície atual e a profundidade do pacote sedimentar até o limite inferior com a rocha, tornou-se possível gerar dois modelos numéricos diferentes (superficial e do limite com a rocha). Com o uso da ferramenta “Tin-Difference”, no ArgGis 9.1, foi possível subtrair o modelo numérico da base rochosa, pelo modelo numérico da superfície, chegando ao cálculo da área e do volume do pacote sedimentar (figura 4.9).



Figura 4.9. A. superfície base da dolina (fundo rochoso); B; superfície atual (topo do pacote sedimentar); C. diferença entre as duas superfícies, com detalhe para o cálculo da área e volume do pacote sedimentar individualizado.

4.3 Taxas de deposição e remoção de material das encostas

Para mensurar as taxas de sedimentação e erosão na área de estudos, aplicamos os cálculos desenvolvidos por Dantas (1995), a fim de alcançar uma base comparativa entre as bacias do rio Bananal e do ribeirão Santana, quanto aos depósitos retidos nos fundos de vale. Os mesmos cálculos foram executados para os depósitos individualizados no interior das dolinas.

Os cálculos das taxas de sedimentação foram obtidos pela fórmula:

$$T_s = D \times E \times t^{-1} \text{ (m}^3\text{/ano)}$$

Onde:

T_s = Taxa de sedimentação (m³/ano)

D = Área do depósito (m²)

E = Espessura do depósito (m).

As taxas de sedimentação foram usadas para estimar taxas de rebaixamento do relevo na bacia de drenagem, mediante o uso da seguinte fórmula:

$$T_r = T_s(\text{m}^3\text{/ano}) \times A(\text{m})^{-2} \times 1000 \text{ (em mm/ano)}$$

Onde:

T_r = Taxa estimada de rebaixamento do relevo (mm/ano)

A = Área da bacia de drenagem (m²).

Com vistas a uma análise comparativa entre segmentos da mesma bacia, foi adicionada à fórmula o comprimento do canal principal:

$$T_s = D \times E \times C(\text{Km})^{-1} \times t^{-1} \text{ (em m}^3\text{/km/ano)}$$

Onde:

C = comprimento do Canal (km)

4.4 Cronologia de 14C em materiais orgânicos pelo método AMS.

4.4.1 Seleção de sítios e coleta de amostras

O grupo de pesquisas do laboratório GEOHECO/UFRJ tem estudado sistematicamente a região do médio vale do rio Paraíba do Sul ao longo dos últimos 30 anos. Os trabalhos de campo na bacia do Ribeirão Santana foram iniciados em 2005 e, em 2009, começaram a ser desenvolvidos os trabalhos em cooperação com os pesquisadores da Australian National University, graças aos quais foram assimilados os critérios para a seleção de áreas e os conhecimentos para a coleta adequada de amostras de carvão em pacotes sedimentares. A fim de investigar a cronologia da cobertura sedimentar nas três diferentes litologias mapeadas (gnaisse, quartzito grosseiro e quartzito impuro), nós decidimos distribuir os sítios igualmente entre as litologias, para identificar possíveis controles litológicos. Assim, nove dolinas e nove depósitos de fundos de vale foram selecionados, compreendendo três formas para cada litologia. Contrariamente ao que estava sendo feito pelo grupo em estudos anteriores, nós começamos a aplicar um procedimento-padrão para coletar amostras de carvão. No passado, nós coletávamos amostras de solo com um trado manual, separando uma parte (do solo) para datação (figura 4.10). O procedimento-padrão aplicado desde 2009 (Figura 4.11) compreende: 1) a abertura de trincheira ou a limpeza de perfil de estrada para coletar as amostras diretamente da parede; 2) o uso de luvas e de formão para coleta; 3) a coleta de amostras individuais de carvão; 4) a desinfecção dos instrumentos com álcool entre cada coleta e, 5) o acondicionamento apropriado de cada peça de carvão em pote plástico esterilizado individual.



Figura 3.10. Esquerda: coleta de solo com um trado; direita: Solo misturado (turfa) que anteriormente era coletado para datação.



Figura 3.11. Esquerda: Coleta de carvão em uma parede previamente limpa; direita: amostras de carvão individualizadas para datação.

4.4.2 Preparação de amostras

Durante o bombardeamento por íons, o AMS necessita de um alvo sólido e puro para produção de íons negativos. Na maioria dos laboratórios de AMS, esse alvo é o grafite (carbono elementar). O método empregado nesta pesquisa consistiu na redução catalítica do CO₂ liberado pela amostra, com o uso de pó do metal ferro (~5mg) como catalisador, mantido a uma temperatura de 650°C, na presença do gás hidrogênio. Esse método foi inicialmente utilizado por Vogel et al. (1984), e é utilizado atualmente no RSES/ANU.

Antes de analisar as frações de carvão no AMS, é necessário realizar um processo de purificação que abrange a limpeza (pré-tratamento), a combustão (produção de CO₂) e a grafitização (purificação de CO₂ e redução), que finalmente irá gerar a amostra-alvo de grafite, a ser analisada no acelerador de partículas. Esta seção foi elaborada a partir das notas de laboratório, de acordo com os protocolos utilizados no laboratório de grafitização/ANU, e com base nos protocolos do laboratório AMS da University of California Irvyne (2005), que estão referidos na bibliografia.

4.4.2.1 Pré-tratamento Ácido Base Ácido (ABA)

As amostras de carvão encontradas em meio a outras amostras orgânicas precisam ser submetidas a um tratamento (limpeza) ácido-base-ácido (ABA), como descrito no texto e na figura-síntese (figura 4.12):

1) A amostra é inicialmente dividida e colocada em tubos de ensaio de 40ml. Quando possível, procura-se dividir parcelas do centro da amostra de carvão, buscando evitar as impurezas superficiais.

2) A amostra é, então, lavada em uma solução ácida (1N HCl) por 30min, a 70° C. O líquido é removido com uma pipeta (Figura 4.13). Este processo dissolve o carbono acumulado por sujeira ou pelo solo que envolve a amostra.

3) O segundo passo é a lavagem em um meio alcalino, usando 1N NaOH por uma hora, a 70° C, tantas vezes quantas forem necessárias. Neste passo, os húmicos solúveis em base são removidos. A reação é observada pela mudança da cor da solução de clara para marrom, ou preta. O número de vezes necessárias até a remoção total dos húmicos dependerá da cor que a solução apresentar após uma hora de imersão da amostra. Se a solução estiver clara após a primeira imersão, então o processo é interrompido. Como padrão, no laboratório de grafitação/ANU, a lavagem é repetida por quatro vezes, e a amostra segue para o próximo passo, mesmo que a solução ainda esteja turva.

4) O terceiro passo consiste em outra lavagem com ácido, usando 1N HCl por 30min, a 70° C. O ácido remove o carbono atmosférico que possa ter sido acumulado durante a lavagem alcalina.

5) A amostra é, então, levada de volta para uma solução neutra utilizando água Millipore para retirar o cloreto. Este procedimento pode ser concluído, deixando a amostra por 30min em água Millipore a 70° C, ou dividindo a lavagem em três intervalos de 5 minutos a 70° C, que é o procedimento adotado no laboratório de grafitação/ANU.

6) A amostra precisa ser seca, deixando os tubos de proveta em um bloco de aquecimento a 50° C, sem capa, semicobertos por uma folha de alumínio para permitir a entrada de ar.

Todos os passos são executados graças à utilização de um bloco de aquecimento onde são inseridos os tubos de ensaio a uma temperatura de 70°C, para a lavagem, e de 50°C, para a secagem. Prevendo a possibilidade de uma enorme desagregação das amostras durante o processo, foi utilizada uma centrífuga para tubos de ensaio, antes da pipetagem da solução.

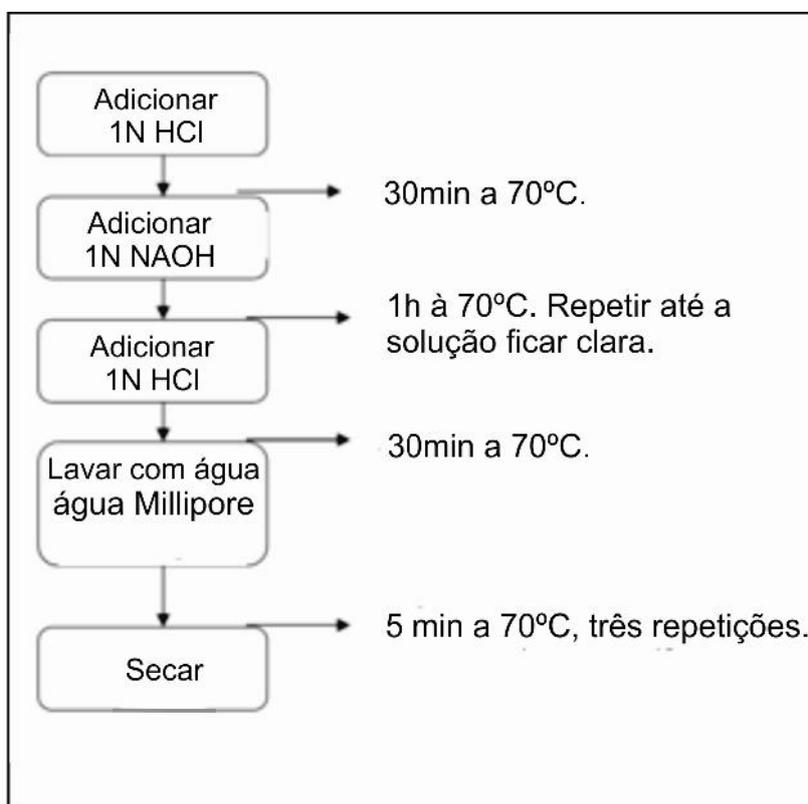


Figura. 4.12. Esquema de limpeza ABA (modificado de UCI KCCAMS Facility, 2005).



Figura. 4.13. Amostras e pipetas perfiladas para a pipetagem de solução.

4.4.2.2 Combustão.

Para obter dióxido de carbono (CO_2), é necessário queimar as amostras de carvão previamente limpas, em altas temperaturas, em conjunto com Ag (prata) e CuO (óxido de cobre) em condições de vácuo. Cada tipo de amostra precisa de um diferente montante de CuO para a reação. Para 2.1mg de carvão já limpo (ABA), é utilizado 60mg de CuO como padrão, além de uma peça-filete de Ag. Para a combustão, a amostra é transferida para um tubo de quartzo, juntamente com a peça de Ag e 60 gramas de CuO sólido, que fornecerá a primeira fonte de oxigênio para a reação. A superfície da peça de Ag auxilia na remoção do enxofre, assim como o cloro que compõe o material *in natura*. O tubo de quartzo contendo a amostra é evacuado em uma linha de vácuo e selado com um maçarico, assegurando as condições de vácuo no interior do tubo (figura 4.14). Devido à periculosidade no uso do maçarico, este procedimento é exclusivamente realizado por técnicos do laboratório de grafitização/ANU.



Figura 4.14. Selagem de tubos de quartzo em uma linha de vácuo.

Uma vez selado o tubo, as amostras são levadas a uma mufla, onde são queimadas a 900°C por um período mínimo de 4 horas, para a obtenção do dióxido de carbono a partir da combustão, como mostra a reação:



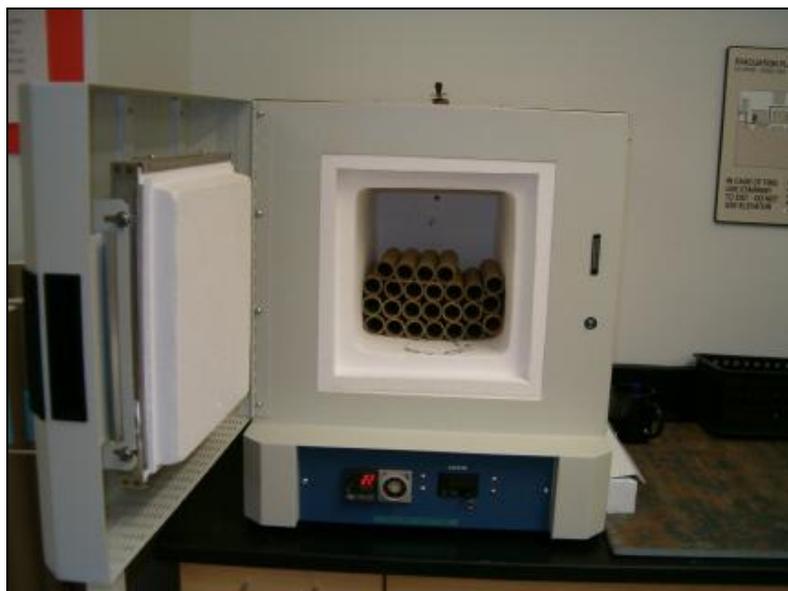


Figura 4.15. Mufla utilizada para a combustão, com cilindros de cerâmica para proteger os tubos de quartzo. Estes cilindros também podem ser metálicos.

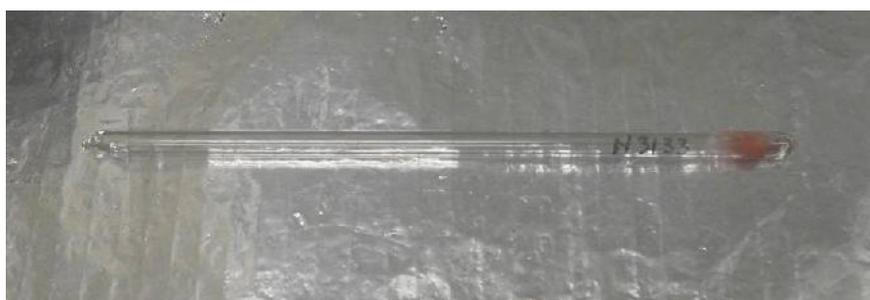


Figura 4.16. Tubo de quartzo selado, já submetido ao processo de combustão, pronto para ser acoplado à linha de grafitização.

4.4.2.3 Grafitização.

Após a combustão, os tubos de quartzo e seu conteúdo gasoso são conectados a uma linha em vácuo (figura 4.17), onde será executada a grafitização de cada amostra.

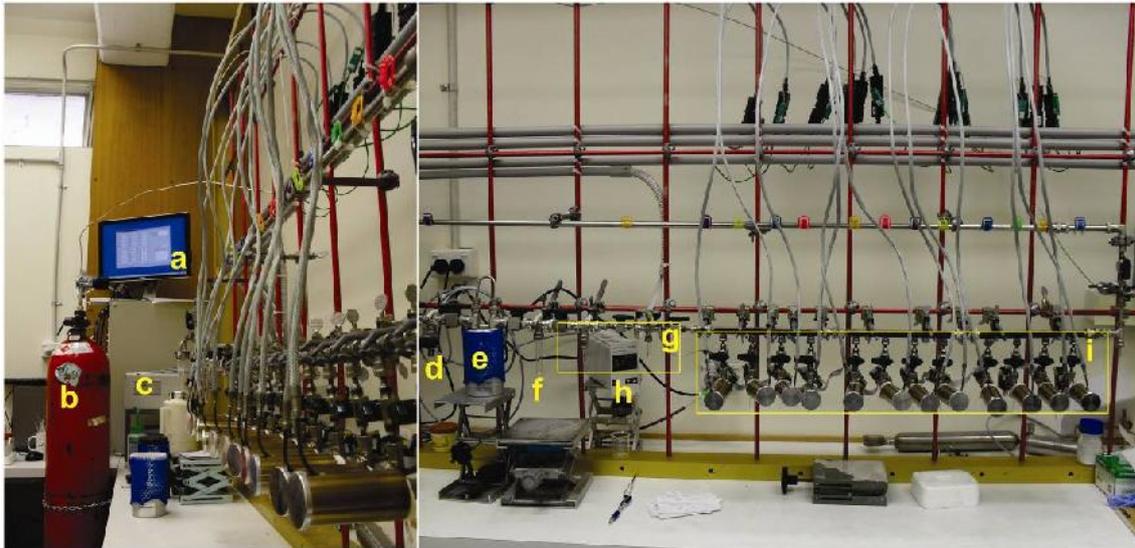


Figura 4.17. Linha de grafitação do laboratório de grafitação RSES/ANU. a) painel de controle; b) tubo de hidrogênio; c) bomba de vácuo; d) conector onde é inserida sanfona para a quebra da amostra; e) armadilha de água; f) armadilha de CO₂; g) tubos de partição e sensor de pressão; h) painel do sensor de pressão; i) armadilhas para CO₂ e estufas para grafitação.

Antes da inserção de cada amostra, a linha inteira é limpa três vezes com ~600 Torr de pressão de Hidrogênio (H₂), com o uso de uma bomba, e posteriormente evacuada. O tubo de quartzo previamente limpo com álcool é conectado a um recipiente sanfonado, onde será quebrado, para a liberação do gás (figura 4.18a). A armadilha (composta de duas provetas conectadas) é mergulhada, com o auxílio de um elevador, em um copo com uma mistura de gelo seco (CO₂) e álcool etílico (CH₃ CH₂OH), alcançando uma temperatura um pouco acima do ponto de fusão do CO₂, que é de -78°C (figura 4.18b). O processo é mantido durante 3 minutos, sendo, assim, a água congelada, e o CO₂ liberado.

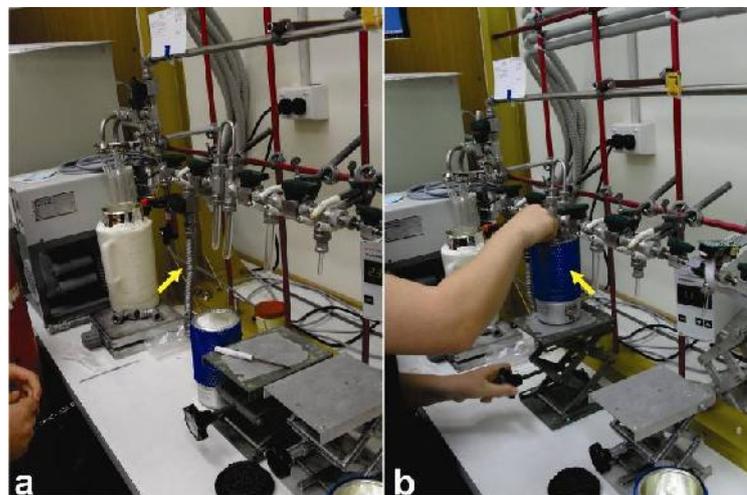


Figura 4.18. a) amostra inserida no recipiente sanfonado; b) captura do conteúdo de H₂O da amostra na armadilha de água.

A válvula é aberta, e o gás é liberado para a próxima armadilha. Esta armadilha é imersa em um copo com Nitrogênio Líquido (NL_2) (Figura 4.19a). O nitrogênio líquido alcança a temperatura de $-196^\circ C$, suficiente para congelar o CO_2 . O processo de congelamento dura 1 minuto. O copo com nitrogênio líquido é baixado e, quando há amostra, esta fica condensada no fundo da proveta (figura 4.19b). Neste momento, a válvula é aberta para a liberação dos gases não condensáveis, e a linha inteira é evacuada novamente. A válvula é fechada, e o CO_2 fica aprisionado na proveta.

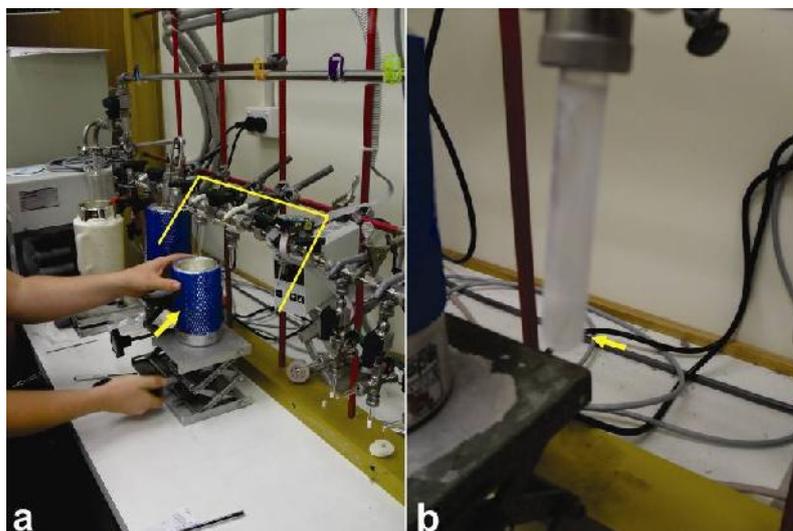


Figura 4.19. a) Seta indica a armadilha de CO_2 e o retângulo indica os tubos de partição, dentre os quais um possui um sensor de pressão; b) Seta indica o CO_2 condensado no fundo da proveta.

Neste ponto, é verificada a quantidade de gás CO_2 retida na armadilha. Para a grafitização, são necessários entre 385Torr e 520Torr, o que corresponde a $\sim 1/2$ atmosfera ($1atm = 760 Torr$) e corresponderá a $\sim 1mg$ de carbono. A válvula é aberta, e o conteúdo de CO_2 permanece distribuído nos recipientes de partição (retângulo amarelo da figura 4.19a e letra g da figura 4.19). O sensor se localiza no terceiro tubo de partição, que corresponde a $1/8$ do total da amostra. Caso o valor total da amostra seja maior que o intervalo entre 385 Torr e 520 Torr, esta é liberada em partes, a partir do tubo menor ($1/8$) até alcançar a quantidade necessária. Caso a amostra não atinja a quantidade mínima de CO_2 , ela é descartada.

Observação: Na verdade, antes do início deste processo de purificação, os recipientes com pó de ferro (Fe) passaram por uma preparação

chamada **pré-condição**. Na pré-condição, são inseridos 5mg de pó de ferro em cada tubo de pirex que irá receber posteriormente o CO₂ para a reação de grafitização. Depois que todos os tubos de pirex estiverem conectados à linha, o sistema é limpo três vezes com hidrogênio (H₂) a ~1 atm (600-700 Torr). Adiciona-se ~1atm de Hidrogênio a cada tubo de pirex com o ferro (Fe), para limpá-lo, e colocam-se as estufas em cada tubo de pirex, assim como é feito para a grafitização (figura 4.20), porém, a uma temperatura de 400°C, por quatro horas.

O CO₂ não é adicionado diretamente da linha para o pirex com o pó de ferro. Ele migra lentamente durante o processo de aquecimento, a partir de tubos inferiores que são preenchidos com Perclorato de Magnésio (Mg(ClO₄)₂). O Perclorato é utilizado para concentrar CO₂ e H₂. O CO₂ é primeiramente transportado da linha de partição até o tubo com o Perclorato, mediante o uso de copo com Nitrogênio (NL₂) à temperatura de -196°C, para a condensação do CO₂ (figura 4.20a). Este procedimento é efetuado para todas as amostras. Em seguida, adicionam-se 2,1 vezes de hidrogênio à quantidade de CO₂ em Torr de cada amostra, com o mesmo procedimento de condensação (NL₂). As válvulas dos tubos são todas fechadas e a linha de grafitização é limpa três vezes a ~1atm. As estufas são colocadas por sobre os pirex com o pó de ferro, e ajustadas para funcionar entre 550 à 650°C durante quatro horas (figura 4.20b).

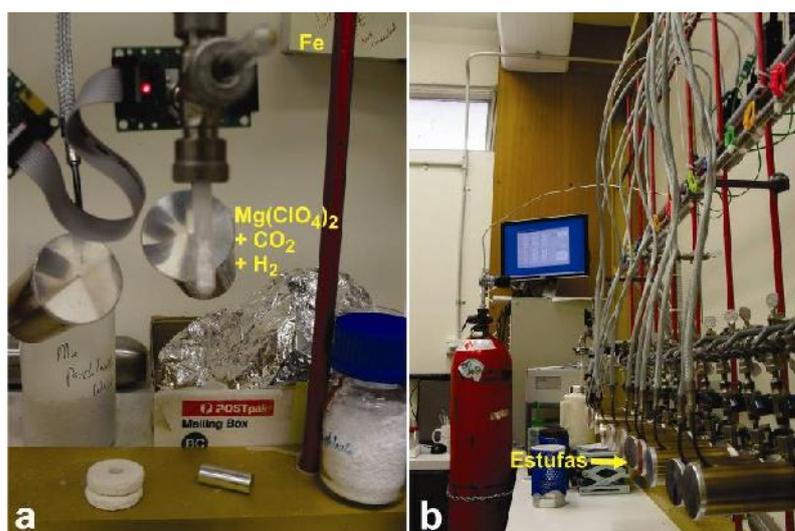


Figura 4.20. a) recipiente inferior com Perclorato de Magnésio, CO₂ e Hidrogênio; e recipiente superior com Fe; b) Estufas dispostas para o aquecimento dos recipientes de pirex.

Para catalisar a produção de pequenos montantes de dióxido de carbono e produzir grafite com a adição de hidrogênio, é adicionado Ferro (Fe), graças à reação Bosh, que pode ser representada pela seguinte equação:



A reação acontece em duas reduções sucessivas: primeiramente, para monóxido de carbono, e, em seguida, para carbono, que permeia e adere à superfície do pó de ferro (catalisador). A pressão produzida durante a reação depende da quantidade de CO₂ e H₂ em resposta ao aquecimento pelas estufas, como pode ser visto na figura 4.21.

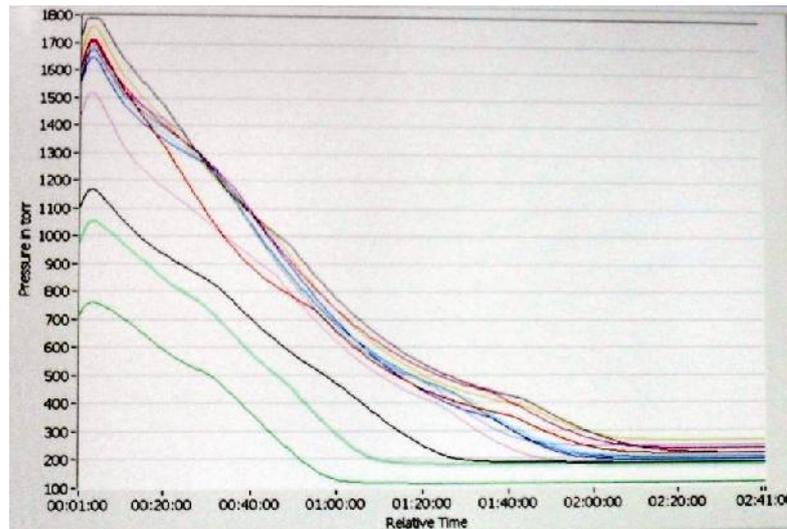


Figura 4.21. Gráfico mostrando a evolução de cada amostra em relação à pressão em Torr *versus* o tempo de aquecimento (conjunto de 12 amostras). Pressure in Torr (pressão em Torr), Relative time (tempo relativo).

Após a grafitização, o Carbono contido no Ferro é colocado em um cadinho de alumínio, por meio de um recipiente que funciona como um funil (figura 4.22a e b), para não haver perda de amostra. A parte superior do cadinho é fechada com uma vareta de alumínio, que é colocada sob pressão (figura 4.22c). A superfície inferior do cadinho fica exposta com o material compactado sob pressão, para ser analisada no AMS. O Cadinho é colocado

em um recipiente plástico fechado, e enviado ao setor técnico do AMS (figura 4.22d).



Figura 4.22. a) colocação do suporte do cadinho de alumínio dentro do suporte; b) Fe grafitizado é inserido no cadinho por meio do suporte; c) a abertura do cadinho é fechada com uma vareta de alumínio sob pressão; d) o cadinho é guardado em um recipiente plástico fechado, e encaminhado para o AMS.

4.4.3 Método 14C - AMS

O doutorando não participou da operacionalização desta fase do trabalho, tendo acompanhado apenas algumas visitas guiadas ao laboratório AMS e participado de cursos específicos sobre o tema. Este tópico descreverá, em síntese, o modo de funcionamento do método AMS, e de apresentação dos resultados finais exibidos nesta tese.

Utiliza-se precipuamente um espectrômetro de massas, que funciona como um eletroímã, separando os isótopos de modo a que os átomos possam estabelecer contatos diretos entre si (Taylor, 2000). O AMS (Accelerator mass spectrometry) usa íons negativos, empregando dois estágios: em uma primeira etapa, um feixe de íons negativos é acelerado, e passa através de um “stripper” que remove elétrons, convergindo o feixe para íons positivos. Estas partículas são, então, aceleradas. Alguns Espectrômetros de Massas específicos trabalham em um estágio único (Schroeder et al. 2004), com baixas tensões. Hoje, o RSES/ANU dispõe de um acelerador de massas de estágio único (Single Stage Accelerator Mass Spectrometer - SSAMS) fabricado pela National Electrostatics Corporation of Middleton, Wisconsin (Figura 4.23).

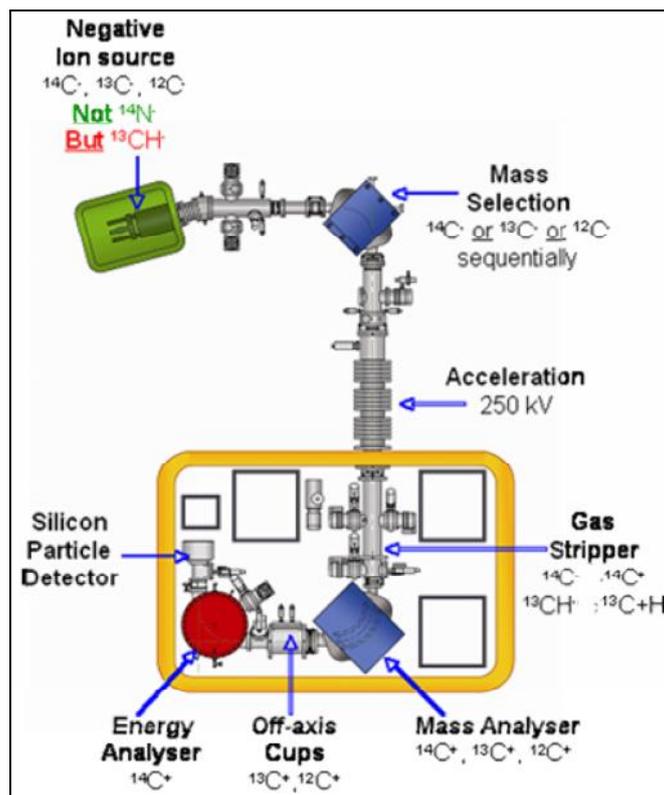


Figura 4.23. Espectrômetro de massa com um estágio de aceleração (SSAMS – RSES/ANU. Retirado de *Mass Accelerator Course – RSES/ANU*. Cada item da figura em Inglês está descrito em português, no texto que segue.

As amostras grafitizadas são bombardeadas pela fonte de íons (Negative íon Source), gerando uma corrente negativa de íons C, com energia inicial de 40 keV. Esses íons passam por um campo magnético (injetor) – (Mass Selection) que funciona como filtro, selecionando os Isótopos $^{14}\text{C}^-$, $^{13}\text{C}^-$ e $^{12}\text{C}^-$. Entretanto, esse primeiro filtro não impede a entrada dos isóbaros moleculares do ^{14}C ($^{12}\text{CH}_2^-$ e $^{13}\text{CH}^-$).

Os íons são, então, acelerados a 250kv (Acceleration), e passam pelo terminal *stripper* (localizado no centro do acelerador) constituído por chapas finas que retiram elétrons pelo caminho, produzindo íons de carga positiva. Nesse estágio, os isóbaros moleculares são removidos. Um campo magnético (Mass Analyser) é usado para a separação da massa antes da detecção da partícula. Um coletor de íons Faraday (Off-axis cup) é utilizado para medir a corrente de ^{12}C e ^{13}C . Por trás desse coletor, se encontra um detector utilizado para contagem do ^{14}C (Silicon Particle Detector), antes da medição da corrente deste (Energy Analyser).

A atividade da amostra é expressa pela equação:

$$As = Aox \cdot (Ns \cdot Nb) / (Nox - Nb)$$

onde:

As e Aox = atividades da amostra e do padrão de ácido oxálico.

Ns, Nb e Nox = contagens das razões isotópicas $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ da amostra, da antracita (background) e do padrão do ácido oxálico (standard).

Segundo Dias (2006) as medidas de ^{14}C utilizam o padrão de ácido oxálico (NIST) como referência, sendo esta essencial para o monitoramento de erros como contaminação ou fracionamento das amostras. Em 1950, quando foi estabelecida a meia vida do ^{14}C , o ácido oxálico tinha atividade absoluta de $14,27 \pm 0,07$ desintegrações por minuto por grama de carbono (dpm/gC). As medições de antracita visam estabelecer as medidas de background do sistemas de grafitação e AMS. Os resultados são demonstrados em pMC (percentual de carbono moderno), onde valores acima de 100% podem indicar atividade do ^{14}C antropogênico (“efeito bomba” dos testes nucleares). O efeito do fracionamento no sistema AMS é mínimo, gerando em erro menor do que 1% no cálculo da atividade da amostra.

4.4.3.1 Calibração

Datações absolutas de ^{14}C em aceleradores de partículas são obtidas com a contagem de meias vidas do ^{14}C radioativo, tendo como pressupostos que o nível de ^{14}C na atmosfera foi constante ao longo do espaço/tempo, e que a meia vida do ^{14}C é de 5568 yrs (meia vida de Lybby) em detrimento da meia vida atualmente aceita de 5730 ± 40 anos (Van der Plicht, e Hogg, 2006), referente ao ano de 1950. Tais pressupostos não são totalmente corretos e agregam um erro sistemático aos dados, que devem ser calibrados com base na referência constituída por conjuntos de dados com informações cronológicas obtidas por técnicas independentes como, por exemplo, a dendrocronologia, a cronologia de corais ou de espeleotemas, dentre outras. Neste trabalho, utilizamos o software OxCal 4.1 (Bronk Ramsey, 2010), para a calibração das amostras.

Devido à ocorrência de variações regionais em reservatórios de ^{14}C , curvas de calibração de ^{14}C atmosférico distintas são tomadas para os Hemisférios Sul (SHCal 04 - McCormac et al., 2004) e Norte (IntCal 09 -

Reimer et al., 2009), podendo haver uma diferença (*offset*) variável entre as duas curvas (McCormac, 2004). Segundo o autor, o IGW (IntCal Working Group) não encoraja a calibração de dados do Hemisfério Sul para além de 11000 Cal y BP (9500 ^{14}C y BP), pois variações maiores nos reservatórios de ^{14}C durante o Pleistoceno podem ter alterado as diferenças conhecidas de idades entre os Hemisférios.

Embora a curva de calibração IntCal09 (Reimer et al., 2009), aprovada pelo IWG, já possua um limite de calibração seguro de 50000 Cal y BP para os dados do Hemisfério Norte, ainda não foi gerada uma equiparação de mesma idade para o conjunto de dados do Hemisfério Sul. Assim, em trabalhos cujos conjuntos de dados extrapolem o limite do Holoceno, deve-se optar por calibrar todas, ou apenas parte das amostras. No presente caso, a alternativa da calibração de apenas parte das amostras foi descartada, devido ao grande número de amostras que se situam na transição entre o Pleistoceno-Holoceno ($n= 32$). Neste intervalo, a diferença entre as idades de radiocarbono e as calibradas é da ordem de ~ 1000 y, elevando-se até ~ 3000 y durante o LGM (Reimer et al., 2009), enquanto a diferença entre as duas curvas de calibração (neste caso SHCal04 e IntCal04) é de apenas 56 ± 24 y para a transição do Pleistoceno-Holoceno. Valendo-se das magnitudes entre as diferenças das idades de carbono contra ambas as calibradas, optou-se por procurar uma solução que permitisse a calibração de nossas amostras com o IntCal09, tentando evitar grandes discrepâncias nas análises de amostras em um mesmo perfil, ou em um mesmo evento em perfis diferentes e que estivessem situados nesta transição.

Autores como Markgraf e Huber (2010) e Mendes et al (2010) optaram por calibrar as amostras com idades inferiores a 11000 Cal y BP utilizando a curva de calibração para o Hemisfério Sul, ou SHCal04 (McCormac et al., 2004), e a curva de calibração do Hemisfério Norte, ou IntCal09 (Reimer et al., 2009), para as amostras de idades superiores a 11000 Cal y BP. Foi esta a alternativa escolhida para a calibração.

4.4.3.2 Modelagem

Resultados de datações de ^{14}C também podem agregar erros locais, dependendo da posição das amostras em sequências estratigráficas, do tipo de material estudado, dentre outros fatores. Softwares de modelagem como o OxCal 4.1 (Bronk Ramsey, 2010), permitem que se agreguem informações prévias (*prior*) para a adequação ou descarte de amostras discrepantes do conjunto de dados. Os modelos bayseanos do OxCal 4.1 baseiam-se no pressuposto da probabilidade de que os dados obtidos tenham sido modificados por uma variedade de informações prévias independentes, como, por exemplo, a sequência cronológica obtida versus a sequência cronológica esperada de datações em uma coluna estratigráfica, dentre outros.

Dentre os tipos de modelos contidos no software OxCal 4.1, aqueles aplicáveis à nossa problemática seriam os modelos de *deposition*, *sequence* e *Phase*, dotados, também, da possibilidade de organização interna dos dados. Outra ferramenta aplicável é o uso de *Modifiers*, empregados para indicar *Offsets* e *Outliers*, que indicam possíveis valores discrepantes da série de dados, e que, apesar disto, são considerados para efeitos de interpolação.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Cronologia de ^{14}C em materiais orgânicos pelo método AMS.

Neste item, são apresentados os dados completos de setenta e cinco ($n=75$) datações absolutas por AMS- ^{14}C : cinquenta e cinco amostras ($n=55$) da bacia hidrográfica do Ribeirão Santana, de que trata este trabalho, e outras vinte ($n=20$) amostras complementares que foram processadas em conjunto na RSES/ANU e foram resultados apresentados na Tese de Doutorado de Rafael Albuquerque Xavier (Xavier, prelo), deste programa de pós-graduação. O pesquisador mapeou superfícies de deposição da bacia hidrográfica do Rio Turvo, ~30km, a sudoeste da bacia do Santana e tributário direto do rio Paraíba do Sul, coletou as amostras de carvão e as enviou para processamento, em conjunto, perante a ANU/RSES. As amostras não constituem resultados da presente tese de doutorado, e são apresentadas neste trabalho apenas porque foram processadas e calibradas na mesma sequência. As calibrações dos dados foram feitas em conjunto, por meio da utilização do software OxCal 4.1 (Bronk Ramsey, 2010). O software também foi utilizado para a modelagem de um evento que possui datações de limite bem demarcadas em oito ($n=8$) sequências estratigráficas no interior de dolinas da bacia hidrográfica do Ribeirão Santana, constituindo informações anteriores suficientes para executar a modelagem.

5.1.1 Calibração

Nós testamos a variação de diferenças entre as amostras calibradas com as curvas SHCal04 (McCormac et al., 2004) e IntCal09 (Reimer et al., 2009), em comparação com as idades de ^{14}C não calibradas. Tomando-se o resultado da média simples das calibrações, agrupamos e reorganizamos todas as amostras em ordem cronológica simples, a fim de permitir a comparação direta com os dados de idades não calibradas de ^{14}C .

Na figura 5.1, é possível vislumbrar a magnitude da diferença. Assim como abordado por Reimer et al. (2009), demonstrou-se um offset da ordem de

~1000 y próximo ao início do Holoceno, e outro da ordem de ~3000 y próximo ao LGM, assim como valores de offset negativos durante alguns períodos recentes, anteriores a ~4000 y BP, havendo, portanto alguma correlação entre eles, embora os nossos dados tenham sido apenas reagrupados para fins de comparação visual entre as diferenças.

Há uma forte correlação entre as amostras calibradas com as curvas de calibração SHCal04 (bola sem preenchimento na figura 5.1) e IntCal09 (quadrado cinza na figura 5.1), até o limite da calibração do SHCal04 (11 k y BP): a média dos offsets de um período próximo ao início do Holoceno foi da ordem de 55 ± 29 y, enquanto que aquele indicado por Reimer et al. (2009) foi da ordem de 56 ± 24 y para o mesmo período.

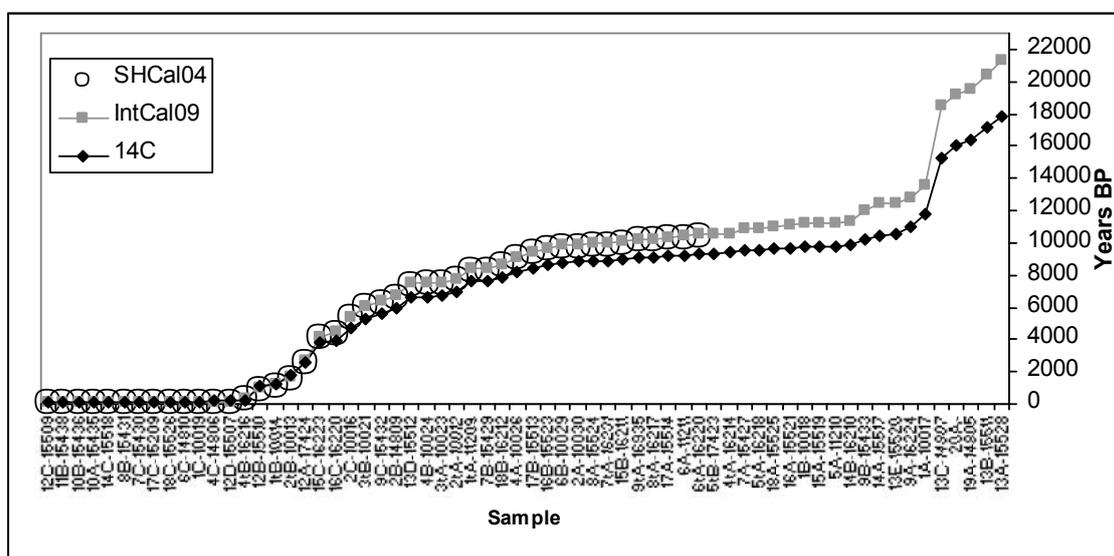


Figura 5.1. Comparação entre as datas de ¹⁴C e calibradas com as curvas IntCal09 e SHCal04, reorganizadas em ordem cronológica simples de idades de ¹⁴C.

Também testamos a correlação entre as idades obtidas por ¹⁴C e aquelas calibradas para cada curva (Figura 5.2). As linhas de tendência demonstram uma estreita correlação entre a variação de idades de cada curva para com as idades de ¹⁴C, com R^2 na ordem de 0,999 para os dados abrangidos pela curva SHCal04, e da ordem de 0,998 para os dados abrangidos pela curva IntCal09. A pequena redução na correlação para os dados calibrados com o IntCal09 deve-se, provavelmente, ao aumento do offset entre o início do Holoceno e o LGM, assim como indicado por Reimer et al. (2009).

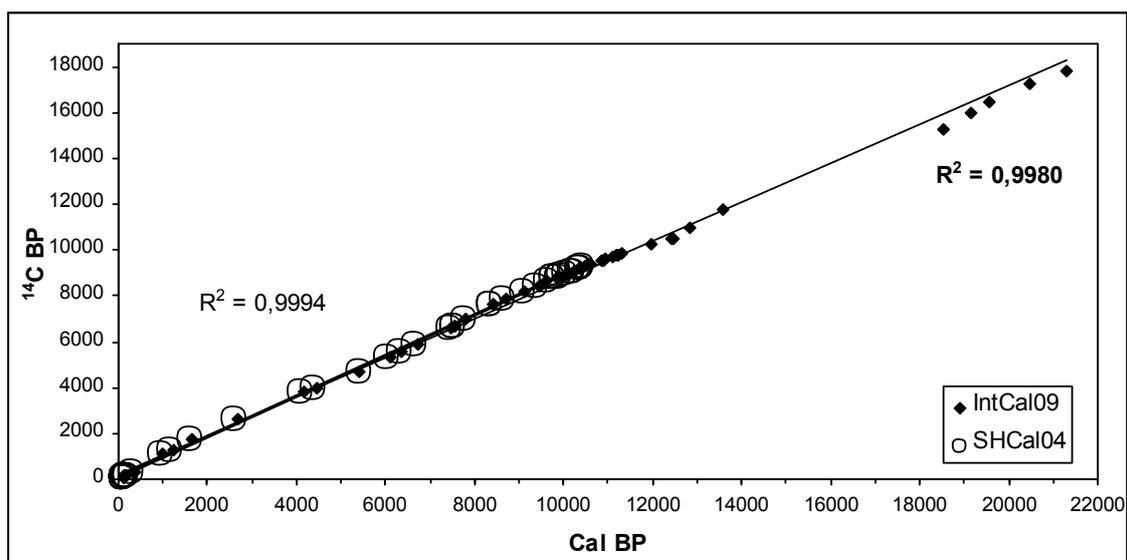


Figura 5.2. Correlação entre os offsets das idades de ^{14}C com as idades calibradas obtidas com as curvas SHCal04 e IntCal09.

Demonstra-se, portanto, que, por maior que seja a diferença entre as duas curvas, esta será negligenciável frente à diferença entre as idades calibradas e as não calibradas (em torno de 0,05% para as amostras próximas ao início do Holoceno). Fica claro, deste modo, que o uso da curva de calibração IntCal09 para os dados da transição Pleistoceno- Holoceno evitou o surgimento de uma diferença entre as idades inferiores e superiores a 11 k Cal BP. Ainda que as variações da diferença entre curvas não sejam contínuas, McCormac et al (2004) indicam a aplicação de uma correção de 41 ± 14 y para calibrar idades por radiocarbono no Hemisfério Sul, com o uso de curvas do hemisfério Norte. Hogg et al (2009) indicam a possibilidade do uso de uma correção de 40 ± 20 y, colocada como *offset* no momento da calibração no software, com base em estudos que compararam sequências de dados calibrados plotados nas respectivas curvas.

Conforme indicado por Hogg et al (2009), e utilizando a ferramenta *Modifiers* no software OxCal 4.1, nós atribuímos um *offset* com *Shift* de 40 y e *Uncertainty* de ± 20 para a calibração de cada amostra com idade superior a 11 k Cal y BP, para a utilização da curva IntCal09. Além disso, seguimos um critério atribuído por Reimer et al (2009) para a identificação de “*outliers*”. A autora estabeleceu um intervalo “pragmático” de três desvios-padrão como critério para a seleção de amostras fidedignas para inclusão na curva de calibração IntCal09, para amostras pré-holocênicas, por não ser ainda totalmente conhecida a variabilidade de “*offsets*” para o período. Aplicamos

aqui o mesmo critério para a utilização da curva de calibração IntCal09 para nossas amostras do Hemisfério Sul que datam do Pré-Holoceno (>11k Cal y PB), utilizando os valores de 3σ ou 99.7%, como pode ser visto na Tabela 5.1a e b, e na figura 5.3.

Para os dados mais recentes em relação a 11k Cal y BP, foram utilizados os resultados obtidos a partir de 2σ (Tabela 5.1a e b), tendo sido eles verificados caso a caso, devido à variação dos patamares na curva de calibração. Um exemplo de plotagem dos dados calibrados no OxCal 4.1 pode ser visualizado na figura 5.3, que representa a amostra 13C-14807. O gráfico da esquerda demonstra a distribuição gaussiana para as idades convencionais de radiocarbono com sua incerteza estatística, a curva de calibração obtida pelo respectivo banco de dados empírico, e o intervalo de calibração obtido, levando-se em conta 1σ , 2σ ou 3σ de probabilidade relativa de distribuição dentro deste intervalo (todos os gráficos de calibração podem ser consultados no apêndice 1). O gráfico da direita demonstra o resultado da aplicação da ferramenta *Modifiers/Offset* na mesma amostra, com o emprego de um *Shift* de 40 com *Uncertainty* de ± 20 (todos os gráficos resultantes do uso do *modifier* podem ser consultados no apêndice 2).

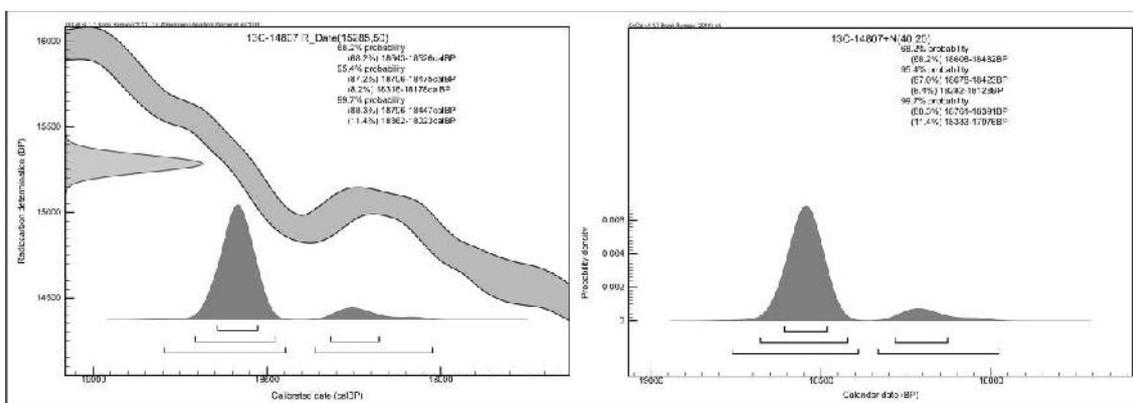


Figura 5.3. Esquerda: exemplo de resultado de calibração no software OxCal 4.1. Direita: exemplo do resultado da aplicação do *Offset* 40 ± 20 por sobre a idade calibrada da mesma amostra.

5.1.2 Modelagem

Também utilizamos o software OxCal 4.1 (Bronk Ramsey, 2010) para a modelagem de uma sequência de dados em colunas situadas no interior de nove dolinas. Como em outros softwares de modelos bayesianos, o OxCal 4.1 identifica a probabilidade de um dado ser modificado por outro a partir da

inclusão de informações prévias, independentes em relação a este dado. Sendo assim, certas informações como, por exemplo, posição estratigráfica, idade histórica, inversões de relevo comprovadas ou dados discrepantes podem ser utilizadas para o aprimoramento da precisão de séries de dados, para a identificação de limites de eventos, e de “*outliers*”, dentre outras funções. Devido ao baixo número de amostras por perfil (~3 amostras/perfil), e também à grande variação de profundidades em cada perfil, os dados não constroem um conjunto factível para a modelagem do tipo *deposition*, sendo indicadas distribuições nulas ou com baixa correspondência quando inseridas nos modelos. Da mesma forma, a grande variação de idades em certas feições, como as de leque em fundo de vale, inviabiliza a construção de um modelo geral de eventos bem demarcados a ser incluído no software. Tais características, comuns a interpretações geomorfológicas, privilegiam o estudo caso-a-caso da série amostral, a fim de identificar padrões gerais de processos com variações locais, nem sempre cronologicamente homogêneas.

Contudo, foi identificado um evento bem demarcado, que permitiu delimitar informações “*prior*” e aplicar o filtro de modelagem *phase* do OxCal 4.1. No interior de nove transectos obtidos em dolinas da bacia do Ribeirão Santana, foi identificada a ocorrência de um nível de turfeira comum a todas elas, provavelmente demarcando o início de um período mais úmido, logo por sobre a rocha (ver os esquemas explicativos completos no tópico de caracterização e volumetria dos depósitos sedimentares). Nos perfis sintetizados na figura 5.4, há datações demarcando o início e o fim de cada camada orgânica, sendo observada uma ordem cronológica clara nas colunas estratigráficas, sem inversões de valores.

As idades obtidas por ^{14}C dos limites das camadas orgânicas destes transectos (figura 5.4) sugerem que as camadas orgânicas soterradas começaram a ser formadas na transição Pleistoceno-Holoceno, em aproximadamente ~10500 ^{14}C y BP. A espessura estratigráfica entre cada dado dentro das colunas (~40cm), a sequência de dados e a grande correlação de idades com as outras colunas permitiram que construíssemos um modelo “*Phase*” no oxCal 4.1.

Um conjunto de 15 datações de ^{14}C foi inserido como um modelo de “*Phase*”, onde não é necessária uma sequência cronológica exata entre todas

as amostras. Porém, cada dupla de dados foi inserida em sequência, seguida de três dados “soltos”, desprovidos de um par dentro do perfil. O software nos indicou que havia um “poor agreement” entre os dois valores extremos, a saber, amostras 4B-10024: 6670 ± 40 ^{14}C y BP e 14A-15517: 10480 ± 40 ^{14}C y 1 BP respectivamente, que reduziam o grau de concordância com os outros dados, comprometendo, assim, a confiabilidade do modelo como um todo. Para o funcionamento do modelo, foi necessário utilizar a curva de calibração IntCal09 para todas as 14 amostras. Utilizamos, portanto, o mesmo Modifier com Shift 40 e Uncertainty ± 20 para as amostras mais recentes do que as 9500 ^{14}C y BP.

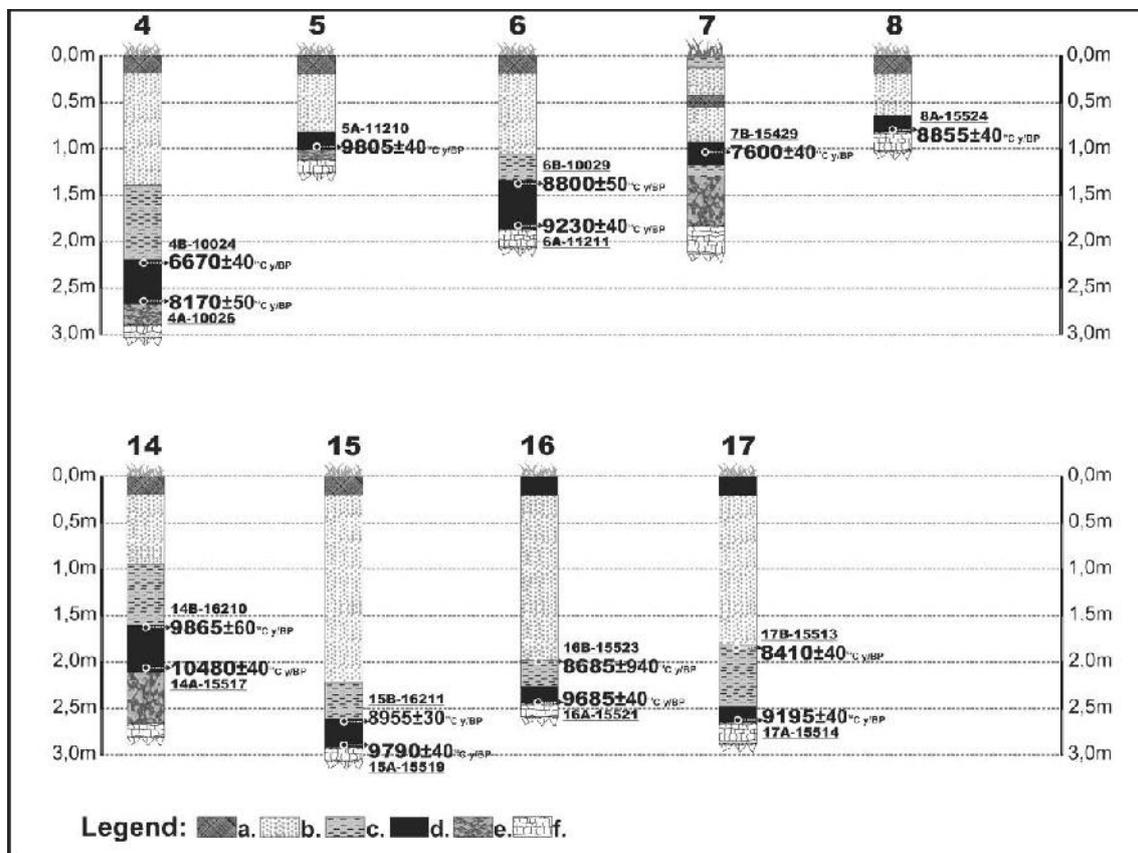


Figura 5.4. Gráfico contendo o conjunto de datações de ^{14}C obtidas em 9 colunas estratigráficas no fundo de dolinas na bacia hidrográfica do Ribeirão Santana (Informações completas de cada perfil contidas no item de caracterização e volumetria dos depósitos sedimentares). As datações estão organizadas por perfil, e mostram todos os valores relativos à camada orgânica. a. Horizonte O; b. depósito sedimentar das encostas; c. Nível hidromórfico; d. Nível de Matéria Orgânica; e. Nível mosqueado; f. Rocha.

Os valores confirmados como discrepantes foram marcados como *Outliers*. Neste caso, eles são parte do transecto e estão em ordem cronológica e estratigráfica, mas não correspondem necessariamente ao mesmo evento. O modelo mostrou-se confiável, havendo um incremento no valor de *Agreement*

model (*Amodel*), que passou de 95,2 para 101,1%. O *Amodel* representa a concordância total entre as modelagens de uma amostra e todo o conjunto, e demonstra a confiabilidade de todo o modelo.

A figura 5.5 mostra os gráficos de saída da modelagem feita no software de calibração OxCal 4.1., com distribuição gaussiana para as idades convencionais de radiocarbono e incerteza estatística, assim como a curva de calibração obtida pelo respectivo banco de dados empírico com invólucro de 2σ , somado à probabilidade relativa de distribuição dentro deste intervalo, e somado ao *offset* de 40 ± 20 . Além disso, identifica-se, no gráfico da esquerda (amostra 14B-16210), um deslocamento gráfico de probabilidades de calibração (cinza escuro), que indica o resultado de um “*Agreement*” elevado (111.0%) em relação à amostra simplesmente calibrada (cinza claro). No gráfico da direita (17B-15503), demonstra-se uma alta concordância (99.9%) entre a calibração e a modelagem, não sendo observado qualquer deslocamento aparente. Ainda neste gráfico, os valores de 3σ são aqueles tomados como válidos, pois a amostra possui uma idade superior a 11000 Cal y BP, como pode ser lido no capítulo de calibração e visto na tabela 5.1a e b. Os gráficos totais relativos à modelagem podem ser consultados no apêndice 3, e os gráficos de modelagem com a aplicação do *offset* de 40 ± 20 no apêndice 4 deste volume.

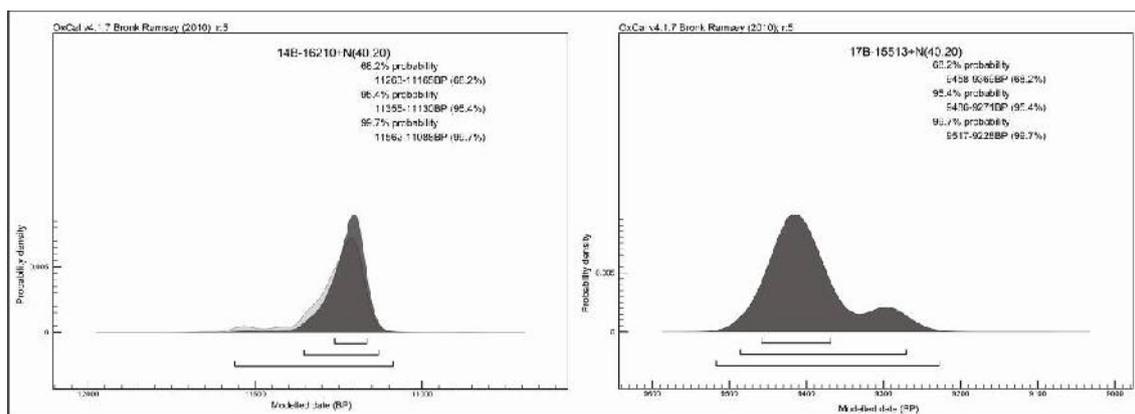


Figura 5.5. Exemplo de plotagem dos dados modelados. Eixo y: densidade da probabilidade dos valores de ^{14}C , com a gaussiana de distribuição dos dados; eixo x: idades modeladas e calibradas em anos de calendário (plotados em BP), com as respectivas probabilidades relativas de distribuição dentro deste intervalo, em concentrações de 68.2% (1σ), 95.4% (2σ) e 99.7% (3σ);

Na figura 5.6, representa-se a plotagem final do modelo *Phase* aplicado aos dados. Nela, são representadas todas as amostras da maneira como foram incluídas, tendo sido elas inseridas em ordem estratigráfica no

interior das duplas, e cronológica de uma dupla em relação à outra. Além disso, representa-se a plotagem dos limites do evento estudado (*Boundary Start* e *Boundary End*), que são obtidos a partir de interpolação entre os dados, levando-se em conta os dois valores discrepantes tomados como “*outliers*”.

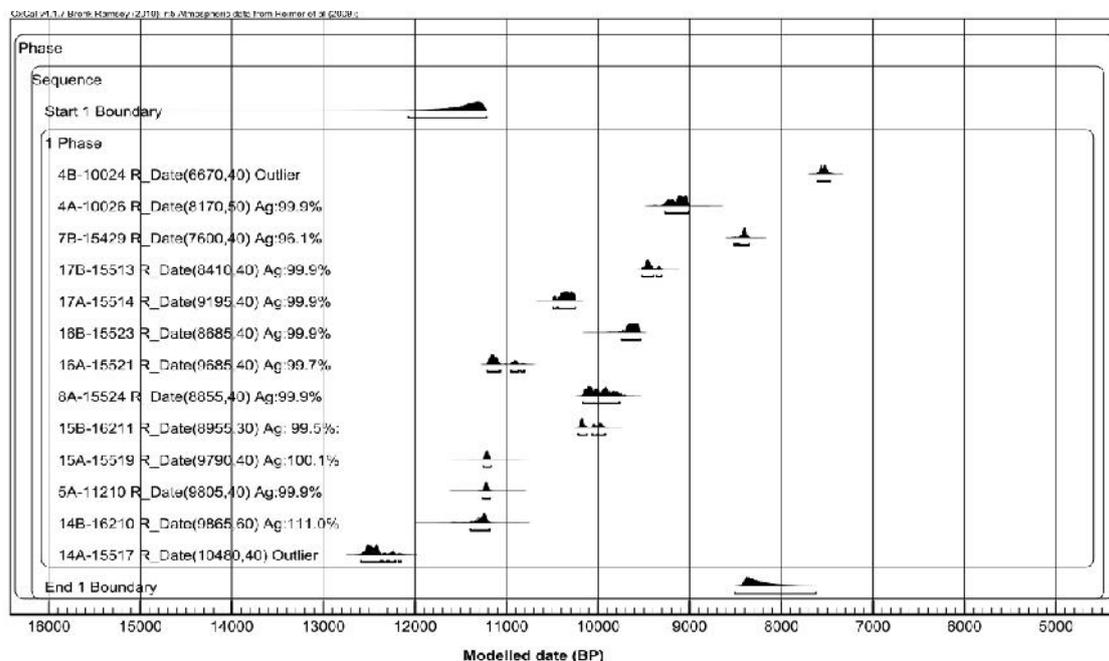


Figura 5.6. Plotagem dos dados modelados em *Phase* única, com amostras sequenciadas. Representação dos limites *Boundary* do evento de interesse e indicação dos *Outliers*. Ag= agreement, para cada amostra. Modelated date (BP)= idades modeladas antes do presente.

Os resultados obtidos a partir da modelagem foram reinseridos no conjunto de dados, sobrepondo-se aos antigos dados apenas calibrados. Os resultados totais com os dados já reinseridos podem ser vistos na tabela 5.1 a e b, onde também são apresentados os dados completos da datação por AMS ^{14}C , incluindo “*id*” da amostra e profundidade no transecto, além do percentual de carbono moderno (pMC), da idade de ^{14}C , da distribuição total das probabilidades das amostras calibradas em 1σ , 2σ e 3σ (com o intervalo escolhido representado em negrito), da média dos valores do resultado escolhido e do desvio-padrão. Também são representados os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$).

Resultados de ¹⁴ C/AMS - Bacia do Ribeirão Santana													
Perfil id	SS/AMS ANU#	Profund. (m)	δ ¹³ C	±	(pMC) %	±	¹⁴ C idade	±	Probabilidade Cal y/Bp			Cal y/BP (μ)	±
									68.2%	95.4%	99.7%		
1C	10019	0,3	-31,6	1	98,03	0,35	160	30	(13.1%)281-250 (34.8%)221-170 (7.6%)152-140 (12.0%)25-5	(16.9%)286-244 (47.6%)231-125 (12.8%)119-67 (10.1%)37-3	(80.8%)295-56 (80.8%)46.4	178	27
1B	10016	1,6	-18,5	2	29,70	0,18	9750	50	(68.2%)11196-11109	(93.5%)11233-11037 (1.9%)10883-10851	(94.8%)11275-10993 (4.9%)10943-10745	11134	71
1A	10017	2	-17,9	2	23,19	0,15	11740	50	(68.2%)13639-13445	(95.4%)13717-13378	(99.7%)13783-13322	13553	115
2C	10016	0,3	-21,9	2	55,77	0,24	4690	30	(15.2%)5468-5446 (53.0%)5409-5326	(10.7%)5577-5540 (21.8%)5475-5434 (62.8%)5424-5320	(12.8%)5581-5509 (86.9%)5486-5315	5372	26
2B	14805	1,3	-30,3	1,6	47,905	0,40	5910	80	(9.1%)6043-6014 (59.1%)6803-6642	(95.4%)6943-6533	(0.2%)7154-7117 (99.5%)7025-6437	6738	103
2A	10030	1,9	-21,1	2	33,32	0,19	8830	50	(14.7%)10120-10064 (1.4%)10035-10029 (2.3%)10005-9994 (49.8%)9933-9744	(33.8%)10157-9981 (61.6%)9971-9698	(99.7%)10185-9604	9835	68
3C	10020	0,5	-23,3	2	103,53	0,30	MODERNO						
3D	16230	1	-30,1	0,1	102,419	0,21	MODERNO						
4C	14806	0,2	-26,5	0,6	97,81	0,23	180	30	(12.5%)264-267 (35.3%)215-167 (5.7%)154-145 (14.7%)20-1	(19.5%)299-254 (52.3%)225-136 (1.1%)115-105 (3.2%)100-73 (19.3%)34-4	(20.5%)204-240 (59.3%)234-59 (19.8%)42-5	181	22
4B	10024	2,3	-24,7	2	43,58	0,23	6670	40	(27.6%)7580-7554 (40.6%)7545-7500	(95.4%)7609-7470	(0.6%)7556-7632 (99.1%)7625-7434	7540	35
4A	10026	2,7	-22,5	3	36,145	0,22	8170	50	(11.3%)9181-9145 (56.9%)9112-8983	(35.4%)9240-8959	(99.7%)9367-8926	9147	110
5B	10027	0,2	-31,5	2	452	1	MODERNO						
5A	11210	0,9	-27,2	0	29,502	0,12	9805	40	(68.2%)11209-11153	(95.4%)11240-11122	(99.7%)11295-11081	11188	54
6C	14810	0,2	-21,0	0,9	98,054	0,25	160	30	(13.1%)281-260 (34.8%)221-170 (7.6%)152-140 (12.8%)25-5	(16.9%)286-244 (47.6%)231-125 (12.8%)119-67 (18.1%)37-3	(80.8%)295-55 (18.9%)46-4	178	27
6B	10029	1,7	-23,9	2	33,43	0,19	8800	50	(68.2%)9884-9651	(95.4%)10108-9601	(99.7%)10143-9515	9829	157
6A	11211	2	-27,2	0	31,009	0,13	9230	40	(0.2%)10431-10264	(95.4%)10405-10214	(99.7%)10542-10183	10363	90
7C	15430	0,5	-25,0	2	98,365	0,22	130	25	(11.5%)268-245 (8.9%)230-214 (7.9%)146-132 (28.2%)118-70 (11.6%)35-15	(34.7%)273-175 (1.0%)118-113 (44.6%)151-57 (15.1%)44-10	(38.3%)283-168 (61.4%)154-3	224	25
7D	15429	1,1	-28,6	2	38,839	0,13	7600	40	(68.2%)8400-8330	(95.4%)8475-8300	(99.7%)8526-8271	8399	64
7A	15427	1,5	-29,4	2	30,572	0,12	9520	40	(32.8%)11027-10920 (35.4%)10769-10667	(41.7%)11053-10893 (53.7%)10853-10632	(99.7%)11083-10551	10817	133
8B	15431	0,2	-27,9	2	98,604	0,22	110	25	(10.5%)257-240 (5.1%)233-224 (46.5%)137-60 (5.0%)41-33	(27.5%)268-214 (67.9%)146-16	(31.0%)275-172 (68.7%)153-8	241	14
8A	15524	0,7	-24,7	2	33,204	0,11	8855	40	(46.9%)10103-9935 (21.3%)9929-9845	(95.4%)10131-9716	(99.7%)10162-9644	9903	130
9C	15432	0,4	-30,2	2	49,959	0,15	5575	40	(30.9%)6397-6363 (37.3%)6355-6315	(3.0%)6437-6471 (92.4%)6414-6293	(99.7%)6483-6282	6354	30
9B	15433	0,9	-30,2	2	27,918	0,11	10250	45	(67.7%)12056-11914 (10.5%)11838-11796	(95.4%)12111-11732	(99.7%)12348-11684	12016	166
9A	16224	1,3	-33,0	0,2	25,543	0,11	10965	35	(60.2%)12055-12050	(0.4%)13000-12991 (95.0%)12952-12607	(99.7%)13058-12578	12818	120
10C	15437	0,2	-31,0	2	100,105	0,22	MODERNO						
10B	15436	3	-28,7	2	98,895	0,22	90	25	(22.0%)253-225 (15.6%)136-115 (30.5%)73-34	(25.8%)260-221 (69.6%)141-25	(28.3%)270-186 (71.4%)150-11	241	10
10A	15435	6,9	27,7	2	98,741	0,22	100	25	(22.0%)255-224 (16.7%)137-113 (5.6%)107-93 (15.3%)62-57 (8.7%)46-33	(26.7%)264-219 (60.7%)142-23	(29.3%)273-185 (0.1%)179-173 (70.3%)152-10	242	11

Tabela 5.1a. Dados totais da cronologia das amostras da bacia do ribeirão Santana, incluindo identificação, profundidade no perfil, razão ¹³C/¹²C, percentual de carbono moderno, idade de ¹⁴C, intervalos de probabilidade de calibração de cada amostra em 1σ, 2σ e 3σ (intervalo assumido em negrito) e média simples para utilização das idades como normais.

Resultados de ¹⁴ C/AMS - Bacia do Ribeirão Santana													
Perfil	SSAMS	Profund.	$\delta^{13}C$	\pm	(pMC)	\pm	¹⁴ C idade	\pm	Probabilidade Cal y/Dp			Cal y/Dp	\pm
Id	ANU#	(m)			%				68.2%	95.4%	99.7%	(y)	
11C	15506	0,2	-28,6	2	111,647	0,21	MODERNO						
11B	16438	1,8	27	2	99,037	0,22	80	25	(19,6%)261-229 (13,4%)133-117 (35,2%)71-35	(25,4%)259-221 (70,0%)140-30	(27,1%)259-213 (72,0%)147-14	240	10
11A	16225	5	-35,5	0,4	102,636	0,25	MODERNO						
12C	15509	0,2	-31,6	2	99,076	0,22	75	25	(17,3%)261-230 (12,7%)132-117 (30,2%)70-35	(24,6%)257-222 (70,8%)139-31	(26,5%)259-214 (73,2%)146-17	240	9
12B	15510	0,6	-27,8	2	87,363	0,24	1085	35	(22,3%)1053-1029 (45,9%)1008-933	(95,4%)1058-933	(0,1%)1165-1161 (99,6%)1141-921	996	31
13E	15520	0,5	-27,4	2	25,076	0,1	10525	45	(68,2%)12511-12386	(95,0%)12587-12328 (0,4%)12209-12197	(99,7%)12618-12104	12361	129
13D	15512	1,4	-27,5	2	44,103	0,13	6575	40	(68,2%)7501-7433	(14,3%)7555-7532 (81,1%)7521-7425	(99,5%)7580-7416 (0,2%)7353-7336	7473	24
13C	14807	1,6	-23,0	0,6	14,915	0,07	15285	50	(68,2%)18608-18482	(87,0%)18678-18423 (8,4%)18282-18128	(88,3%)18761-18391 (11,4%)18333-17976	18576	93
13B	15511	1,9	-25,7	2	11,727	0,06	17215	40	(68,2%)20461-20231	(13,9%)20917-20668 (81,5%)20524-20128	(99,7%)21005-20072	20584	256
13A	15528	2,6	-27,0	2	10,861	0,06	17835	55	(68,2%)21419-21192	(95,4%)21505-20983	(99,0%)21554-20735 (0,7%)20657-20521	21145	205
14C	15518	0,2	31,0	2	99,749	0,21	100	30	(20,5%)266-224 (22,7%)137-97 (16,5%)83-56 (18,5%)46-33	(27,2%)268-214 (68,2%)146-15	(30,8%)278-172 (68,9%)153-8	241	14
14B	16210	1,5	-19,6	2,3	29,277	0,23	9865	60	(68,2%)11262-11155	(95,4%)11354-11130	(99,7%)11564-11091	11328	118
14A	15517	2	31,1	2	27,128	0,11	10480	40	(68,2%)12505-12362	(95,4%)12551-12157	(99,7%)12585-12067	12326	130
15C	16223	0,5	-31,3	0,2	62,317	0,10	3000	30	(68,2%)4236-4149	(95,4%)4290-4087	(0,0%)4409-4306 (90,1%)4359-4070 (0,8%)4036-3998	4189	51
15B	16211	2,4	-29,9	0,2	32,796	0,12	8955	30	(47,8%)10175-10092 (20,4%)9963-9903	(54,7%)10190-10070 (40,7%)10040-9878	(99,7%)10211-9853	10032	90
15A	15519	3	-30,6	2	20,551	0,11	9790	40	(68,2%)11205-11145	(95,4%)11232-11115	(99,7%)11277-11057	11167	55
16C	16220	0,5	-29,8	0,6	80,933	0,19	3980	30	(37,3%)4514-4457 (30,9%)4445-4418	(95,0%)4527-4406 (0,4%)4365-4360	(0,4%)4505-4541 (99,3%)4536-4293	4467	30
16B	15523	2	-31,4	2	33,928	0,11	8685	40	(68,2%)9537-9521	(95,4%)9718-9483	(99,7%)9855-9465	9660	98
16A	15521	2,4	-30,2	2	29,667	0,1	9685	40	(68,2%)11165-11014	(74,8%)11191-11015 (20,6%)10025-10778	(99,7%)11208-10732	10970	119
17C	15209	0,3	-25,0	0,1	99,3	0,2	135	25	(9,7%)270-251 (16,2%)229-187 (1,7%)149-133 (22,9%)117-71 (11,8%)35-12	(39,0%)275-172 (41,0%)152-59 (15,4%)42-9	(41,2%)204-167 (58,5%)155-0	224	26
17D	15513	2,3	-25,6	2	35,106	0,12	8410	40	(68,2%)9459-9369	(95,4%)9485-9269	(99,7%)9517-5227	9372	73
17A	15514	2,6	-26,5	2	31,84	0,11	9195	40	(68,2%)10369-10226	(95,4%)10455-10198	(99,7%)10505-10166	10336	85
18C	15526	0,2	-25,9	2	99,107	0,21	155	35	(13,4%)281-257 (31,1%)223-170 (8,2%)152-138 (14,9%)122-5	(16,7%)285-240 (31,5%)234-165 (20,6%)157-50 (17,4%)42-2	(99,7%)295-4	200	18
18B	16212	0,7	-29,1	0,3	37,464	0,13	7885	30	(68,2%)8717-8605	(0,2%)8946-8944 (0,8%)8933-8922 (2,4%)8860-8834 (92,0%)8778-8582	(3,8%)8979-8879 (3,0%)8871-8826 (92,9%)8813-8684	8685	47
10A	15525	1,1	-31,4	2	30,203	0,11	9600	40	(10,4%)11061-11010 (4,9%)10961-10959 (52,9%)10942-10752	(95,4%)11107-10717	(99,7%)11156-10669	10913	122
19A	14805	0,7	-24,9	0,9	12,931	0,07	16430	50	(3,0%)19722-19707 (65,2%)19542-19390	(23,1%)19811-19645 (72,3%)19672-19364	(0,2%)19974-19920 (99,5%)19899-19330	19615	142
20A	15527	2,5	-29,5	2	13,618	0,07	16015	50	(32,0%)19340-19184 (36,2%)19117-18943	(95,4%)19373-18873	(99,7%)19409-18802	19106	152
Start 1 Bound.									(68,2%)11466-11201	(95,4%)11900-11171	(99,7%)12616-...	12063	457
End 1 Bound.									(68,2%)8389-8124	(95,2%)8475-7730	(99,7%)...-6967	8023	212
									(0,2%)7715-7707				

Tabela 5.1a (continuação). Dados totais da cronologia das amostras da bacia do ribeirão Santana, incluindo identificação, profundidade no perfil, razão ¹³C/¹²C, percentual de carbono moderno, idade de ¹⁴C, intervalos de probabilidade de calibração de cada amostra em 1σ, 2σ e 3σ (intervalo assumido em negrito) e média simples para utilização das idades como normais.

Resultados de ¹⁴ C/AMS - Bacia do Turvo													
Perfil id	SSAMS ANU#	Profund. (m)	δ ¹³ C	±	(pMC) %	±	¹⁴ C idade	±	Probabilidade Cal y/Bp			Cal y/BP (p)	±
									68.2%	95.4%	99.7%		
1tD	10014	0,4	-22,1	2	05,133	0,32	1290	30	(42.0%)1277-1235 (25.4%)1205-1183	(95.4%)1200-1175	(99.7%)1300-1001	1231,5	20
1tA	11209	4,5	-19,5	1	38,85	0,25	7595	50	(68.2%)8429-8352	(0.6%)8537-8531 (3.8%)8520-8490 (91.0%)8483-8327	(98.5%)8550-8287 (1.2%)8254-8204	8405	39
2tB	10013	1,2	-20,0	2	00,412	0,32	1750	30	(17.0%)1700-1605 (50.4%)1573-1615	(95.4%)1734-1551	(99.7%)1014-1547	1548	43
2tA	10017	1,45	-16,4	2	42,051	0,2	6960	40	(68.2%)7841-7732	(6.0%)7924-7900 (89.4%)7866-7690	(99.7%)7934-7575	7778	44
3tB	10021	0,95	29,7	1	51,524	0,25	5310	40	(16.2%)6180-6144 (13.5%)6125-6095 (38.5%)6085-6003	(93.4%)6207-5988 (2.0%)5965-5940	(2.2%)6275-6235 (67.5%)6219-5932	6098	55
3tA	10023	1,1	-17,6	3	43,451	0,25	6690	50	(39.5%)7507-7555 (28.7%)7515-7509	(95.4%)7657-7475	(99.7%)7672-7435	7566	46
4tB	16216	0,2	34,0	0,1	96,596	0,21	280	25	(35.5%)425-393 (32.7%)310-255	(52.7%)435-353 (41.7%)334-285 (0.9%)165-155	(98.0%)464-291 (1.7%)170-151	394	21
4tA	16214		-26,6	0,1	31,139	0,11	9370	30	(68.2%)10617-10512	(95.4%)10655-10452	(99.7%)10702-10400	10559	48
5tB	17423	8	16,2	0,6	31,193	0,25	9360	75	(68.2%)10657-10447	(95.4%)10729-10251	(1.9%)11047-10896 (57.0%)10030-10197	10490	120
5tA	16210	9,5	-27,5	0,3	30,433	0,13	9555	40	(37.5%)11020-10911 (30.7%)10823-10717	(95.4%)11050-10579	(99.7%)11121-10631	10076	123
6tB	16219	0,9	-26,9	0,2	99,879	0,27	MODERNO						
6tA	16220	5	-26,4	0,3	31,396	0,15	9305	40	(64.7%)10547-10495 (13.5%)10450-10433	(3.0%)10652-10622 (90.8%)10602-10379 (1.6%)10320-10301	(99.7%)10677-10280	10491	56
7tA	16231	Base	-21,6	0,5	33,131	0,15	8875	40	(32.8%)10151-10055 (19.4%)10043-9987 (15.9%)9950-9912	(88.5%)10177-9886 (1.1%)9877-9865 (5.9%)9849-9784	(99.5%)10194-9732 (0.2%)9720-9705	10032	73
8tC	16229	Top	-26,5	0,1	99,76	0,21	MODERNO						
8tB	17424	1,5	-17,7	1,4	72,408	0,49	2595	65	(44.0%)2702-2090 (8.2%)2637-2615 (13.9%)2591-2611 (2.1%)2526-2517	(95.4%)2050-2470	(99.7%)2001-2357	2560	95
8tA	16217	Base	-25,2	0,1	32,238	0,11	9095	35	(68.2%)10260-10220	(2.0%)10372-10355 (0.6%)10338-10331 (92.0%)10297-10193	(99.7%)10405-10183	10245	26
9tB	16226	Top	-12,2	0,2	99,048	0,25	MODERNO						
9tA	16935	Base	-37,4	0,4	32,320	0,14	9070	50	(60.2%)10251-10196	(5.6%)10302-10317 (89.8%)10300-10170	(0.2%)10405-10461 (96.7%)10435-10130 (0.2%)10062-10039 (0.7%)9992-9932	10235	33
10tB	16233	Plain	-26,7	0,1	99,825	0,2	MODERNO						
10tA	16232	Plain	-26,0	0,1	99,796	0,25	MODERNO						

Tabela 5.1b. Dados totais da cronologia das amostras da bacia do rio Turvo, incluindo identificação, profundidade no perfil, razão ¹³C/¹²C, percentual de carbono moderno, idade de ¹⁴C, intervalos de probabilidade de calibração de cada amostra em 1σ, 2σ e 3σ (intervalo assumido em negrito) e média simples para utilização das idades como normais.

A figura 5.6 sugere uma concentração das idades calibradas entre ~8000 e ~12000 y BP, e demonstra a fixação dos limites interpolados (*boundary*), cujas datas (tabela 5.11a) localizam-se entre os outliers e as amostras consideradas no modelo. Na figura 5.7, a duração em anos (Cal yrs BP) das turfeiras em cada perfil é colocada lado a lado, a fim de identificar um evento geral para a região. Os limites inferior e superior do evento correspondem àqueles gerados pelo modelo “Phase” no OxCal 4.1 (linha achurada na figura 5.7). Desta maneira, definiu-se o limite inicial do evento de formação da camada orgânica em 12063 ±457 Cal yrs BP, e o limite final da interrupção por soterramento em 8023±212 Cal yrs BP.

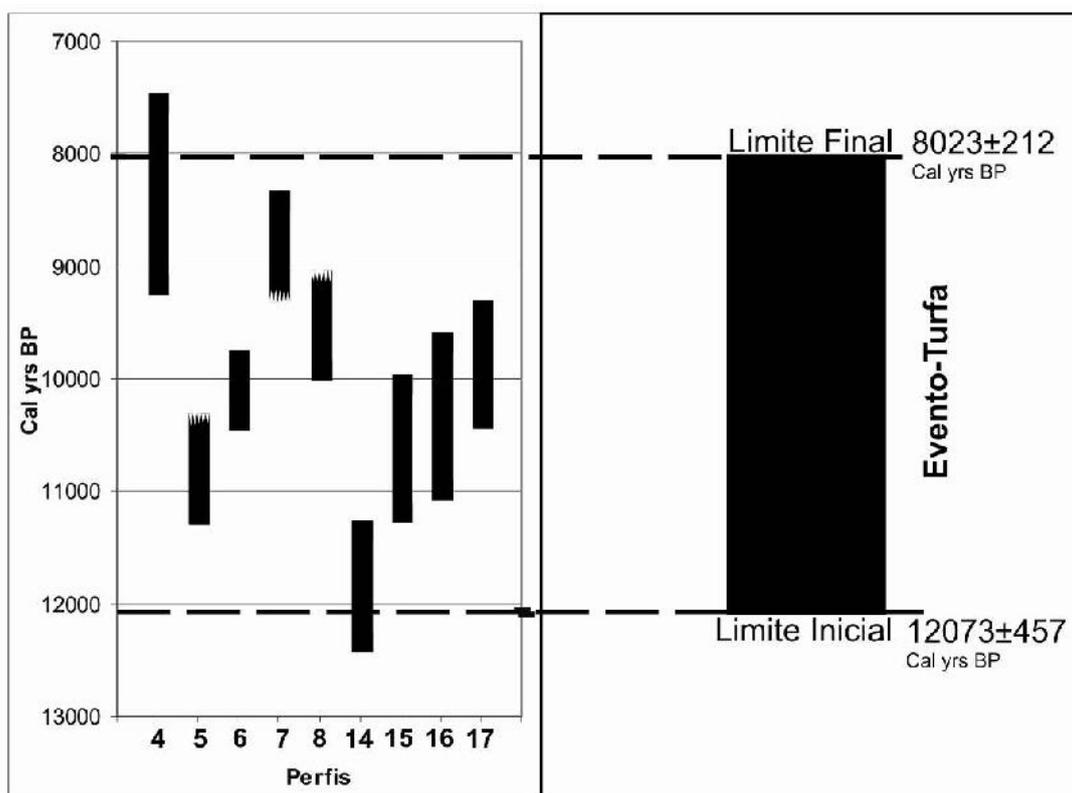


Figura 5.7. Duração, em idade calibrada, das turfeiras de cada coluna, cuja numeração segue a dos perfis encontrados na tabela 5.1 e descritos no tópico de caracterização e volumetria dos depósitos sedimentares. Os limites com descontinuidade são inferidos pela média dos outros intervalos (mas não considerados na modelagem); as linhas hachuradas de intersecção representam os limites atribuídos pelo modelo Phase do OxCal 4.1., que demarcam o início e o fim do evento Turfeira.

Todos os dados referentes à bacia do Ribeirão Santana serão explorados no tópico caracterização e volumetria dos depósitos sedimentares. Aqui, apenas apresentaremos a relação entre os isótopos da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$) e os dados das idades de ^{14}C , para verificar se é possível identificar algum controle entre a existência de plantas do tipo C3 e C4 em relação à idade ou ao ambiente sedimentar.

Na figura 5.8, mostra-se um gráfico de dispersão demonstrando a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ versus a idade calibrada do total de amostras (bacia do Santana + bacia do Turvo). Primeiramente, é possível perceber uma concentração do total de amostra na transição Pleistoceno-Holoceno ($n=32$), entre ~12000 Cal y BP a ~8000 Cal y BP. Outros dois conjuntos são definidos entre 21000 Cal y BP a 18000 Cal y BP ($n=5$) relativo ao LGM, e entre 0 e 200 Cal y BP ($n=23$), relativo à colonização histórica europeia na região. Outras 15 amostras não demonstraram apresentar padrão de concentração.

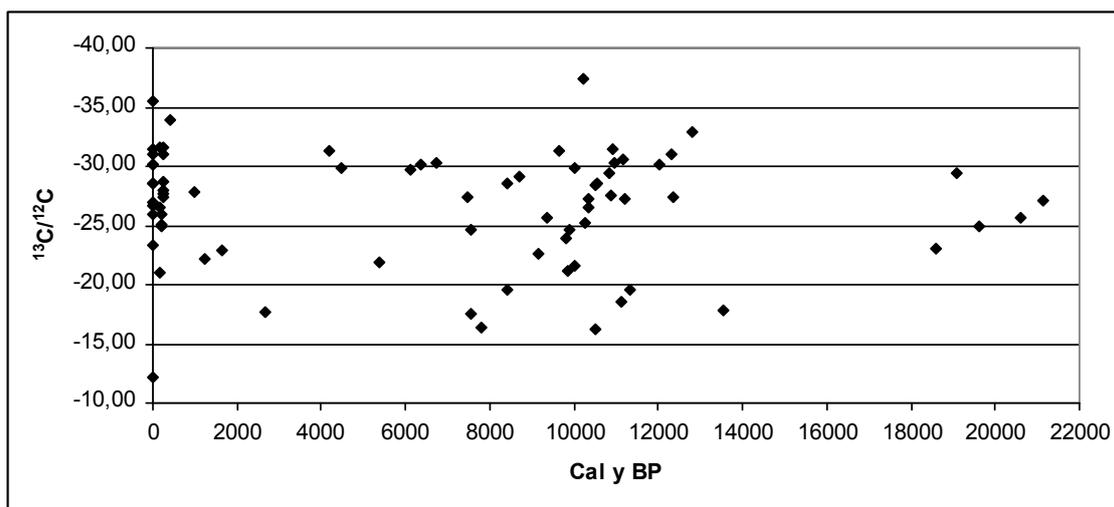


Figura 5.8. Gráfico demonstrando a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$) versus a idade calibrada das amostras (Cal y BP).

Quanto aos valores de $\delta^{13}\text{C}$, vemos na figura 5.8 que, do total de 75 amostras, 63 apresentam valores entre -32‰ a -22‰, ou seja, estariam no intervalo de valores relativos às plantas do tipo C3, compostas principalmente por espécies arbóreas (segundo Boutton,1991 e O’Leary,1988). Apenas 3 amostras apresentam valores menores que -17‰, característicos de plantas do tipo C4, que representam espécies compostas principalmente por gramíneas, e típicas de ambientes que recebem altos níveis de insolação. Outras 10 amostras apresentam valores entre os dois intervalos de segurança, podendo representar amostras do tipo C3 com valores empobrecidos. Nenhum controle foi observado entre espécies C3 e C4 versus o tempo, sendo estes tipos bem distribuídos. A única observação que poderia ser feita diz respeito à inexistência de amostras com valores do tipo C4 em idades relativas ao LGM, provavelmente devido à diminuição da insolação neste período.

5.2 Controles litológico e geomorfológico para feições cársticas e de encosta.

São apresentados os resultados da localização de feições cársticas e de encosta, sobrepostos por sobre as classes de litologia e compartimentalização de relevo. As formas e classes podem ser observadas na figura 5.9, assim como a localização das figuras que ilustram cada forma estudada no texto que segue.

5.2.1 Feições cársticas

5.2.1.1 Cavernas

Em visitas sistemáticas de campo, foram mapeadas 32 cavernas na área de estudos (56km² – Figura 5.9), havendo outras 10 conhecidas em áreas próximas, ainda dentro da bacia hidrográfica, ou em seus divisores. Nota-se que a dimensão das cavernas varia de 5 a 100 metros de profundidade horizontal ou vertical, havendo salões de até 10 metros de altura. As cavernas apresentam-se sempre em sistemas cársticos, estando associadas a cânion, dolinas de abatimento, chaminés (clarabóias), dutos, karrens e demais formas cársticas. A topografia interna das cavernas não é objeto de estudos deste trabalho, e não há estudos espeleológicos relevantes que possam ser citados sobre esta área, embora o relato sobre algumas explorações detalhadas em seu interior possa ser consultado em Uagoda (2006). Porém, em Conceição de Ibitipoca, área 30 km ao norte e com a mesma litologia, Silva (2004) considera que a formação das cavidades é explicada pelo deslocamento de níveis quartzito puro (Q), intercalados por níveis mais ricos em mica e feldspatos (Qi). O aparecimento de microespeleotemas estaria relacionado à deposição destes materiais solubilizados, que, durante este processo, podem ser enriquecidos em óxidos, tornando-se mais avermelhados, como os que são encontrados na área de estudo (assim como pode ser visto na figura 5.11c). O autor comprova o paralelismo entre as cavernas e os principais set's de fraturas da região (assim como pode ser visto na figura 5.10).

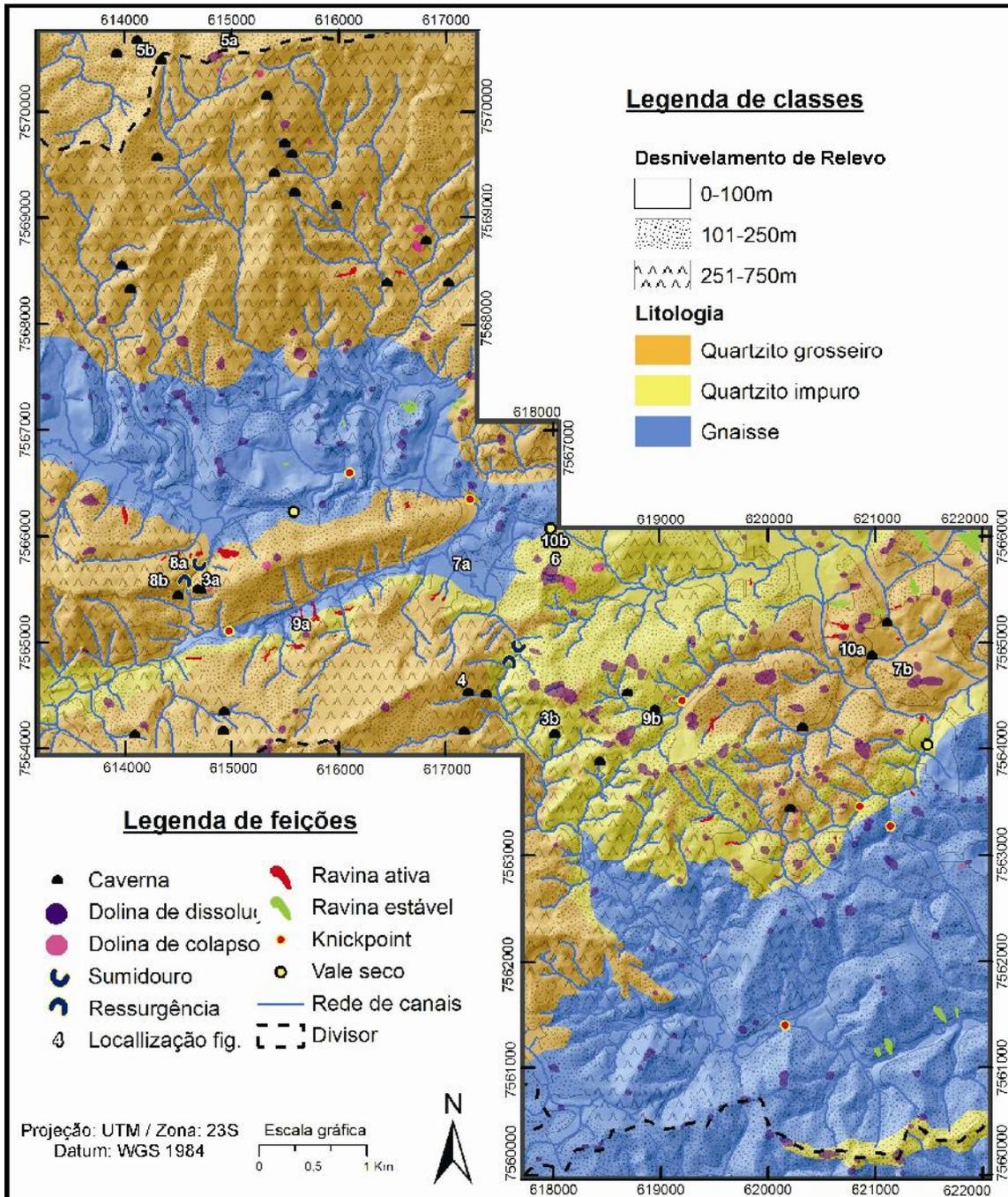


Figura 5.9. Mapa 1:10.000 da área de estudos mostrando classes de relevo e litologia, superpostos por feições mapeadas, incluindo a localização das figuras demonstradas neste tópico.

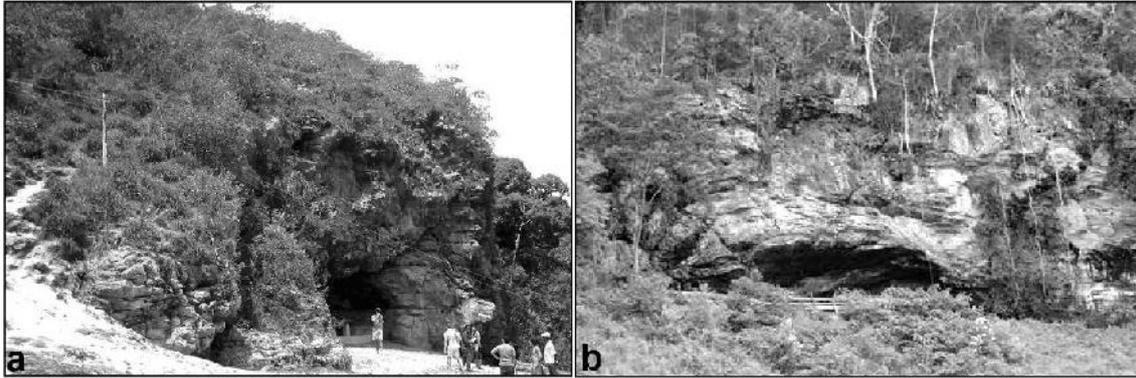


Figura 5.10: a) Entrada de caverna em quartzito grosseiro (Q), mostrando controle por foliação sub-horizontal e fraturas subverticais bem definidas (localização UTM: 7565536S, 614669W, 975 acima do nível do mar-anm); b. Entrada de caverna em quartzito impuro (Qi), mostrando o mesmo controle contido em uma aparente dobra anticlinal (UTM: 7564157S, 617997W, 975m/anm).

Na maioria dos casos, é possível observar um acentuado controle estrutural das cavernas, como é visto na figura 5.10a, em uma entrada de caverna localizada em área escarpada, onde o fraturamento é evidente. Avelar et.al.(prelo) e Ferro (2010), em medidas realizadas em 63 pontos em cavernas e outros afloramentos, identificam dois dos principais sets de fraturas subverticais em famílias NW-W e SE-E, alinhadas ao eixo principal da bacia e foliação sub-horizontal, com a predominância de caimento para NW e SE, caracterizando uma dobra regional, posteriormente dobrada para mergulhos ao NE a SW. Estes dados reforçam a argumentação de que as cavernas seriam geradas pela percolação da água em fraturas subverticais e pela exfiltração da água em foliações sub-horizontais, com a movimentação de material solubilizado e o carreamento de grânulos com o aumento dos dutos.

Na figura 5.11, é possível observar: a) o acentuado controle estrutural da entrada de caverna, com fraturas subverticais penetrantes, cortando a foliação e blocos movimentados; b) a acentuada foliação sub-horizontal, com diferenciação mineral nos bandamentos, havendo níveis mais micáceos e outros mais silicosos, o que controla a formação de colunas por corrosão, como é visto na figura; e c) a deposição de material solubilizado enriquecido em óxidos (cor originalmente avermelhada), em duto interno com exfiltração de água.

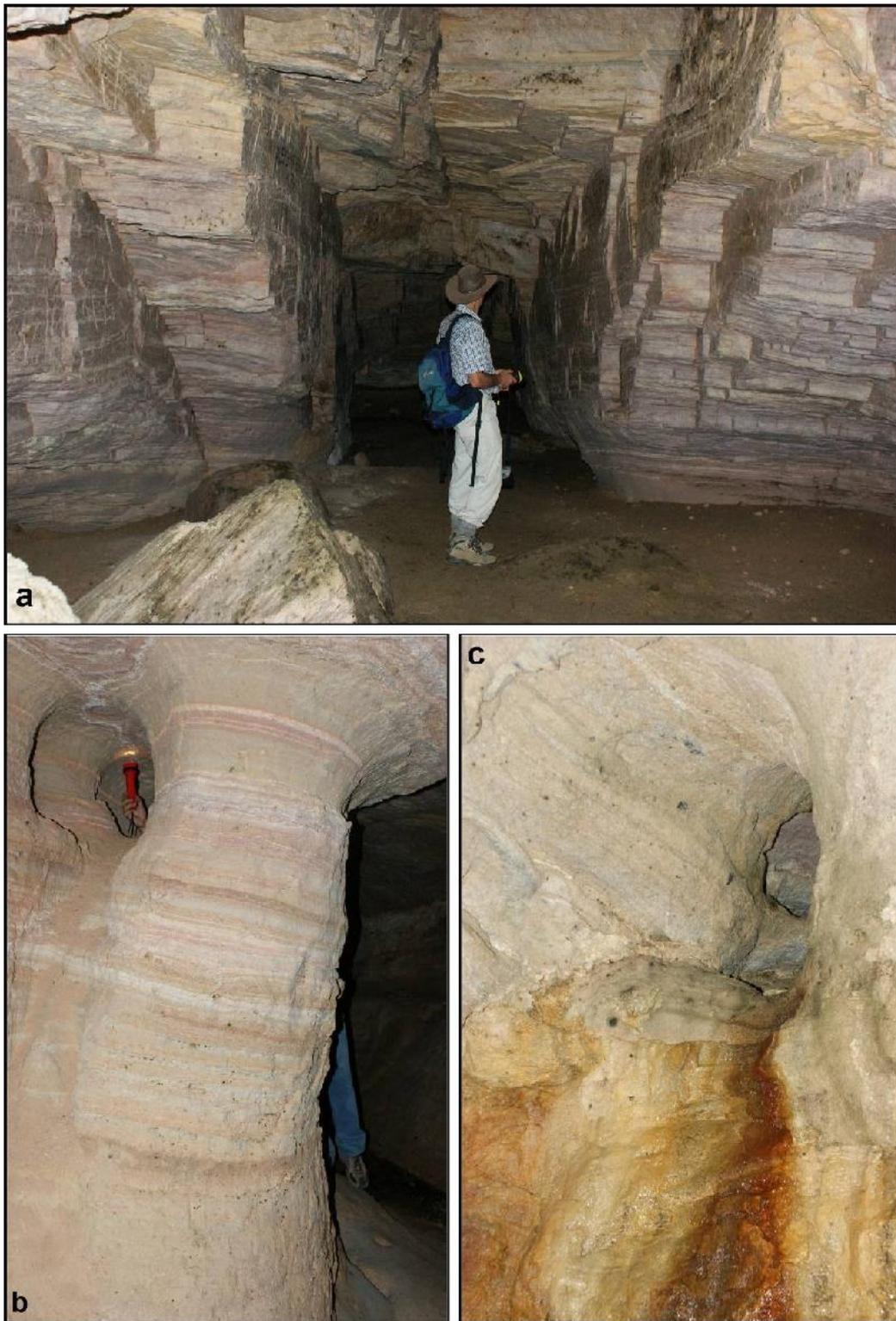


Figura 5.11: a. Controle estrutural em entrada de caverna com bloco caído no piso; b. coluna em quartzito impuro, com foliação bem demarcada; c. Deposição de óxidos pela percolação de água em duto (UTM: 7564524S, 6172169W, 1005m/anm).

5.2.1.2 Karrens e macroformas



Figura 5.12: a. Zona de karren em uma área de recarga, mostrando sulcos arredondados em afloramento de quartzito grosseiro (Q), sem solo, com um homem de ~1,5m como escala (UTM: 7570562W, 614965W, 1550m/anm); b. Um túnel ou ponte de seis metros de altura em quartzito grosseiro (Q), com o mesmo homem como escala, indicado por uma seta branca (UTM: 7570512S, 614220W, 1430m/anm).

As zonas de karrens verticais ou horizontais, dutos, janelas e outras microformas cársticas estão presentes em incontáveis casos, relacionados à ocorrência de macroformas, como, por exemplo, dolinas de abatimento, cânion ou cavernas. Estas áreas correspondem regiões de divisores de drenagem, sempre em quartzitos grosseiros (Q) ou impuros (Qi), onde também são encontradas formas como, por exemplo, pontes e outras feições de colapso. Na figura 5.12a, é possível identificar uma área de Karren em superfície, enquanto que, na figura 5.12b, observa-se uma ponte cárstica, que representa um grande duto sob a rocha, provavelmente gerado pela concentração de fluxos hídricos, pela retirada posterior de material e pelo colapso.

5.2.1.3 Dolinas

As dolinas são apresentadas sob dois tipos básicos (Figura 5.9): dolinas de abatimento e dolinas de dissolução. As dolinas de abatimento (n=23), geradas por um colapso diretamente sobre a rocha, caracterizam-se por sua profundidade maior que a largura e pela existência de paredes retas, com fundo limpo, estando sempre associadas à ocorrência de cavernas, karrens, janelas e chaminés. Na figura 5.13, pode-se observar uma dolina de

dissolução em um topo de colina representada pela linha preta, e uma forma de abatimento em encosta representada pela linha branca.

As dolinas de dissolução (n=209), caracterizadas por serem coxoidais, são dotadas de uma cobertura pedogenética e possuem a área de contribuição (largura) maior que a profundidade, podendo ser classificadas em dois grupos principais, a saber, aquelas posicionadas em topos de colinas (n=155) e as posicionadas desde a porção média das encostas até o topo (n=54). Um aspecto interessante consiste na presença de crostas lateríticas nos divisores de algumas dolinas de dissolução, e na existência de fragmentos destas crostas em seu interior, o que indica que as dolinas tenham se desenvolvido após a formação das crostas.



Figura 5.13: A linha preta indica uma dolina de dissolução clássica em um topo de morro de quartzito impuro (Qi), com retenção de um pacote sedimentar profundo. A linha branca indica uma feição de colapso, com arestas bem definidas (UTM: 7565604S, 618603W, 985m/anm).

5.2.1.4 Poliés e humes.

Os possíveis poliés da área de estudo correspondem a grandes alvéolos (swamps) com pouca retenção de sedimentos fluviais, limitados por encostas íngremes ou escarpadas, e drenados por sumidouros. As colinas isoladas em seu interior foram classificadas como formas residuais de complexos cársticos: mogotes ou humes. Na figura 5.14, é possível observar: a) a disposição de alvéolo drenado por sumidouro, sem terraços fluviais, que é inundado em períodos chuvosos (possível polié); e b) um morro isolado no interior de um alvéolo (possível hume).

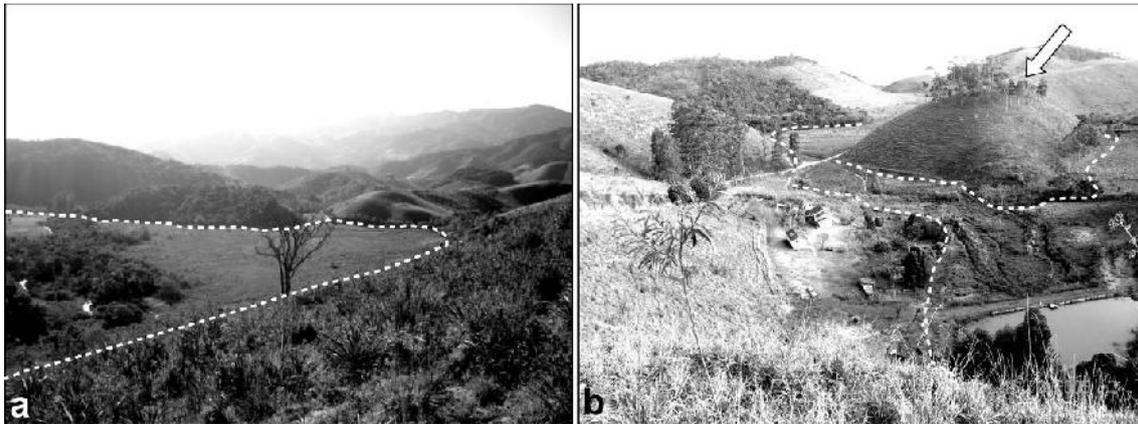


Figura 5.14: a) Uma possível área de polié demarcada pela linha branca, drenada pelo sumidouro. (UTM: 7565662S, 617168W, 840m/anm). B) A seta branca demonstra uma colina residual ou hume isolado em uma área de brejo ou polié, que é demarcada pela linha branca (UTM: 7564752S, 621266W, 770m/anm).

5.2.1.5 Sumidouros e ressurgências

Foram identificados dois sumidouros e ressurgências ativos no curso principal do Ribeirão Santana (figura 5.9), área descrita em detalhe adiante, formações essas que correspondem a capturas rochosas em quartzito puro (Q) onde parte do trajeto fluvial torna-se subterrâneo. Há, em média, 200 metros de distância entre a zona de infiltração e de exfiltração, e um gradiente hidráulico de, aproximadamente, 7 metros. Na figura 5.15a, pode ser observada a vista frontal de um sumidouro em fluxo de cheia, com o vórtice representado pela espuma branca, enquanto que, na figura 5.15b, representa-se a área de ressurgência deste sumidouro.

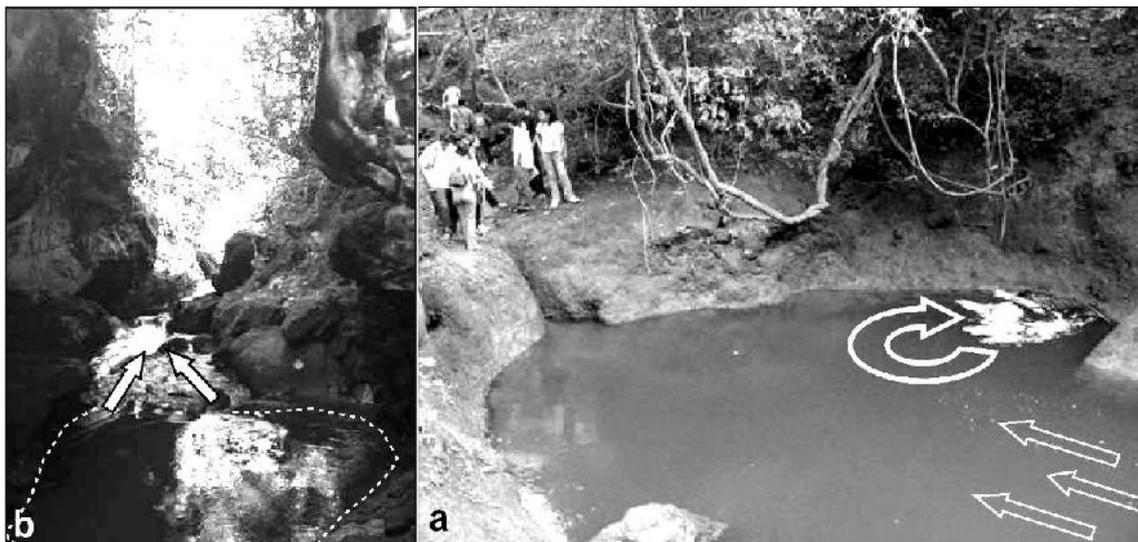


Figura 5.15. a) Setas vazadas mostram a direção de fluxo do ribeirão Santana, drenado diretamente pelo sumidouro, que tem seu vórtice representado pela seta em curva (UTM: 7565673S, 614722W, 900m/anm); b) a área de ressurgência do mesmo rio, ~250m a sul e com ~10m de gradiente. As setas brancas mostram o fluxo em direção ao vale captador (UTM: 7565535S, 614590W, 890m/anm).

5.2.2 Feições erosivas e deposicionais atuais

Na área, foram identificadas ravinas ativas e estabilizadas (figura 5.9), representando feições erosivas distribuídas principalmente em encostas íngremes. Nos fundos de vales adjacentes a estas ravinas são encontrados leques aluviais, que são bem distribuídos em todas as litologias da área de estudos. As ravinas aqui apresentadas diferem daquelas identificadas na bacia do Rio Bananal (Coelho Netto, 2003), por ocorrem em encostas íngremes e quase sempre diretamente sobre saprolitos e depósitos rudáceos de encostas, e não em pacotes deposicionais espessos de fundos de vale, e por não apresentarem indícios de exfiltração. Na figura 5.16, é possível observar: a) Ravina avançando em direção ao divisor topográfico e; b) Leque deposicional adjacente à ravina em encosta. Os sedimentos grosseiros transportados das encostas depositam-se como leques aluviais espalhados por sobre as áreas brejosas. Eventualmente, estes sedimentos são integrados à área brejosa, sendo novamente cobertos pelos leques. Estas feições se sobrepõem umas as outras durante o tempo, aspecto este que será abordado no tópico de caracterização e volumetria dos depósitos sedimentares.

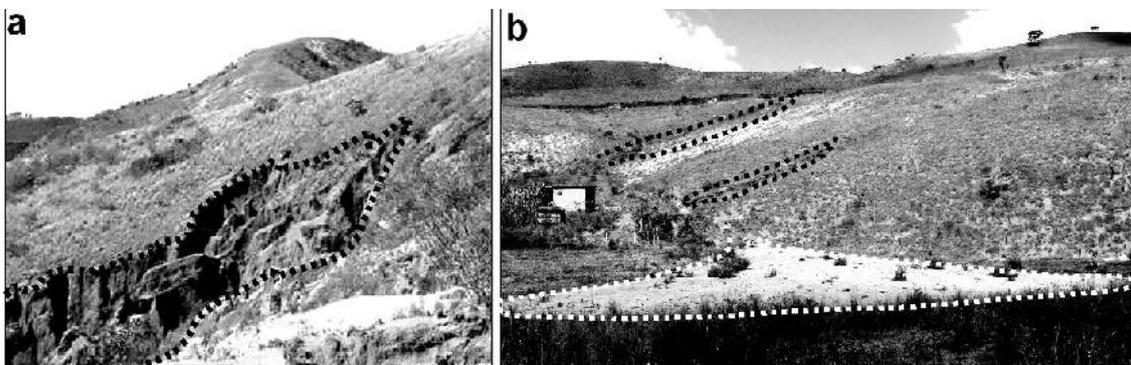


Figura 5.16. a) Ravina ativa em uma encosta de quartzito de relevo íngreme, demarcada pela linha preta (UTM: 7565228S, 615665L, 890m/anm); b) linha branca demonstra um leque deposicional cobrindo uma área de brejo, que tem como área fonte a erosão de uma encosta de quartzito por ravinas (linhas pretas) (UTM: 754230S, 618898L, 910m/anm).

5.2.2.1 Knickpoints e vales secos (inversões de relevo).

Além das feições até agora identificadas, também foram visitados seis knickpoints (figura 5.9), que representam uma dinâmica de porções com maior e menor energia na bacia. Também foram visitadas quatro áreas de vales

capturados (figura 5.9), onde atualmente não há fluxo hídrico. Tais vales parecem ser decorrentes de uma dinâmica de capturas, seja por knickpoints, seja por sumidouros, que também são encontrados na área. Na figura 5.17, é possível observar: a) Knickpoint em quartzito puro (Q) com aproximadamente cinco metros de altura, controlado por uma foliação sub-horizontal; e b) Vale capturado com uma pessoa indicada pela seta branca, situado sobre o antigo nível (linha preta), e que, hoje, está sendo dissecado pelo novo nível, como pode ser visto à direita (linha branca).

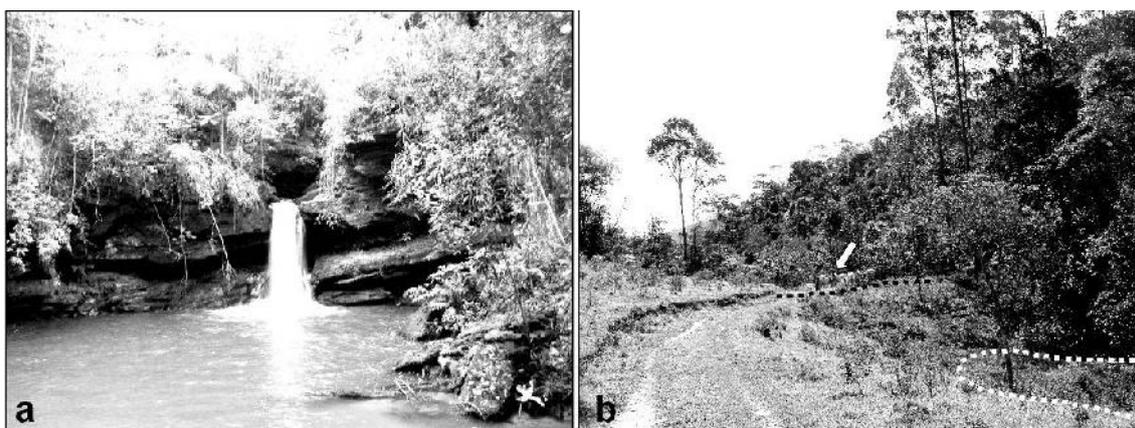


Figura 5.17. a) knickpoint de quatro metros em quartzito grosseiro (Q) fraturado, com clara foliação sub-horizontal, sendo, aparentemente, a evolução de um sumidouro (UTM: 7564841S, 620626L, 775m/anm); b) reverso de um vale capturado, mostrando uma inversão de relevo dentro de um vale agradado. A linha preta mostra o nível de agradação, com uma pessoa indicada pela seta branca. A linha branca demarca um possível nível erosivo mais novo, ~4 metros abaixo. (UTM: 7566096S, 6179673L, 865m/anm).

5.2.3 Controle geológico e geomorfológico de feições

O mapa de escala 1:10.000 (figura 5.9) mostra a superposição das classes (*shapes*) de litologia e relevo com feições cársticas e ravinas, bem como vales secos (inversões de relevo) e knickpoints. O número de feições cársticas (n=266) é muito mais alto que o de ravinas (n=80). A densidade de feições cársticas (4,75/km²) é, aproximadamente, quatro vezes maior que a de ravinas (1,42/km²).

Sumidouros (n=2) são restritos ao quartzito grosseiro, enquanto knickpoints (n=6) não apresentam controle litológico. Estes dois tipos de feição possuem vales secos (inversões de relevo) a montante, provavelmente pela ação de capturas fluviais, devido à retração de knickpoints ou ao desenvolvimento de sumidouros.

A tabela 5.2 e a figura 5.18 demonstram as relações entre litologia e ocorrência (n) de feições cársticas, com concentração de cavernas e dolinas de colapso em quartzito grosseiro (Q) e dolinas de dissolução em quartzito impuro (Qi) e gnaiss (G).

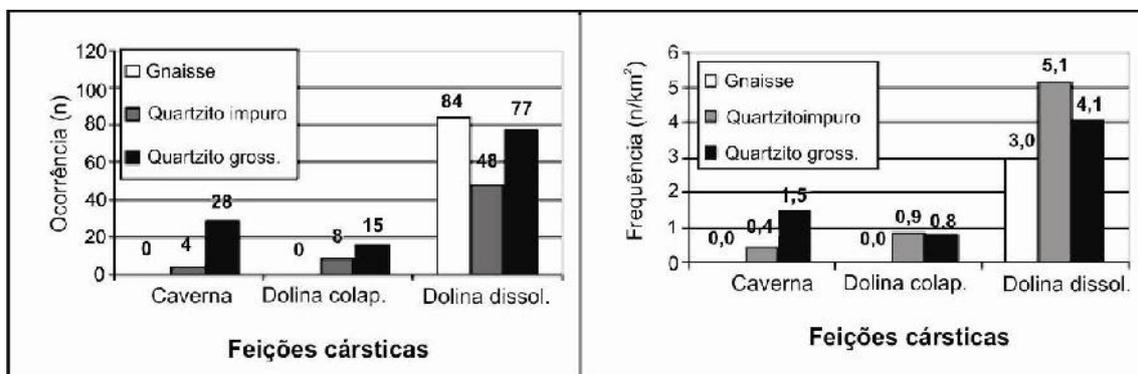


Figura 5.18: Ocorrência (n) e frequência (n/km²) de feições cársticas versus litologia.

A análise do relevo (tabela 4.2, figura 5.19) mostra a concentração de cavernas e dolinas de colapso em classes de relevo alto e médio, sugerindo que os quartzitos (Q e Qi) possam sustentar altos relevos. A frequência de dolinas de dissolução em classes de relevo baixo (<101m) é compatível com a presença de gnaiss nestas terras baixas.

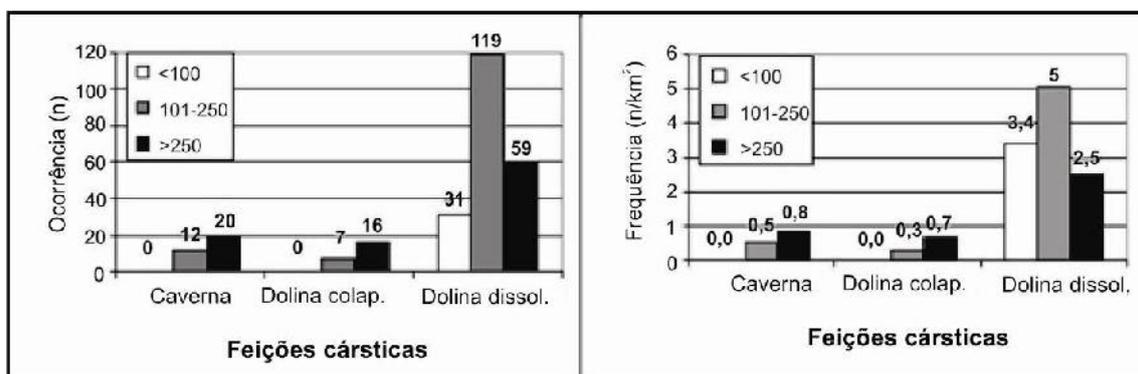


Figura 5.19: ocorrência (n) e frequência (n/km²) de feições cársticas versus as classes de relevo.

Tabela 5.2 Distribuição de feições por litologia e classes de relevo; o = ocorrência (n), f = frequência (n/km²). Classes de relevo em metros (m).

Feição	Litologia						Relevo					
	G		Qi		Q		<100		101-250		>250	
	o	f	o	f	o	f	o	f	o	f	o	f
Caverna	0	0,0	4	0,4	28	1,7	0	0,0	12	0,5	20	0,8
Dolina de colapso	0	0,0	8	0,8	15	0,7	0	0,0	7	0,3	16	0,6
Dolina de dissolução	84	2,9	48	5,1	77	4,0	31	3,3	119	5,0	59	2,5
Ravina ativa	09	0,4	21	2,2	15	0,5	7	0,7	20	0,8	19	0,8
Ravina estabilizada	15	0,7	05	0,5	14	0,5	6	0,6	23	0,9	5	0,2

A ocorrência e frequência (tabela 5.2, figura 5.20) indicam uma associação entre ravinas ativas e quartzito impuro (Qi). Porém, não pode ser traçada uma relação para as ravinas estáveis, que foram provavelmente ocasionadas por processos fluviais, evolução e capturas de vale, e não por força de uma relação direta com a litologia. Não há relação aparente entre ravinas e classes de relevo (tabela 5.2, figura 5.21), embora seja óbvio que, nesta área, as ravinas sejam desenvolvidas em encostas.

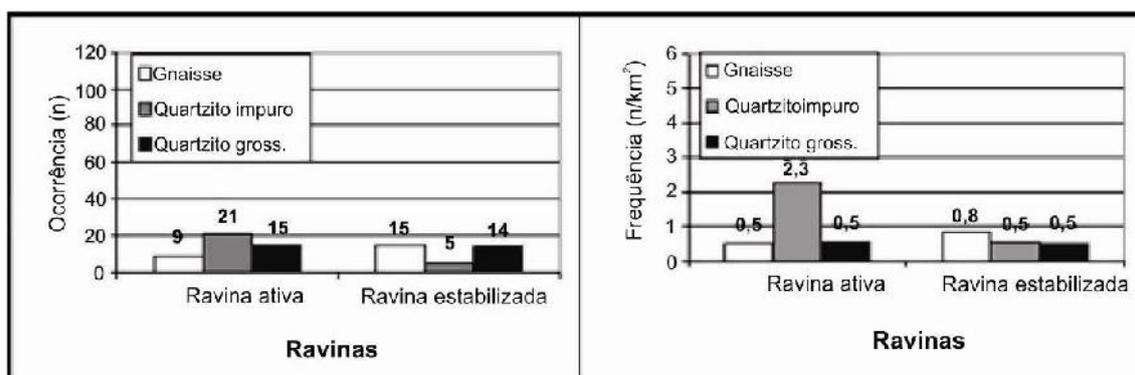


Figura 5.20: Ocorrência(n) e frequência (n/km²) de ravinas versus litologia.

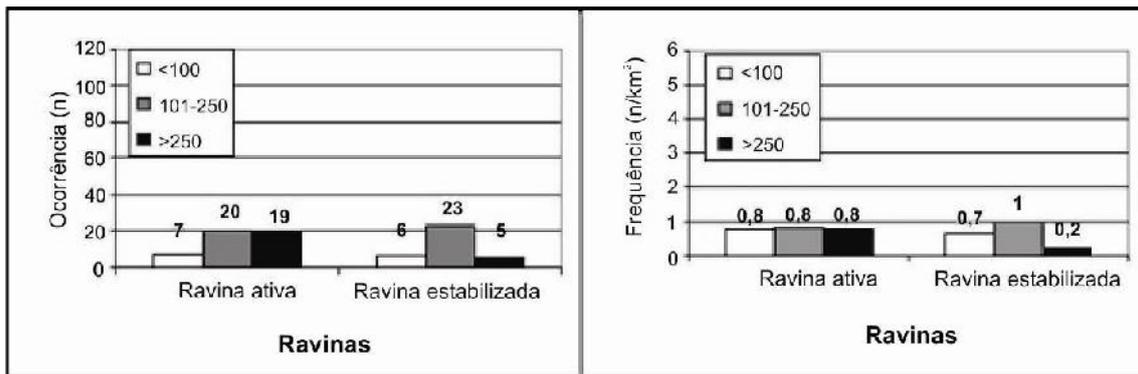


Figura 5.21: Ocorrência(n) e frequência (n/km²) de ravinas versus classes de relevo.

A distribuição consideravelmente maior de feições cársticas (n=266), geradas sobretudo pela dissolução química, em relação às feições erosivas (n=80), demonstra haver um componente cárstico na bacia hidrográfica do Ribeirão Santana.

Em relação aos controles litológicos e de desnivelamento, as feições cársticas constituídas pelas cavernas e pelas dolinas de abatimento possuem uma expressiva concentração em quartzitos grosseiros (Q), enquanto que as dolinas de dissolução estão distribuídas de forma mais regular em todas as litologias, sendo dotadas de um suave controle do quartzito impuro, quando considerada sua frequência. As outras feições identificadas, a saber, os sumidouros e as ressurgências, também se concentram no quartzito grosseiro, o que leva a sugerir um acentuado controle litológico em relação às formas cársticas.

O mesmo é observado com relação ao desnivelamento, havendo boa ocorrência e frequência de cavernas e dolinas de colapso em relação aos maiores desnivelamentos e uma melhor distribuição em relação às dolinas de dissolução. Isto leva a compreender um controle dos maiores desnivelamentos pelo quartzito grosseiro (Q). Tal controle litológico e de desnivelamento não é identificado em relação às feições erosivas, o que pode ser explicado pela ativação, pretérita ou atual, das feições erosivas pelas variações energéticas na bacia, devido ao rompimento de níveis de base e por capturas cársticas (sumidouros), causando erosão remontante. Isto também pode explicar a distribuição dos vales capturados, que, aparentemente, não possuem um controle litológico.

A baixa retenção de depósitos fluviais nos fundos dos vales pode ser explicada pela ineficiência dos rios em carrear e redepositar os grãos grosseiros existentes em todas as litologias citadas e, também, pela existência de sumidouros que não funcionam como knickpoints na barragem e retenção de sedimentos argilosos. O que se percebe é a ocorrência de fases de entulhamento dos fundos de vale por leques aluviais, que estão expressivamente presentes na área, bem como a remoção posterior destes depósitos, comandada por mudanças energéticas, seja relacionadas a rompimentos de níveis de base, seja a capturas de vales por sumidouros. Tais registros podem ser observados atualmente com facilidade nos depósitos retidos nos vales, aspecto que será tratado no tópico caracterização e volumetria dos depósitos sedimentares.

5.3 Caracterização e volumetria dos depósitos sedimentares

Em conjunto com o sistema cárstico da bacia hidrográfica do ribeirão Santana, foi possível perceber uma série de feições atuais que caracterizam a evolução de encostas, como visto no item anterior: ravinhas, leques, vales abandonados, knickpoints, dentre outros. Estudando a cobertura sedimentar, foram identificados três tipos principais de depósitos no sistema: 1) pacotes sedimentares aluvionares provenientes das encostas e retidos em dolinas e fundos de vale (leques); 2) pacotes de alúvios sub-horizontais retidos nos fundos de vale (terraços); e 3) áreas de brejo, que representam o atual nível de saturação do vale, geralmente, sem canal definido.

A figura 5.22 representa uma das nascentes do vale dos Carneiros, em área de quartzito impuro da bacia hidrográfica do ribeirão Santana. Esta área sintetiza parte das formas encontradas na bacia, onde é possível identificar dolinas no topo de morros, cavernas nas médias encostas, e os depósitos retidos nos fundos de vale.



Figura 5.22: Vale dos Carneiros, sintetizando as formas encontradas na bacia hidrográfica do ribeirão Santana. Dolinas, caverna, terraço, leque e brejo. Localização: 618687W 7564387S, 905m/anm.

Os leques apresentam uma boa distribuição na bacia, sendo representados apenas aqueles identificáveis nas fotografias aéreas, assim como os terraços principais (alúvios). Na maioria das vezes, os antigos níveis de terraço também são sobrepostos por leques aluviais das encostas. Estes antigos fundos de vale são bem demarcados nos perfis estratigráficos pela

presença de uma camada de turfeira (antigas áreas de brejo) que encobre níveis aluvionares (terraços sub-horizontais) e, na maioria dos casos, é coberta por níveis aluvionares provindos das encostas adjacentes. Devido também, aos sedimentos retidos nas dolinas, eles não foram representados em planta, mas apenas em perfil, para cada caso estudado.

Assim, as formas deposicionais retidas nas encostas e fundos de vale são representadas em planta (figura 5.23), tais como: **terraço**, **leque** e área de **brejo** (atuais áreas de saturação dos fundos de vale que, geralmente, são drenadas de forma precária).

As duas dolinas (4 e 5) indicadas na figura 5.22 tiveram seus pacotes sedimentares estudados e datados, e podem ter sua localização e perfis consultados no mapa da figura 5.23, e em detalhamentos subsequentes. Os sedimentos estocados no vale dos carneiros não apresentaram boas áreas para coleta de carvão para datação, devido ao fato de serem muito friáveis.

Como já visto, não existem datações de pacotes sedimentares mais antigos do que ~22000 y BP, o que vale dizer que os depósitos atuais não correspondem a materiais *in situ*, mas sim a depósitos sedimentares movimentados durante o quaternário tardio, por não ter decorrido o tempo necessário à pedogênese. Os dezenove transectos levantados para efeitos de datação tiveram os limites dos pacotes sedimentares delimitados e os materiais identificados a partir dos critérios de textura aparente e cor. Em sete perfis tomados como representativos, foram feitas análises granulométricas, tendo sido quatro deles submetidos a uma análise completa, e os outros três a uma simplificada (grossos e finos). O percentual de matéria orgânica (M.O) foi levantado em todas as amostras. Assim, foram concluídas as análises granulométricas em um vale e uma dolina em quartzito grosseiro (Q), um vale e duas dolinas em quartzito impuro (Qi) e um vale e uma dolina em Gnaisse (G).

A partir da identificação prévia das feições e da delimitação dos níveis dentro dos perfis, foram identificados diferentes níveis sedimentares. Em dolinas: horizonte O, depósito sedimentar, brejo (turfa) e ambiente hidromórfico. Em fundos de vale: horizonte O, leque aluvial, brejo (turfa) e alúvio. Além disso, são representados os níveis saprolíticos na base dos pacotes.

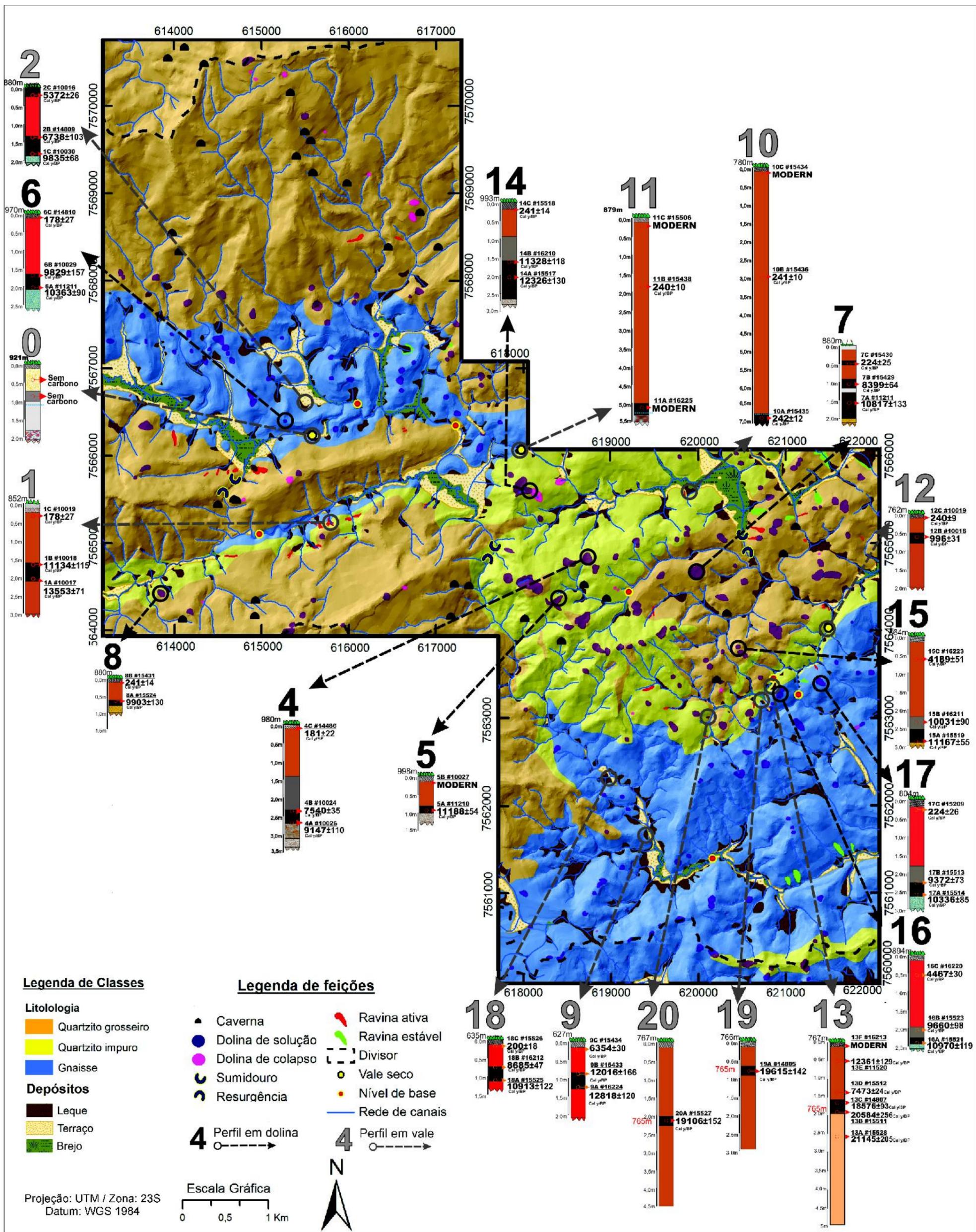


Figura 5.23: Mapa 1:10.000, com litologia e depósitos sedimentares, feições erosivas cársticas e de encostas, além da localização dos perfis estudados em dolinas (números pretos) e fundos de vale (números cinzas).

Como é possível ver na figura 5.23, os pacotes sedimentares variam entre avermelhados (provenientes do gnaiss) e amarelados (provenientes do quartzito impuro e do quartzito grosseiro). Todos eles demonstram a sobreposição de sedimentos aluvionares de terraços e de níveis de matéria orgânica soterrada (turfa, ou antigos brejos), com exceção do perfil “0” (Zero), que apresentou concentrações siltosas amareladas, sem a presença de matéria orgânica para datação. Este perfil é referente a um fundo de vale seco, capturado pelo “sumidouro do funil”. Na tabela 5.3, apresenta-se a síntese dos resultados de cada perfil. A figura 5.24a mostra o gráfico de percentuais granulométricos da matriz mineral, adicionados ao percentual de matéria orgânica (M.O.) de cada nível.

Nas dolinas, os horizontes superficiais (horizonte O) possuem matriz de raízes de gramíneas, o que os torna bem estruturados. Representam um nível de formação de solos, sem indícios de erosão. São predominantemente arenosos para os gnaisses e possuem maior presença do tamanho cascalho (~15%) para os quartzitos, grosseiro e impuro. Os percentuais de finos (argila + silte), de base mineral, são bastante baixos, tanto para gnaisses quanto para quartzitos. Os percentuais de matéria orgânica estão situados entre ~20 e ~30%. A coloração é predominantemente marrom escura, variando de 10YR 4/4 para os gnaisses, e 10 YR 3/2 para os quartzitos.

Os depósitos sedimentares em dolinas são predominantemente arenosos, porém bastante estruturados, devido à umidade concentrada nestas. No caso das dolinas em quartzito, existe uma maior contribuição de cascalhos (~15%), e os níveis de finos são menores que 10% em ambas as litologias. O percentual de matéria orgânica também é baixo para ambas as litologias, atingindo o máximo de 15% para as dolinas em quartzito. As colorações são bem demarcadas, sendo bastante avermelhadas para os depósitos sedimentares das dolinas em gnaiss, variando entre 5YR 3/2 e 5YR 3/3, o que é provavelmente causado pela oxidação do ferro das biotitas ainda nos saprolitos *in situ*. No caso dos depósitos sedimentares em dolinas em quartzito, estes variam entre o alaranjado (5YR) para os quartzitos grosseiros, e o marrom-alaranjado (10YR 6/6 e 2.5YR 4/4) para os quartzitos impuros.

Tabela 5.3. Descrição dos pacotes sedimentares do interior de quatro dolinas e três fundos de vales. Apresenta-se: Profundidade do perfil, granulometria, classificação de cores de Munsell, descrição de campo, ambiente sedimentar interpretado e litologia. Q=quartzitos grosseiros, Qi=quartzito impuros e, G=gnaisses.

Nome do sítio	Prof.(m)	Tamanho de grão (%)				M.O.	Cores (Munsell)	Descrição	Amb. sedimentar	Litologia
		Grossos		Finos						
		Cascalho	Areia	Silte	Argila					
1-Vale Coelho	0-0,2	19,1	79,1	1,2	0,5	0,0	2.5Y 8/0.	Deposição atual de areia grossa	Sedim. encosta	Q
	0,2-0,8	51,9	41,0	2,0	2,3	2,8	10YR 6/6	Material orgânico superficial com raízes	Horizonte O	Q
	0,8-1,5	42,2	46,7	3,4	3,7	4,0	2,5YR 4/4.	Material grosseiro marrom alaranjado	Sedim. encosta	Q
	1,5-2,1	16,0	65,4	4,1	3,0	11,6	10YR 4/4	Nível turfáceo	Brejo	Q
	2,1-2,6	38,3	47,5	6,5	3,0	4,7	5YR 4/4	Material grosseiro coeso marrom alaranjado	Alúvio	Q
2-Dolina Luiza	0-0,3	0,0	53,8	6,3	8,3	31,6	10YR 4/4	Horizonte superficial com matéria orgânica e raízes	Horizonte O	G
	0,3-1,6	2,0	69,0	8,8	6,8	13,4	5YR 3/3	Material arenoso avermelhado	Sedim. encosta	G
	1,6-2,0	0,0	38,3	2,6	2,9	56,3	10YR 2.5/1	Nível turfáceo preto com argila orgânica	Brejo	G
4-Dolina Carneiros	0-0,2	17,3	48,9	4,5	6,2	23,1	10YR 3/2	Horizonte superficial com matéria orgânica e raízes	Horizonte O	Qi
	0,2-1,4	16,0	67,2	4,3	4,8	7,7	10YR 6/6	Material arenoso marrom alaranjado	Sedim. encosta	Qi
	1,4-2,3	10,9	68,0	8,5	3,1	9,4	10YR 4/6	Material hidromórfico arenoso	Sedim. encosta	Qi
	2,3-2,6	7,3	31,0	2,6	1,4	57,7	10YR 2.5/1	Nível turfáceo preto com argila orgânica	Brejo	Qi
	2,6-3,0	11,8	65,3	10,4	6,5	6,0	10YR 7/2-5YR	Material hidromórfico mosqueado;	Amb.hidromórfico	Qi
6-Vale Luiza	0-0,2	0,0	58,8	10,6	9,3	21,3	10YR 4/4	Horizonte superficial com matéria orgânica e raízes	Horizonte O	G
	0,2-1,6	1,6	69,4	8,8	8,3	11,8	5YR 3/3	Material arenoso avermelhado	Sedim. encosta	G
	1,6-2,0	0,0	38,3	2,6	1,4	57,7	10YR 2.5/1	Nível turfáceo preto com argila orgânica	Brejo	G
7-Dolina Português	0-0,15	8,0	58,4	20,2	13,4	10YR 7/2	Nível areno-argiloso hidromórfico acinzentado	Amb.hidromórfico	Q	
	0,15-0,4	15,8	74,3	5,3	4,5	5YR	Material grosseiro alaranjado	Sedim. encosta	Q	
	0,4-0,5	12,8	66,6	7,4	13,2	10YR 4/6-2,5YR 4/4	Nível mosqueado com matriz arenosa e cores alaranjados	Sedim. encosta	Q	
	0,5-0,8	20,2	68,5	7,4	3,8	5YR	Material grosseiro alaranjado;	Sedim. encosta	Q	
	0,8-1,1	7,3	50,3	5,1	37,3	10YR 2.5/1	Nível turfáceo preto com argila orgânica	Brejo	Q	
	1,1-1,3	16,0	61,8	15,2	7,1	10YR 7/2	Nível areno-argiloso hidromórfico acinzentado;	Amb.hidromórfico	Q	
1,3-2,0	10,9	66,9	7,6	14,7	10YR 4/6-2,5YR 4/4	Nível mosqueado com matriz arenosa, cores alaranjados e carvões	Amb.hidromórfico	Q		
10-Vale Carneiros	0-0,3	43,5	47,3	3,9	5,2	10YR 3/2	Horizonte superficial com matéria orgânica e raízes	Horizonte O	Qi	
	0,3-6,6	35,2	57,1	3,7	4,0	10YR 6/6	Material grosseiro marrom alaranjado	Sedim. encosta	Qi	
	6,6-7,0	20,2	63,0	5,7	11,1	10YR 4/4.	Nível turfáceo arenoso com argila orgânica	Brejo	Qi	
14-Dolina arrependida	0-0,3	19,2	48,9	8,8	23,1	10YR 3/2	Horizonte superficial com matéria orgânica e raízes	Horizonte O	Qi	
	0,3-0,8	20,0	67,4	6,5	6,1	2,5YR 4/4.	Material grosseiro marrom alaranjado	Sedim. encosta	Qi	
	0,8-1,5	8,0	72,5	14,8	4,7	10YR 4/6	Material hidromórfico arenoso	Sedim. encosta	Qi	
	1,5-2,0	8,8	41,6	6,0	43,6	10YR 2.5/1	Nível turfáceo arenoso com argila orgânica	Brejo	Qi	
	2,0-2,5	9,3	65,2	5,0	20,5	10YR 4/6-2,5YR 4/4	Nível mosqueado com matriz arenosa cores alaranjados e carvões	Amb.hidromórfico	Qi	

Ainda nas dolinas, observa-se a ocorrência de níveis de turfeira soterrados, que são bastante pegajosos e foram, provavelmente, formados em ambiente brejosos. Apesar disto, a matriz granulométrica é extremamente semelhante à de outros níveis, ou seja, pouca quantidade de finos (maior que 10% para gnaisses e menor do que 10% para quartzitos), havendo ~15% de cascalhos para os quartzitos e uma acentuada matriz arenosa (~90%) para os gnaisses. Aqui, é bem demarcada a predominância de matéria orgânica (figura 5.25), situada entre ~40% e ~55%. Conforme explicado na metodologia, esta matéria orgânica passou pela peneiragem úmida, mas ficou suspensa durante toda a pipetagem. A matéria orgânica está, portanto, cumprindo o papel de argila no sistema, podendo ser interpretada como argila orgânica. No core do nível orgânico, a coloração é preta (10YR 2.5/1) para gnaisses e quartzitos.

Entre os depósitos sedimentares provenientes das encostas e as turfeiras, ou entre as turfeiras e o saprolito, são encontrados níveis hidromorfizados, dotados de matriz granulométrica semelhante à matriz granulométrica dos depósitos sedimentares. Contudo, tais níveis são mais estruturados, devido à variação positiva de finos e matéria orgânica. Nos gnaisses, não é mantida a coloração avermelhada, o que sugere uma redução dos óxidos de ferro. A coloração predominante nos cores dos níveis hidromórficos varia entre 10YR 4/6 para os gnaisses e 10YR 7/2 para os quartzitos. Especialmente na dolina 7-Português, que tem a conformação superficial de um lago e a sequência estratigráfica, com uma variação nos níveis hidromórficos e nos depósitos sedimentares, há um padrão de mosqueamento, com matizes alaranjados de coloração 2.5R 4/4.

Nos fundos de vale, os horizontes superficiais (horizonte O) possuem matriz de raízes de gramíneas, o que os torna bem estruturados. Eles representam um nível de formação de solos, sem indícios de erosão. São predominantemente arenosos para os gnaisses, e possuem maior presença do tamanho cascalho (entre ~30 e ~40%), percentuais de cascalho muito maiores que nas dolinas, provavelmente devido à maior energia proveniente de encostas mais íngremes, e sendo, portanto, mais grosseiros. Os níveis de finos (argila + silte) de base mineral são bastante baixos, tanto para gnaisses quanto para quartzitos. Quando analisados os percentuais de matéria orgânica, estes são da ordem de ~10%. A coloração é predominantemente marrom escura,

variando entre 10YR 6/6 e 10 YR 3/2 para os quartzitos. No que diz respeito, particularmente, ao vale de gnaiss (6-vale Luiza), o nível superior não representa o horizonte "O", mas um antigo nível de inundação do fundo de vale, apresentando, assim, um aspecto de turfeira.

Os depósitos de leques aluviais em vales não costumam apresentar raízes, e são predominantemente arenosos, sendo facilmente desagregáveis. São muito grosseiros, principalmente para os quartzitos, e possuem até ~40% de cascalhos. Os percentuais de argila e de matéria orgânica são baixos, na ordem de ~5%, um pouco maiores para os gnaisses. As colorações são bem demarcadas, sendo bastante avermelhadas para sedimentos de leques aluviais em gnaiss, e variando entre 5YR 3/2 e 5YR 3/3, o que é provavelmente causado pela oxidação do ferro das biotitas ainda nos saprolitos *in situ*, característica bem documentada na bacia (Avelar et al, 2008; Ferro, 2010). Para o caso dos sedimentos de leques aluviais em quartzito, estes variam entre o marrom alaranjado, 10YR 6/6, para quartzitos impuros, e 2.5YR 4/4 para os quartzitos grosseiros.

As turfeiras em vales são soterradas por leques aluviais e demarcam antigos níveis de alagamento (brejo) dos fundos de vale, conforme observado no horizonte superficial do vale 6-Luiza (que está exposto e não é soterrado) e amplamente documentado nos fundos de vales ativos atuais. Estas camadas sobrepõem os materiais aluvionares. Devido à inexistência da mesma quantidade de água nas dolinas, as argilas orgânicas ficam secas e a matriz arenosa se torna ainda mais friável. Quando molhados, estes materiais se tornam parecidos com os níveis turfáceos soterrados nas dolinas, apesar de conterem uma quantidade menor de matéria orgânica (~15% para os quartzitos e até 40% para os gnaisses).

Os terraços são demarcados por um nível superior de turfeira. Estes materiais podem ter sido depósitos sedimentares de leques aluviais, que entulharam os fundos de vale e foram agregados às áreas brejosas em condições de subida de nível de base. Assim como as áreas brejosas, eles não possuem uma diferenciação granulométrica bem demarcada em relação aos sedimentos provenientes dos leques aluvionares. Ainda assim, é possível identificar uma maior estruturação dos pacotes devido à existência de percentuais levemente superiores de finos e superiores de matéria orgânica,

seguidos por uma leve diminuição do percentual de cascalhos. As colorações se tornam visualmente mais acinzentadas, demarcando um ambiente de hidromorfismo (5YR 4/4 para os quartzitos e uma leve modificação visualmente demarcada para os gnaisses).

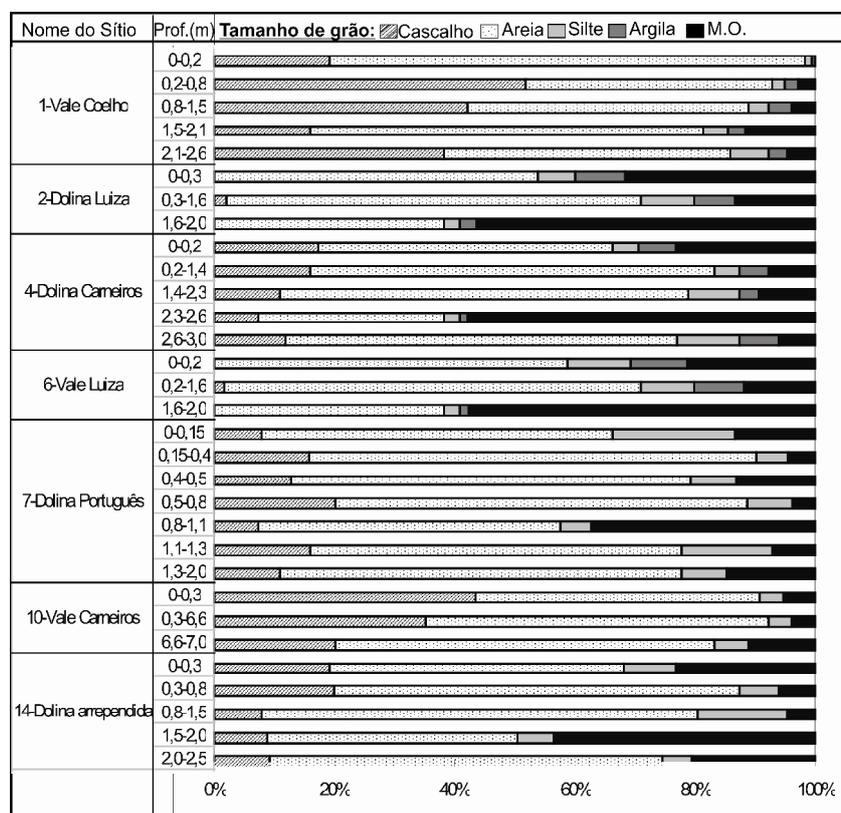


Figura 5.24. a) gráfico de percentuais granulométricos da matriz mineral dos vales e dolinas representativos do sistema estudado, adicionados ao percentual de matéria orgânica (M.O.).

Em quatro pacotes sedimentares representativos deste grupo, foram realizadas análises granulométricas completas, pelo uso da escala granulométrica de Wentworth (1922). Os dados são plotados em gráficos logarítmicos de curvas de acumulação granulométrica. Na figura 5.25 e na tabela 5.4, cada amostra é diferenciada pelo ambiente sedimentar: Horizonte “O” (HO), sedimentos de encosta, sedimentos de fundos de vale e turfa, cabendo frisar que os percentuais de matéria orgânica não foram adicionados ao gráfico. Não é possível identificar controles quanto aos diferentes tipos de ambientes sedimentares nas curvas, mas fica claro que todas as amostras possuem um forte componente de grãos grossos (areia +cascalho), ou acima da peneira de 0,1mm, que corresponde à areia fina. Alguns, porém, parecem apresentar uma curva de inflexão mais abrupta que os outros. Procurando

outros controles, decidimos fazer um cruzamento entre os tamanhos de grãos e a rocha fonte, desconsiderando os tipos de ambientes sedimentares. Nos quatro casos, fica evidenciado um acentuado controle litológico para o tamanho de grão.

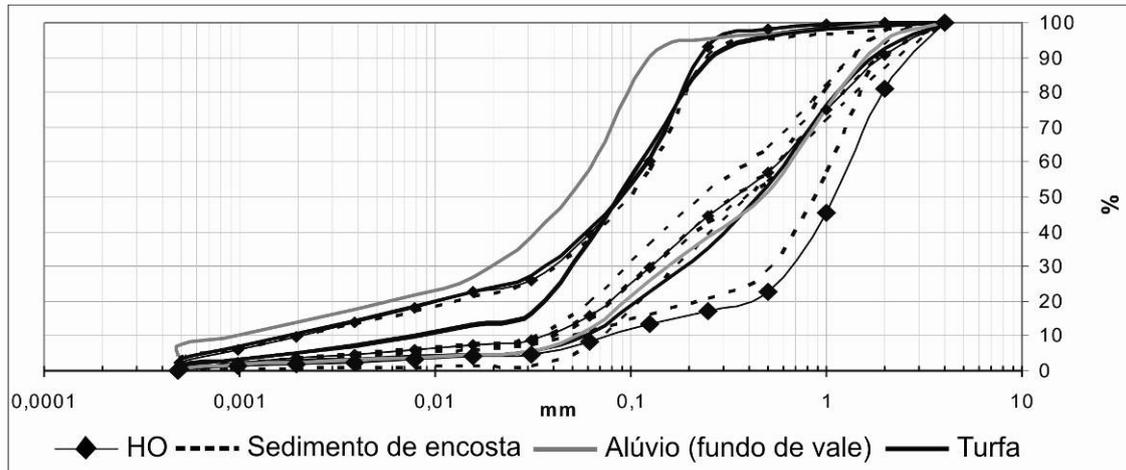


Figura 5.25. Gráfico logarítmico de curvas de acumulação granulométrica. Amostras divididas pelo tipo de ambiente sedimentar. HO= Horizonte orgânico.

Pacotes sedimentares de dolinas e fundos de vales de todos os ambientes sedimentares, identificados previamente em campo, apresentaram o mesmo comportamento, quando do cruzamento da curva de acumulação sedimentar com a litologia (figura 5.26 e tabela 5.4). Sedimentos provenientes do gnaiss apresentam maiores quantidades de areia, e a curva apresenta uma ascensão antes dos valores de areia fina (0,1mm), tornando-se abrupta ao aproximar-se deste valor, e acumula praticamente 100% dos tamanhos de grãos antes do limite de cascalho (2mm= cascalho fino), o que indica que os sedimentos são predominantemente arenosos. Por sua vez, os sedimentos provenientes dos quartzitos apresentam um comportamento de pequena ascensão de acumulação antes de 0,1mm, com uma curva menos acentuada em direção aos sedimentos mais grossos e uma acumulação acentuada nas proximidades e após o marco de 1mm (areia muito grosseira) que é a última peneira antes do cascalho fino. A acumulação de 100% dos tamanhos de grãos se dá nas proximidades do valor de cascalho médio (8mm), o que indica que os sedimentos são rudáceos (mal selecionados) e bastante grosseiros.

A existência inequívoca de sedimentos rudáceos sugere que ambos ambientes sedimentares estejam muito próximos à rocha fonte, não tendo sido submetidos a processos erosivos eficazes para um melhor trabalho do grão,

como o fluvial, que possui um forte poder de seleção de grãos. Esta tendência é comprovada quando confrontada com o tamanho dos minerais na rocha fonte, de ~1mm para a biotita gnaisse, e de ~2 a ~8 mm para os quartzitos (Avelar, 2008; Ferro, 2010).

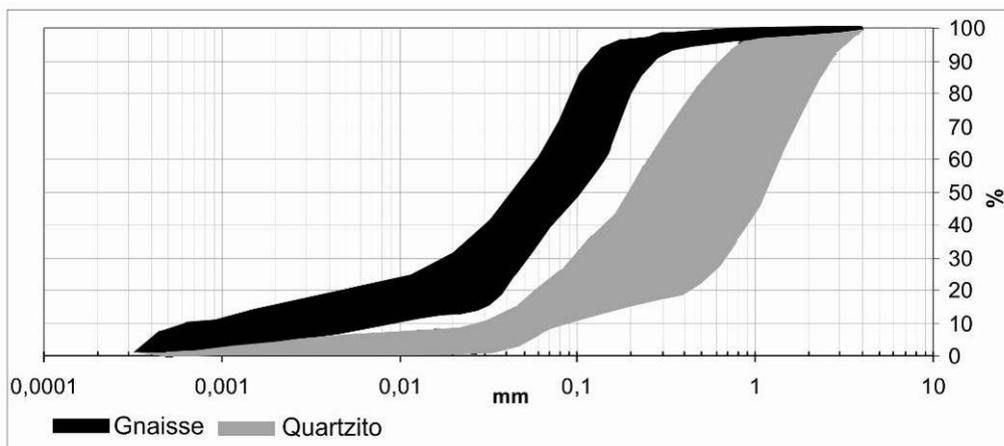


Figura 5.26. Gráfico logarítmico de curvas de acumulação granulométrica. Amostras divididas pela rocha fonte. Gnaisses e quartzitos (Q+Qi).

Em todos os 20 pacotes sedimentares estudados, foram feitas coletas de carvão para datação, sendo possível encontrar material datável em 19 deles. Apenas no perfil de número “0” (zero), que equivale a uma inversão de relevo, antigo leito fluvial do córrego funil, os materiais coletados não apresentaram fragmentos de carvão em quantidades suficientes para o processo de grafitização. Tentou-se processar o sedimento como um todo, mas este não gerou CO_2 suficiente para a grafitização. Conforme já relatado, todos os sedimentos datados são relativos ao quaternário tardio, havendo algumas amostras com idades entre ~22000 y BP, com concentração de amostras na transição Pleistoceno-Holoceno (entre ~12000 y BP e 8000 y BP), e também um bom número de amostras datando dos últimos 200 anos, desde a ocupação histórica europeia, além de serem observadas também amostras modernas.

De maneira geral, não foi encontrado um controle litológico para as idades, sendo as datas da transição do início do Holoceno e da ocupação humana bem distribuídas entre as três litologias (figuras 5.23 e 5.27). Uma exceção diz respeito às amostras relativas ao LGM (~22000 y BP), que se concentram em um vale de quartzito impuro. Porém, como será observado mais à frente, o controle se dá pela dinâmica de retenção e captura de vales, e não diretamente, como um fator de maior ou menor resistência do substrato rochoso à erosão.

Tabela 5.4. Análise granulométrica completa (Wentworth, 1922) de quatro pacotes sedimentares representativos. Q=quartzitos grosseiros, Qi=quartzito impuros e, G=gnaisses.

Sítio	Profundidade (m)	Litologia	Ambiente Sedimentar	M.O.	Argila (mm)				Silte(mm)			Areia(mm)					Cascalho(mm)	
					0,00049	0,00098	0,00195	0,0039	0,0078	0,0156	0,031	0,062	0,125	0,25	0,5	1	2	4
1-Vale Coelho	0-0,2	Q	Sedim. encosta	0,20	0,17	0,18	0,21	0,25	0,25	0,23	0,30	5,44	15,21	16,87	16,22	25,65	16,80	2,22
	0,2-0,8	Q	HO	2,77	0,55	0,61	0,62	0,66	0,69	0,72	0,75	3,73	4,56	3,72	5,24	22,22	34,65	18,52
	0,8-1,5	Q	Sedim. encosta	3,83	0,80	0,90	0,95	1,03	1,08	1,12	1,12	4,22	4,40	4,40	7,67	27,22	35,22	6,03
	1,5-2,1	Q	Turfa	10,39	0,80	0,59	0,89	0,63	0,65	0,68	0,69	4,65	10,62	11,49	15,87	20,90	14,35	6,79
	2,1-2,6	Q	Alúvio	4,46	0,61	0,95	0,71	0,73	0,75	0,78	0,80	6,39	12,97	12,06	12,31	22,95	18,61	4,93
2-Dolina Luiza	0-0,3	G	HO	24,03	1,79	2,75	2,86	3,04	3,23	3,40	2,51	10,43	15,83	25,01	3,82	0,95	0,26	0,09
	0,3-1,6	G	Sedim. encosta	11,79	3,08	2,73	2,74	3,23	3,41	3,68	3,51	10,66	17,40	29,05	4,59	1,40	1,23	1,50
	1,6-2,0	G	Turfa	36,01	0,91	1,06	1,19	1,39	1,71	2,10	2,12	13,27	17,18	16,12	4,58	1,44	0,60	0,32
4-Dolina Carneiros	0-0,2	Qi	HO	18,78	0,93	1,01	1,07	1,13	1,17	1,19	1,21	8,20	13,24	12,57	10,14	15,27	12,38	1,71
	0,2-1,4	Qi	Sedim. encosta	7,14	1,01	1,10	1,16	1,22	1,25	1,27	1,31	6,19	13,18	13,59	11,41	16,86	14,70	8,59
	1,4-2,3	Qi	Sedim. encosta	8,62	0,31	0,36	0,72	0,42	0,44	0,46	0,35	2,83	7,96	13,21	26,44	20,77	15,26	1,85
	2,3-2,6	Qi	Turfa	36,60	0,66	0,72	0,76	0,79	0,81	0,83	0,85	4,04	8,59	8,86	7,44	11,00	9,59	8,46
	2,6-3,0	Qi	Sedim. encosta	5,70	1,08	1,18	1,25	1,32	1,37	1,39	1,31	9,58	15,45	14,68	11,84	16,84	15,01	2,00
6-Leque Luiza	0-0,2	G	Turfa	17,58	2,66	2,91	3,03	3,22	3,43	3,60	3,72	11,06	16,78	26,51	4,05	1,01	0,27	0,17
	0,2-1,6	G	Alúvio	10,57	3,82	2,72	2,73	3,22	3,40	3,67	4,31	10,61	17,33	28,93	4,57	1,39	1,22	1,50
	1,6-2,0	G	Turfa	36,59	1,12	1,04	1,16	1,36	1,68	2,06	2,20	13,03	16,88	15,83	4,50	1,42	0,59	0,52

mapa da figura 5.23, observa-se que todas as colunas possuem um nível soterrado de matéria orgânica, que está sendo aludido neste trabalho como turfeira. No gráfico da figura 5.27, todas as datas foram plotadas em ordem estratigráfica, havendo apenas duas inversões estratigráficas identificadas (fundo de vale 12 e fundo de vale 13). As bolas azuis e os pontos vermelhos representam a idade do ponto de datação de cada perfil, que tem seu número identificado no eixo X. As bolas azuis (esquerda) são relativas às datações em dolinas, e os triângulos vermelhos (direita), às datações em fundos de vale. Os níveis de turfa são representados pelas colunas pretas. Quando o nível estiver demarcado por duas datações, apresenta-se a continuidade entre dois pontos; caso contrário, apenas demarcará que o ponto tenha sido coletado em área de turfeira soterrada.

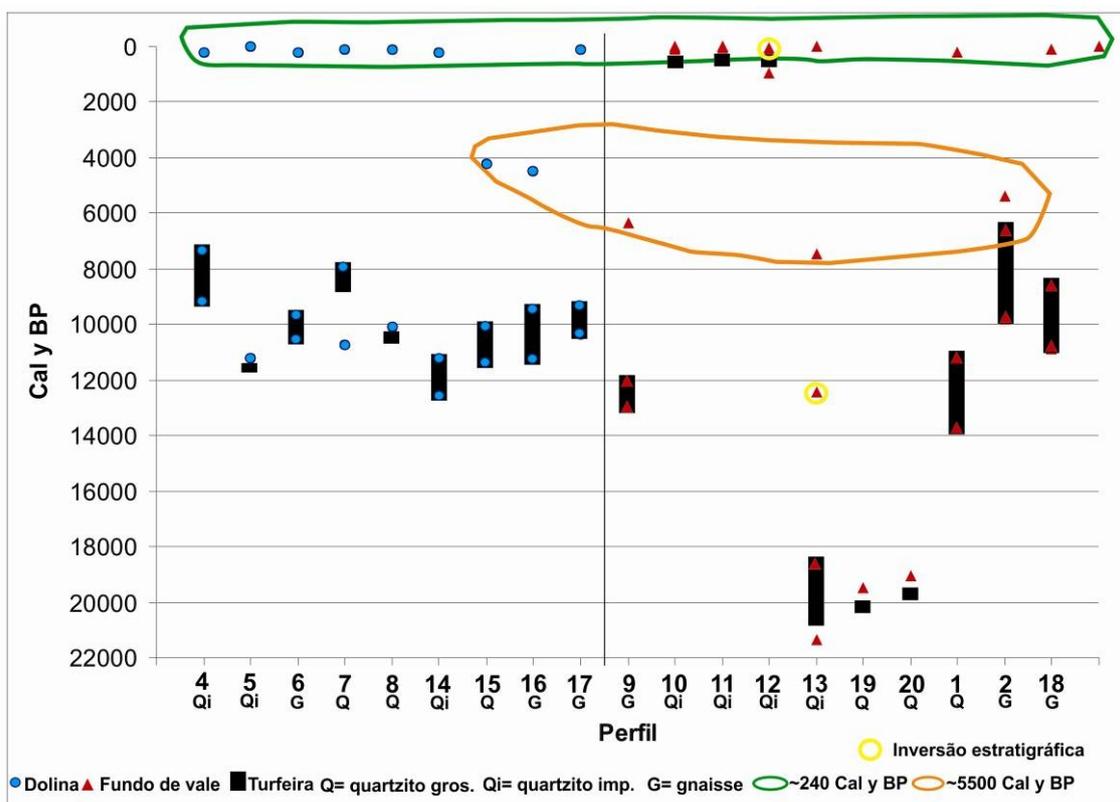


Figura 5.27: total de datações da bacia do ribeirão Santana plotadas por perfil em ordem cronológica. Bolas azuis= amostras em dolinas; triângulos vermelhos= amostras em fundos de vale; barras pretas= turfeiras; Q=quartzitos grosseiros, Qi= quartzito impuros e, G=gnaises; bola amarela= inversão de relevo; linha verde= ~240 Cal y BP; linha laranja= 5500 Cal y BP.

O gráfico demonstra que as dolinas apresentam uma variabilidade de idades menor que os fundos de vale. Nas dolinas, fica bem demarcado que os primeiros materiais datáveis situam-se um pouco antes do início do Pleistoceno (~12000 y BP), geralmente por sobre a rocha, e coincidindo com o início da

formação da turfeira. E as datações do limite final da formação de turfeira situam-se em ~8000 y BP, assim como é demonstrado na modelagem realizada no Oxcal, indicada no item 5.1.2 e na figura 5.7.

Já os vales possuem idades bem mais distribuídas nas colunas estratigráficas, juntamente com as inversões. A plotagem das camadas de matéria orgânica demonstra que não há controle de períodos para a formação dos níveis de turfeira nos fundos de vale. Estes podem ocorrer desde o LGM até o período mais recente, e representam um processo que se reflete atualmente na paisagem, que consiste na existência de vales “afogados” por sedimentos arenosos grosseiros com alta permeabilidade e pouca coesão, espalhando-se nos fundos de vales e provocando a formação de áreas encharcadas, ou brejos. Uma observação pode ser feita em relação às amostras dos fundos de vales contidos em gnaiss. Observa-se que os níveis de turfeiras em gnaiss apresentam um comportamento semelhante com os níveis de turfeiras contidos em dolinas. Conforme será visto posteriormente, isto se deve a uma relação entre a evolução de vales controlados por sumidouros (quartzito) e vales controlados por knickpoints (гнаiss).

A linha laranja indica as amostras que foram identificadas como sendo próximas ao topo dos perfis (~40cm), e com idades médias de ~5.400 Cal y BP. Elas foram demarcadas pelo fato de termos tentado coletar, nos perfis, amostras do contato inicial e final do nível de turfeira, e final do nível de depósitos de leques aluviais. Porém, as datas relativas à ocupação humana, representadas pela linha verde (~240 y BP), estão mascarando o final da deposição sedimentar dos leques aluvionares que não tivemos o cuidado de coletar, fenômeno este que, provavelmente, ocorreu em ~5500 y BP, no final do máximo hídrico do Holoceno. Portanto, os cálculos de taxas de sedimentação, realizados no decorrer deste trabalho, tomam como data final de sedimentação do ciclo do Holoceno esta data de ~5400 y BP.

Em geral, as dolinas apresentam-se no topo de morros, sendo cobertas por sedimentos quaternários. A feição 4– *Dolina Carneiros* (figuras 5.23 e 5.28) encontra-se em litologia de quartzito impuro, e é alongada desde o topo do morro até uma porção mais baixa da encosta, possuindo eixo claro SW-NE. Apresenta um rebaixamento, que representa uma abertura em NE, havendo, porém ~3m de profundidade do pacote sedimentar até alcançar a superfície real. Possui um nível de mosqueamento por sobre a rocha, em

contato direto com um nível de turfeira datando entre 9147 ± 110 Cal y BP e 7540 ± 35 Cal y BP, que é sobreposto por nível de leque aluvial hidromorfizado e, finalmente, por sedimentos de cor alaranjada proveniente das encostas quartzíticas. O horizonte “O” identificado possui idade de 181 ± 22 Cal y BP, e coexiste tanto nos sedimentos quanto nas bordas ricas em saprolito, sugerindo que este tenha sido gerado após o final da deposição. A área mensurada do depósito é de 945m^2 , com volume de $2879,2\text{m}^3$.

A feição 5– *Dolina Carneiros 2* (figuras 5.23 e 5.29), encontra-se em litologia de quartzito impuro, e é formada em topo plano laterítico, sendo arredondada, fechada e rasa (pacote sedimentar de $\sim 1\text{m}$). Possui um nível de quartzito intemperizado e mosqueado abaixo de fragmentos de laterita, que está em contato direto com um nível de turfeira que data de 11188 ± 54 . A amostra do limite superior do depósito não apresentou material datável. Este, é sobreposto por nível sedimentar de cor alaranjada proveniente das encostas quartzíticas e da laterita. O horizonte “O” identificado indicou idades modernas e não se estende até as áreas de lateritas das bordas. A área mensurada do depósito é de $356,3\text{m}^2$, com volume de $620,7\text{m}^3$.

A feição 6– *Dolina Luiza* (figuras 5.23 e 5.30) encontra-se em topo rebaixado de litologia de gnaisse, sendo alongada, e apresentando um eixo claro SW-NE. Possui um rebaixamento, que representa uma abertura em NE, havendo, porém, $\sim 2\text{m}$ de profundidade do pacote sedimentar até alcançar a superfície rochosa. Possui um nível de rocha de gnaisse intemperizada e mosqueada, em contato abrupto e direto com um nível de turfeira datando entre 10363 ± 90 Cal y BP e 9829 ± 157 Cal y BP, que possui um limite gradual com sedimentos avermelhados provenientes das encostas adjacentes. Os perfis são arenosos em sua maioria, com marcada presença de matéria orgânica no horizonte turfáceo. O horizonte “O” identificado possui idade de 178 ± 27 Cal y BP, coexistindo tanto nos sedimentos quanto nas bordas ricas em saprolito, o que sugere que este tenha sido gerado após o final da deposição. A área mensurada do depósito é de 1154m^2 , com volume de 2632m^3 .

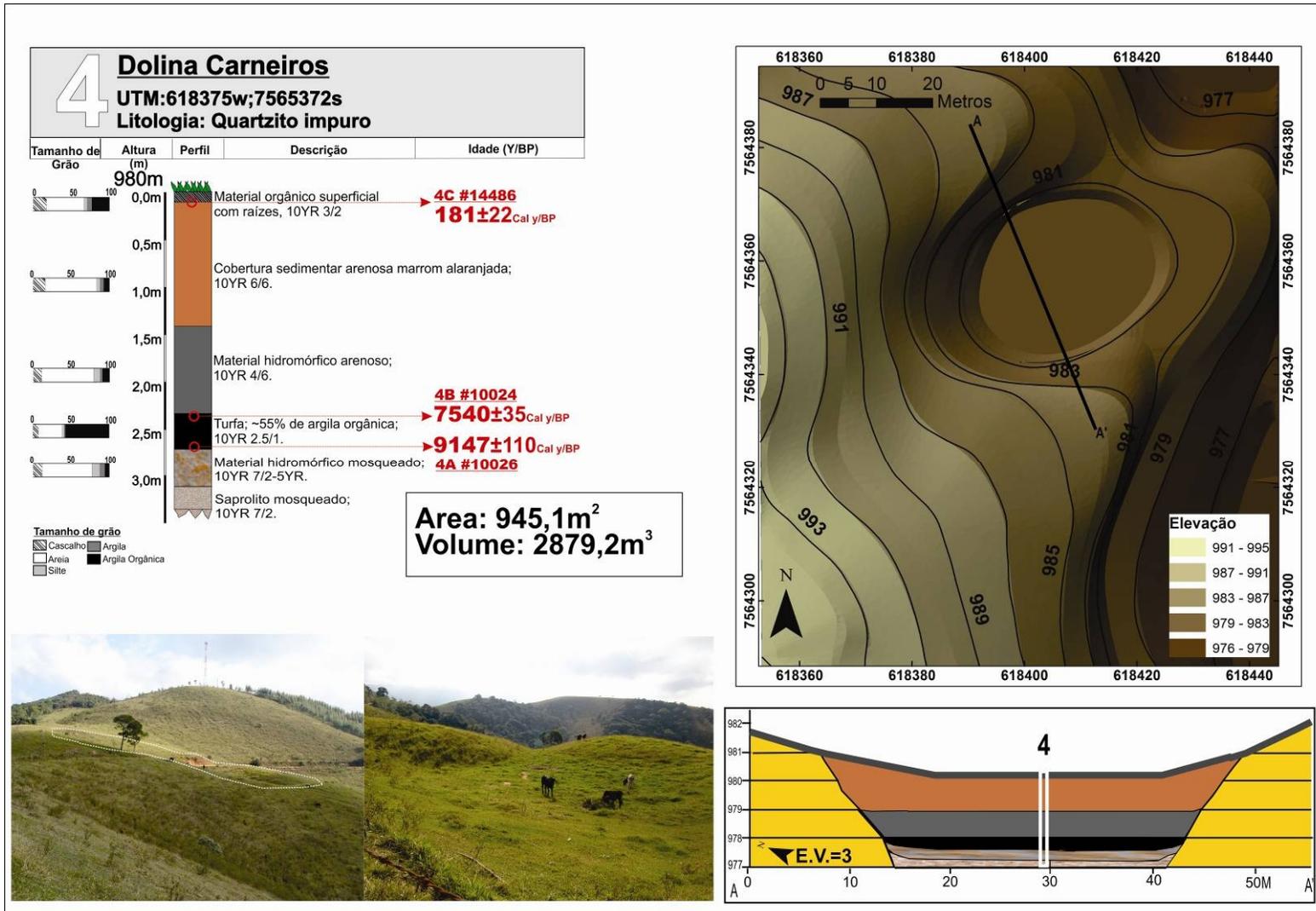


Figura 5.28. Síntese das informações da feição 4-dolina careiros. Planta e perfil da dolina, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material e análise granulométrica simplificada; área e volume do pacote sedimentar e fotos representativas.

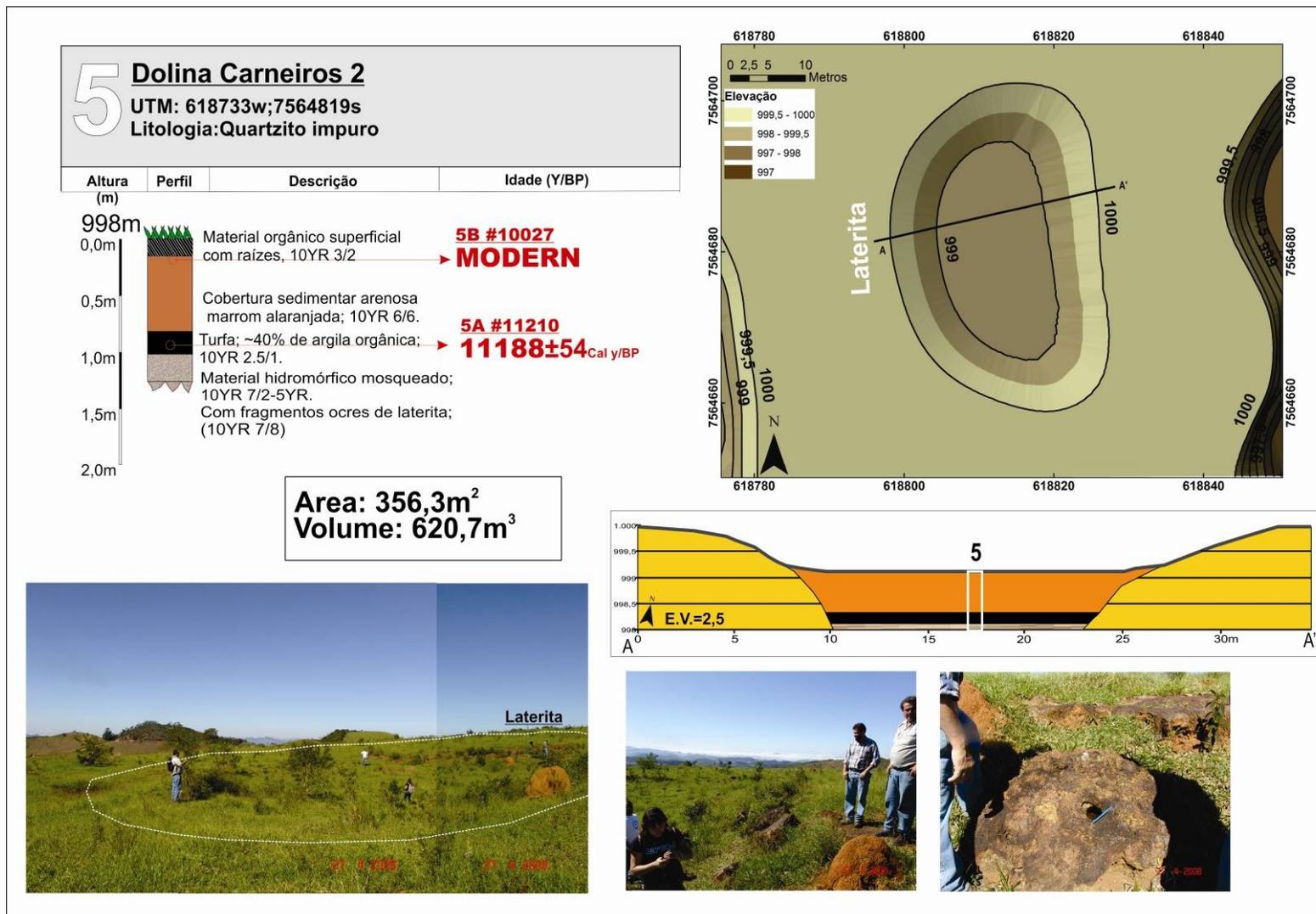


Figura 5.29. Síntese das informações da feição 5-dolina careiros 2. Planta e perfil da dolina, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material; área e volume do pacote sedimentar e fotos representativas. Detalhe para ocorrência de laterita nas bordas.

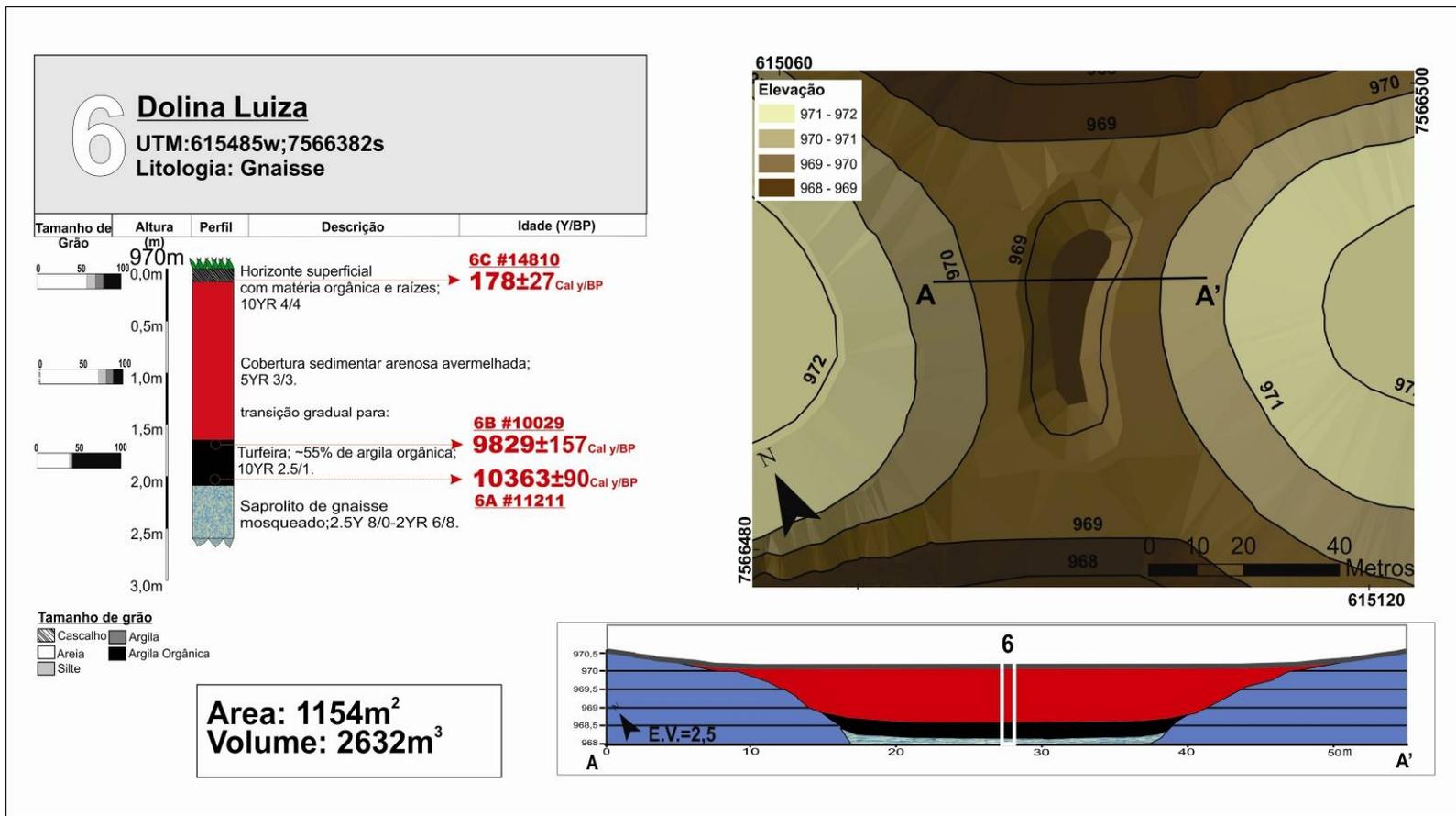


Figura 5.30. Síntese das informações da feição 6-dolina Luiza. Planta e perfil da dolina, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material e análise granulométrica simplificada; área e volume do pacote sedimentar.

A feição 7– *Dolina Português* (figuras 5.23 e 5.31) representa uma área de alagamento em colina de quartzito grosseiro, com área de contribuição das encostas e abertura suave SW, com pacote sedimentar de ~2m até alcançar a rocha. Os sedimentos são apresentados em camadas superpostas hidromórficas, mosqueadas e de cores alaranjadas, provenientes das encostas laterais, sugerindo que os sedimentos tenham se depositado em um ambiente lagunar. Possui um nível de mosqueamento sobre a rocha que data de 10817 ± 133 Cal y BP, em contato direto com um nível hidromórfico. Este nível hidromórfico faz contato com um nível de turfeira, que data de 8399 ± 64 Cal y BP, sobreposto por um pacote sedimentar alaranjado, e que, por sua vez, é sobreposto por uma sequência de alúvio com material mosqueado e material hidromórfico, datando de 224 ± 25 Cal y BP; e, finalmente da área brejosa atual. A área mensurada do depósito é de $2864,7\text{m}^2$, com volume de $6994,7\text{m}^3$.

A feição 8– *Dolina João Hemídio* (figuras 5.23 e 5.32) encontra-se em uma litologia de quartzito grosseiro, tendo sua área de contribuição nas partes altas. A rocha é praticamente aflorante e o seu interior possui matacões, sugerindo que tenha havido um colapso para sua formação. É arredondada e fechada. Os depósitos sedimentares são rasos, possuindo saprolito de quartzito grosseiro intemperizado, e mantendo um contato direto com nível de matéria orgânica (turfa). Este nível possui um limite superior que data de 9903 ± 130 Cal y BP. O Horizonte “O” apresenta datas de 241 ± 14 Cal y BP, e ocorre nas superfícies dos depósitos e das encostas. A área mensurada do depósito é de $453,9\text{m}^2$, com um volume de $724,3\text{m}^3$.

A feição 14– *Dolina Arrependida* (figuras 5.23 e 5.33) encontra-se em topo rebaixado de colina de quartzito impuro. Possui eixo SW-NE e abertura suave SW, com pacote sedimentar de ~2,5m até alcançar a superfície rochosa. Possui um nível de mosqueamento por sobre a rocha, em contato direto com um nível de turfeira datando entre 12326 ± 130 Cal y BP e 11328 ± 118 Cal y BP, que é sobreposto por um nível hidromorfizado e, finalmente, por um nível de cor alaranjada, proveniente das encostas quartzíticas. O horizonte “O” identificado possui idade de 241 ± 14 Cal y BP, e coexiste tanto nos sedimentos quanto nas bordas ricas em saprolito. Há uma predominância de sedimentos arenosos, com uma presença acentuada de matéria orgânica no nível de turfa. A área mensurada do depósito é de $905,2\text{m}^2$, com um volume de $2756,5\text{m}^3$.

A feição 15– *Dolina Knickpoint III* (figuras 5.23 e 5.34) encontra-se em uma litologia de quartzito grosseiro em um topo de colina rebaixado, com área de contribuição das encostas. Possui eixo SE-NW e abertura suave SE, com pacote sedimentar de ~3m até alcançar a superfície rochosa. Possui nível quartzito mosqueado, em contato direto com turfeira datando entre 11167±55 Cal y BP e 10031±90 Cal y BP, que é sobreposto por um nível hidromorfizado e grada para pacote sedimentar alaranjado, proveniente das encostas. Não foram coletadas amostras de carvão no horizonte “O” (~20cm) mas a ~50cm, tendo o material apresentado uma idade da ordem de 4189±51 Cal y BP. Esta idade bastante próxima à superfície sugere que os pacotes sedimentares tenham sido depositados até esta data. A área mensurada do depósito é de 711,3m², com um volume de 1770m³.

A feição 16– *Dolina Knickpoint II* (figuras 5.23 e 5.35) encontra-se em uma litologia de gnaiss e é formada em topo rebaixado, apresentando um eixo claro SW-NE. Possui uma abertura em NE, sendo dotada de ~2.5m de profundidade do pacote sedimentar até a superfície rochosa. Possui um nível de rocha de gnaiss intemperizada e mosqueada, em contato abrupto e direto com um nível de turfeira datando entre 10970±19 Cal y BP e 9660±98 Cal y BP, que tem um limite gradual com sedimentos hidromorfizados e, por fim, um pacote sedimentar avermelhado, proveniente das encostas adjacentes. Neste perfil, não foram coletadas amostras de carvão no horizonte “O” (~20cm), mas a ~40cm, tendo o material apresentado uma idade da ordem de 4189±51 Cal y BP. A área mensurada do depósito é de 872,13m², com volume de 2173,1m³.

A feição 17– *Dolina Knickpoint I* (figuras 5.23 e 5.36) encontra-se em gnaiss e é formada em topo rebaixado, apresentando rebaixamento em NE, com ~2.5m de profundidade do pacote sedimentar até alcançar a superfície rochosa. Possui um nível de rocha de gnaiss intemperizada, em contato abrupto e direto com um nível de turfeira datando entre 10336±85 Cal y BP e 9372±73 Cal y BP, que tem limite gradual com nível sedimentar hidromorfizado e, por fim, um pacote sedimentar avermelhado. O horizonte “O” identificado possui uma idade de 224±26 Cal y BP, e coexiste tanto nos sedimentos quanto nas bordas ricas em saprolito. A área mensurada do depósito é de 1032,8m², com um volume de 2838,4m³.

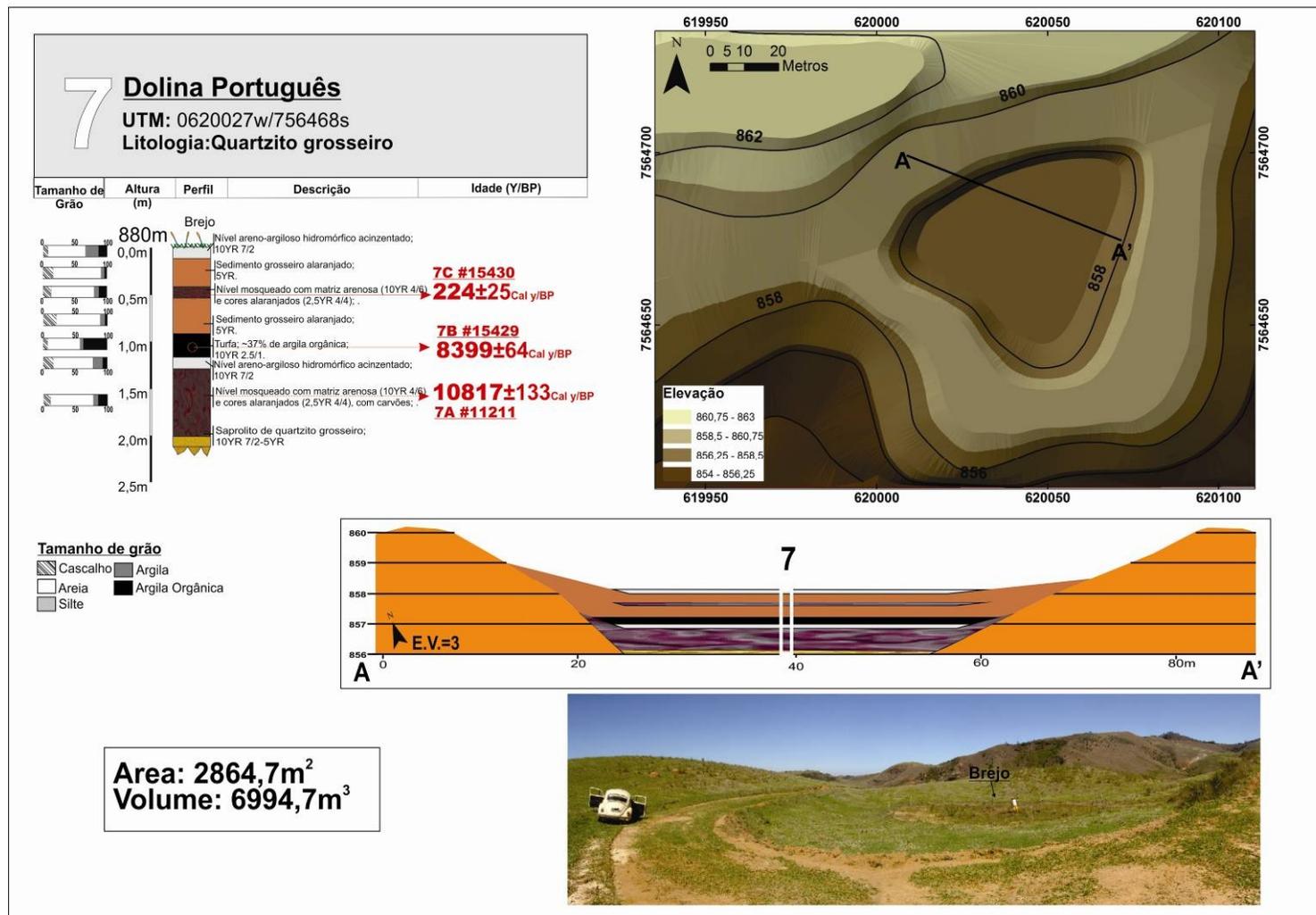


Figura 5.31. Síntese das informações da feição 7-Dolina Português. Planta e perfil da dolina, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material e análise granulométrica simplificada; área e volume do pacote sedimentar.

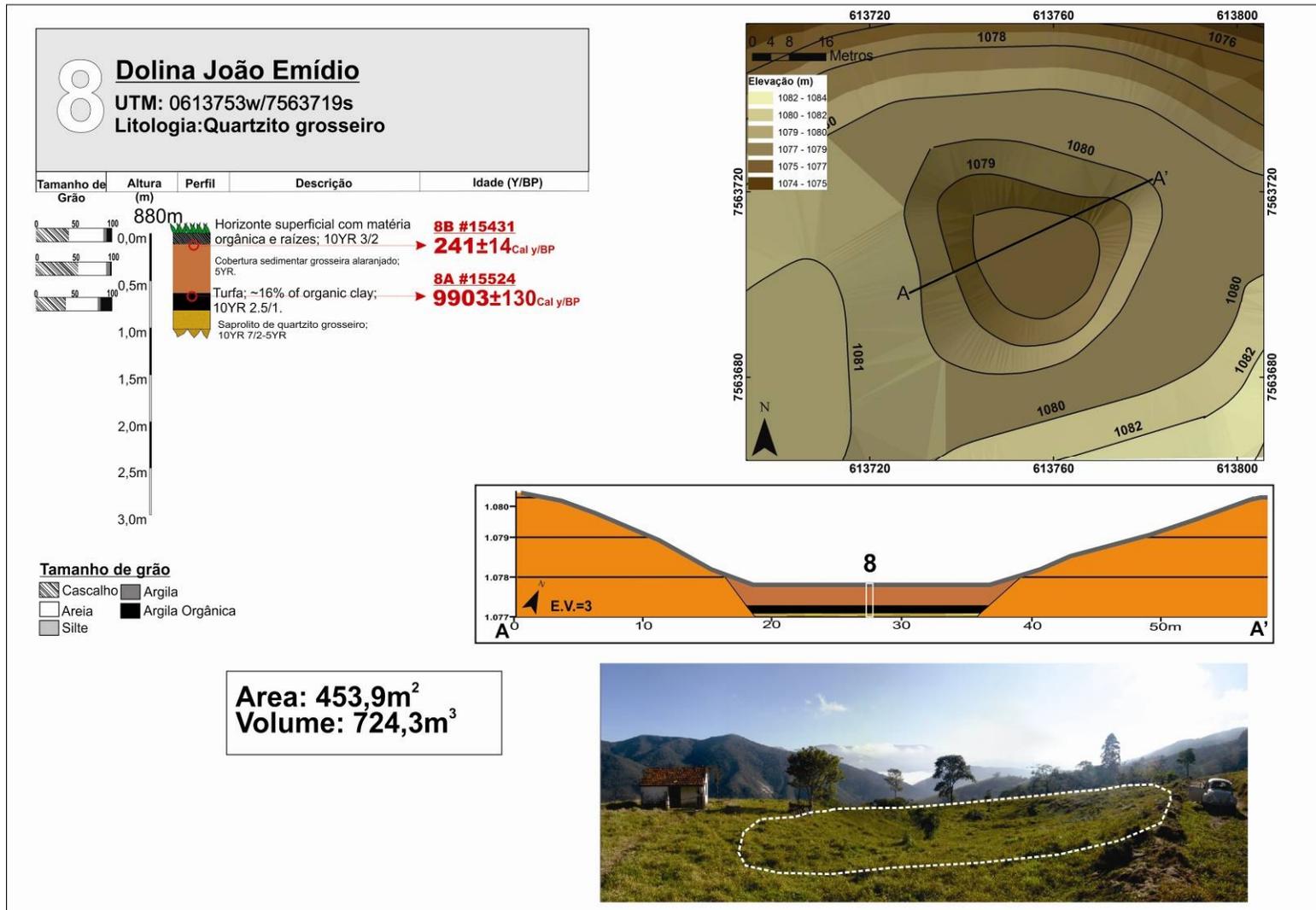


Figura 5.32. Síntese das informações da feição 8-Dolina João hemídio. Planta e perfil da dolina, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material e análise granulométrica simplificada; área e volume do pacote sedimentar.

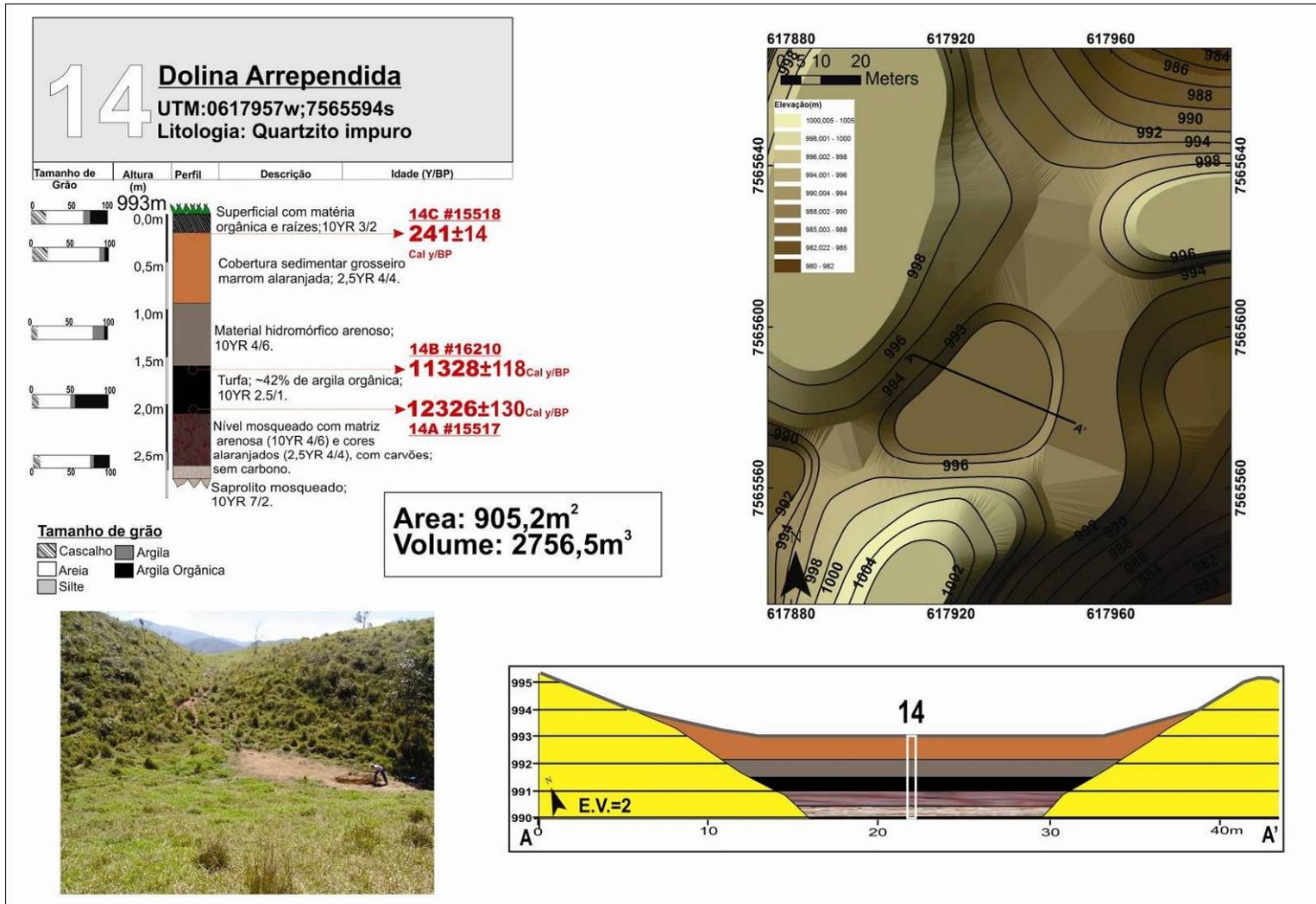


Figura 5.33. Síntese das informações da feição 14-Dolina Arrependida. Planta e perfil da dolina, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material e análise granulométrica simplificada; área e volume do pacote sedimentar.

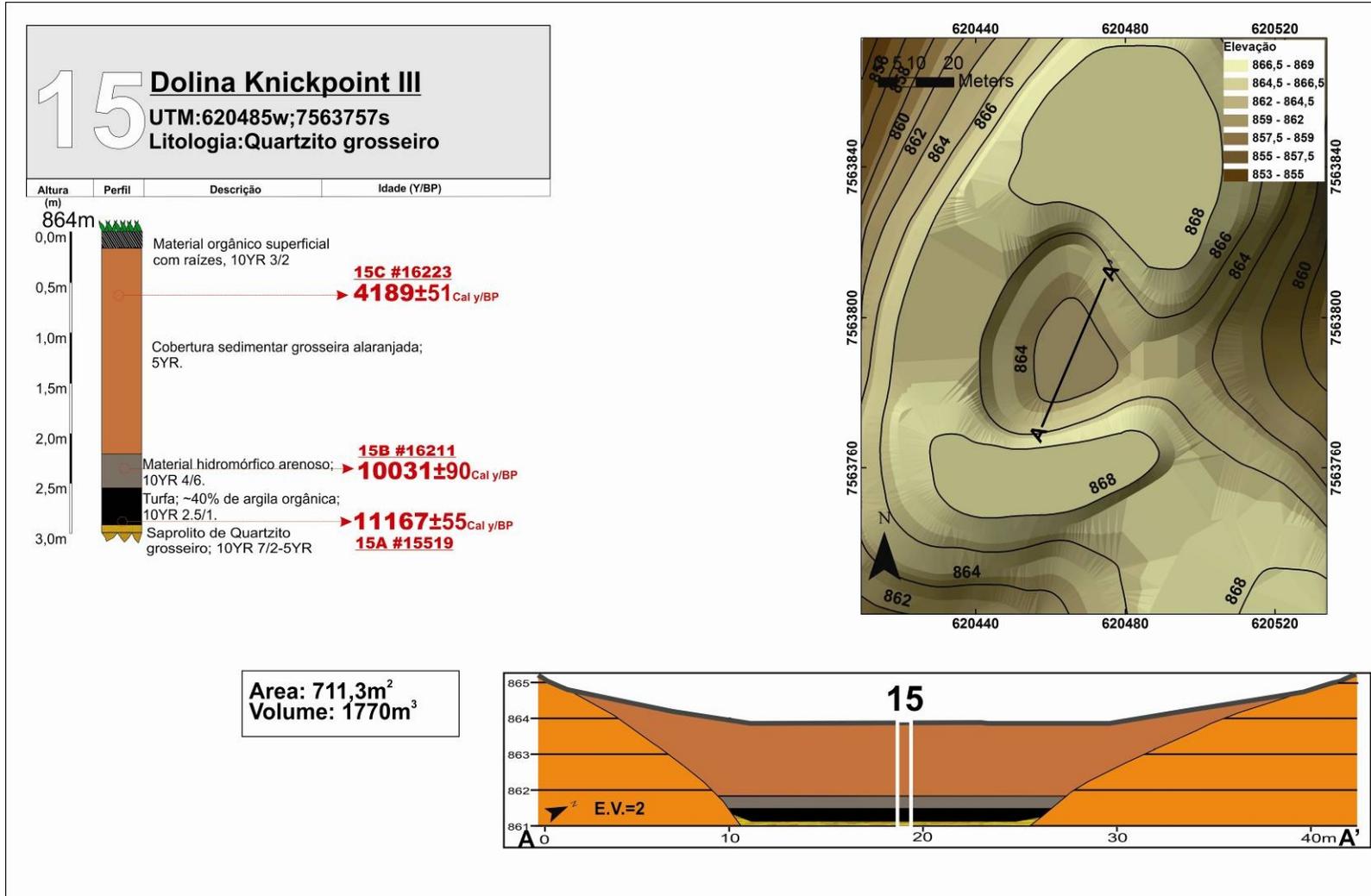


Figura 5.34. Síntese das informações da feição 15-Dolina Knickpoint III. Planta e perfil da dolina, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material; área e volume do pacote sedimentar.

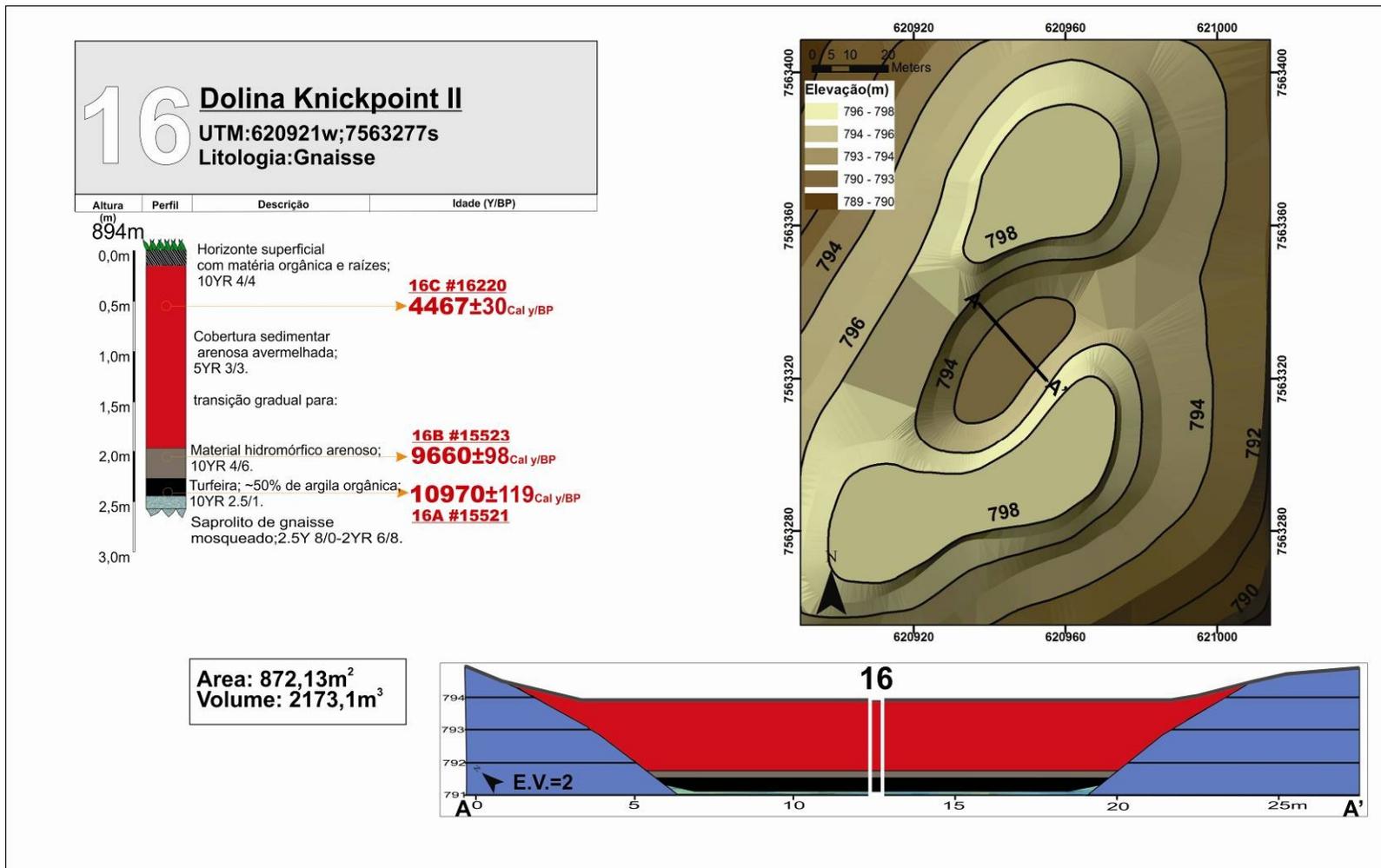


Figura 5.35. Síntese das informações da feição 16-Dolina Knickpoint II. Planta e perfil da dolina, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material; área e volume do pacote sedimentar.

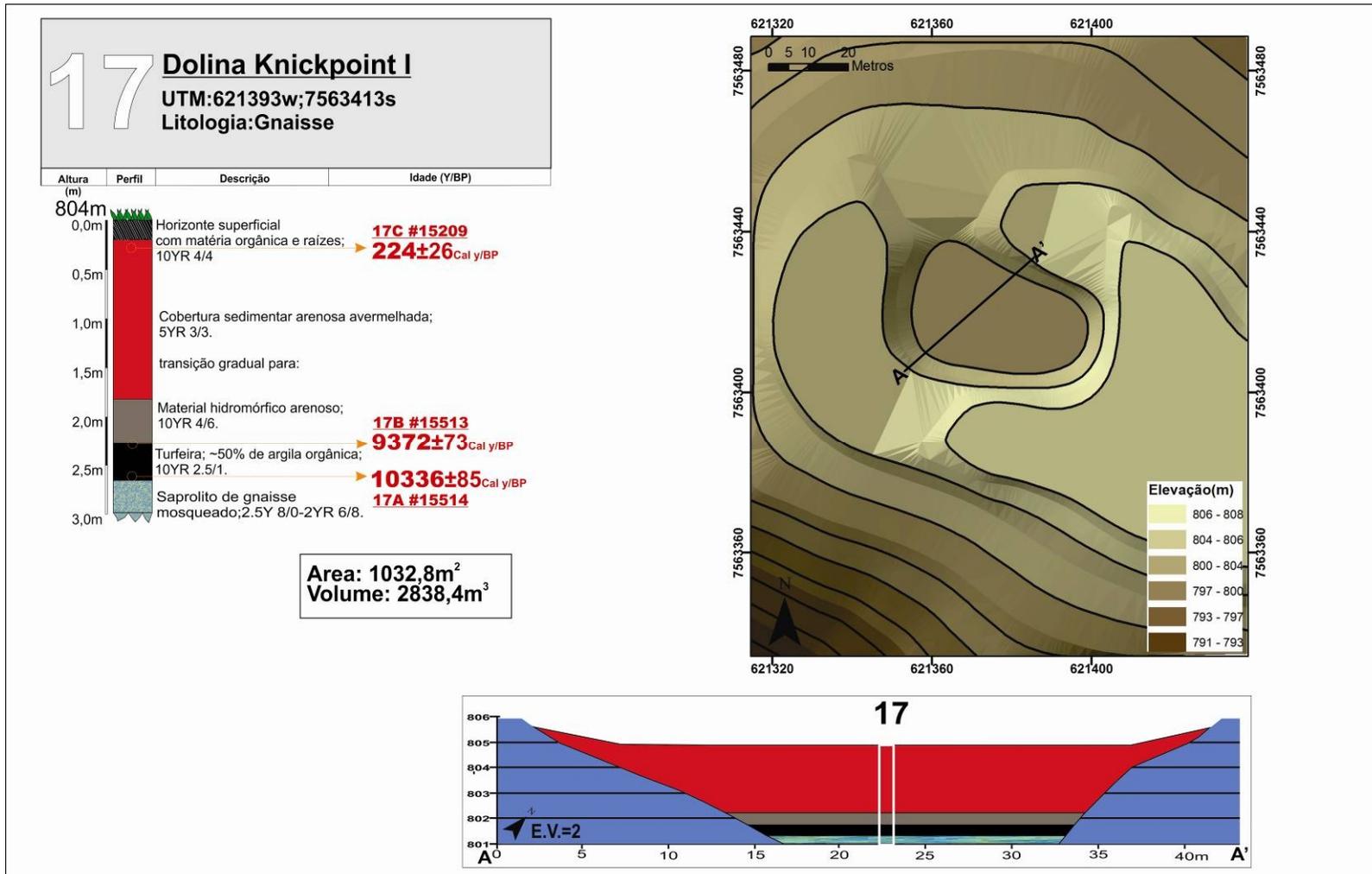


Figura 5.36. Síntese das informações da feição 17-Dolina Knickpoint I. Planta e perfil da dolina, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material; área e volume do pacote sedimentar.

Em geral, os depósitos em fundos de vale representam sobreposições de leques aluviais, turfeiras e alúvios de fundos de vale, em terraços suspensos ao nível de base atual. Os sedimentos contidos no sítio 1– *Vale do Coelho* (figuras 5.23 e 5.37) constituem a área de nivelamento de uma superfície de terraço sub-horizontal, suspenso em relação ao nível do rio atual, que é recoberto em vários trechos por leques aluviais das encostas adjacentes. O vale está localizado em uma área de contato entre quartzito grosseiro (no topo da encosta), quartzito impuro na porção média e gnaisse no fundo de vale. Os sedimentos provenientes das encostas são grosseiros, e recebem uma grande contribuição das porções de quartzito impuro. O vale está posicionado entre dois sumidouros. Entendemos todos estes pacotes sedimentares como sendo processos não atuais, e procedemos ao levantamento e à cronologia em perfil estratigráfico em área de sobreposição entre terraço e leque, demarcada por camada de matéria orgânica turfácea, que foi relacionada a um antigo fundo alagado do vale. A camada de matéria orgânica é sub-horizontal. A camada aluvionar do fundo de vale é mais densa e estruturada que a camada proveniente das encostas, havendo um percentual levemente maior de finos (silte e argila) e de matéria orgânica, além de um decréscimo no percentual de cascalhos e um aumento relativo do percentual de areias (que engloba cerca de ~60% do total), possuindo uma profundidade de 7 metros e sendo nivelado com o restante dos terraços mapeados no vale (~850m). Não dispomos de datações deste nível, mas as datações da camada de turfeira e de outros níveis sedimentares da bacia sugerem que este nível seja do Pleistoceno tardio. A camada de turfa possui percentuais de matéria orgânica na ordem de ~20%, com uma estrutura semelhante a uma matriz bastante arenosa, o que sugere uma estabilização da deposição de materiais de encosta durante sua formação. O limite inicial desta camada é de 13553 ± 71 Cal y BP, e o limite final de 11134 ± 115 Cal y BP, sugerindo que tal nível faça parte do período identificado por Ledru (1993) como úmido e frio no final do Pleistoceno. Os sedimentos que cobrem este pacote turfáceo são bastante grosseiros e friáveis, havendo percentuais na ordem de ~50% de cascalhos, bastante angulares. O limite deste perfil com o Horizonte “O” foi datado em 178 ± 27 Cal y BP, embora a interpretação da feição permita supor que o pacote tenha sido depositado antes disso, havendo uma estabilização com as gramíneas.

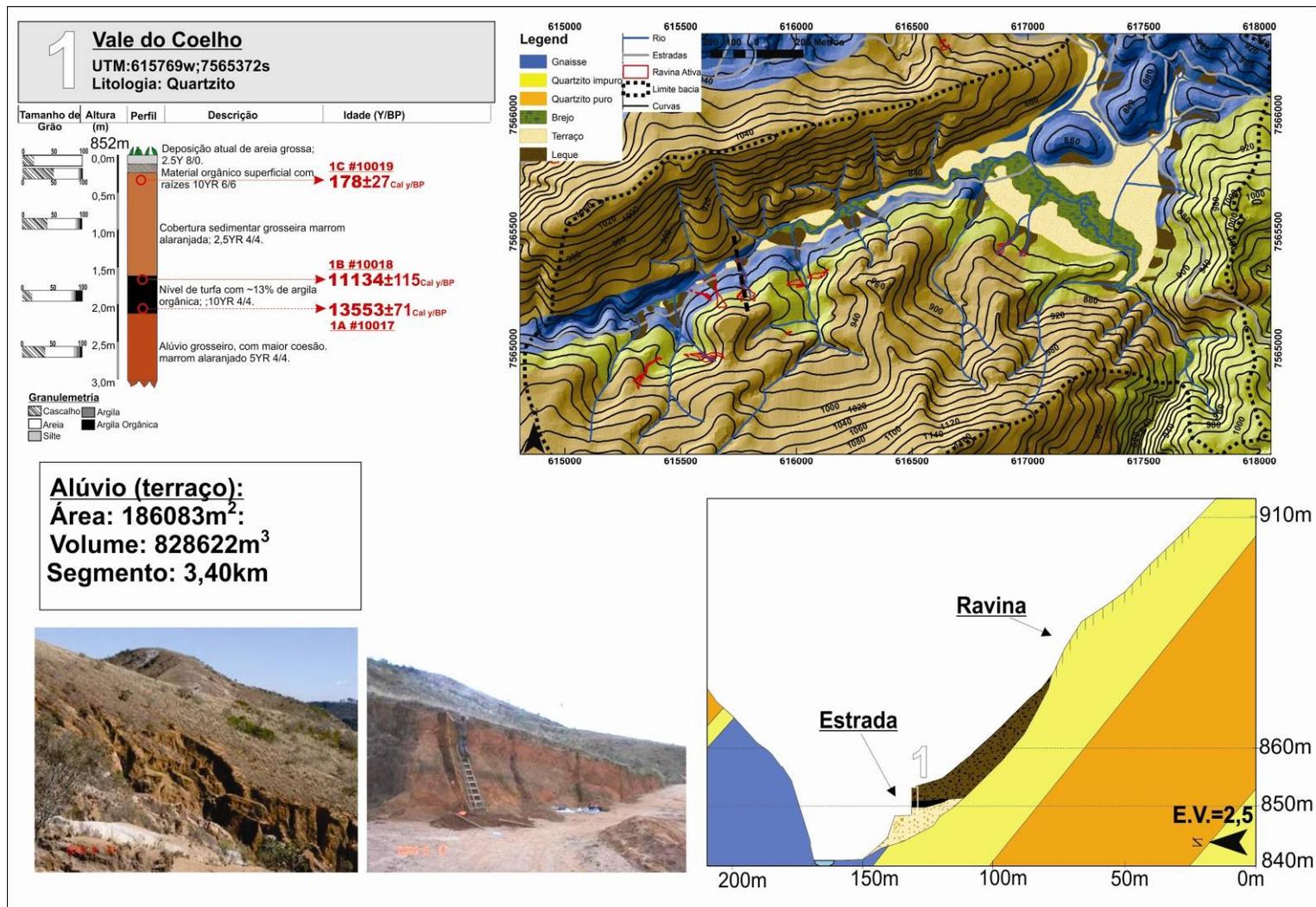


Figura 5.37. Síntese das informações da feição 1-Vale do Coelho. Planta e perfil do depósito, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material; fotos ilustrativas, área e volume do pacote sedimentar.

O horizonte “O” é recoberto por um nível de cascalho e areia, provenientes das encostas quartzíticas. Este nível, assim como a identificação de ravinamentos antigos e atuais permitem deduzir que haja uma recorrência destes processos erosivos. A área do depósito de terraço é de 186083m^2 , com um volume de $2879,2\text{m}^3$, e um segmento do rio de $3,40\text{km}$.

Os sedimentos contidos no local chamado 2– *Vale Luiza* (figuras 5.23 e 5.38) constituem a área de nivelamento de uma superfície de terraço sub-horizontal, suspenso em relação ao nível do rio atual, que é recoberto em vários trechos por leques das encostas adjacentes. O vale está totalmente situado em gnaisse, e é suspenso em relação ao vale coletor por um knickpoint. Os sedimentos alúviais são arenosos, espelhando o tamanho de grão da rocha fonte. Foi identificada uma camada de matéria orgânica na base do perfil, coberta por um leque, e que é recoberta por outra camada de turfa densa, sugerindo que a área brejosa tenha recoberto os sedimentos de encosta após a deposição em condições de mudança de nível de base. As duas camadas de matéria orgânica são sub-horizontais, como pode ser verificado no levantamento detalhado realizado por Uagoda (2006).

A primeira turfeira tem matriz arenosa, semelhante à dos sedimentos provenientes das encostas, cor escura, e está diretamente localizada sobre a rocha de gnaisse intemperizada. O limite inicial da camada data de 9835 ± 68 Cal y BP, e o limite final situado em 6738 ± 103 Cal y BP sugerem que este vale suspenso tenha começado a acumular água e matéria orgânica na transição Pleistoceno-Holoceno, bem como a ocorrência de um desequilíbrio posterior do sistema, com a concentração de processos erosivos e com a formação de leques. Os sedimentos das encostas são arenosos e avermelhados, sugerindo uma proximidade em relação à rocha fonte, com baixos percentuais de matéria orgânica. Este nível está limitado a um nível turfáceo superior, que data de 5372 ± 26 Cal y BP, o que sugere que, após a ocorrência do processo erosivo, tenha havido um novo período de estabilidade com área brejosa no fundo do vale. Os depósitos estão todos suspensos ~ 7 metros em relação ao nível atual, sugerindo uma incisão do canal posterior a ~ 5.000 y BP. A formação de área brejosa atual indica a recorrência dos processos. A área mensurada do depósito de terraço é de 125439m^2 , com um volume de 642873m^3 e um segmento do rio de $1,65\text{km}$.

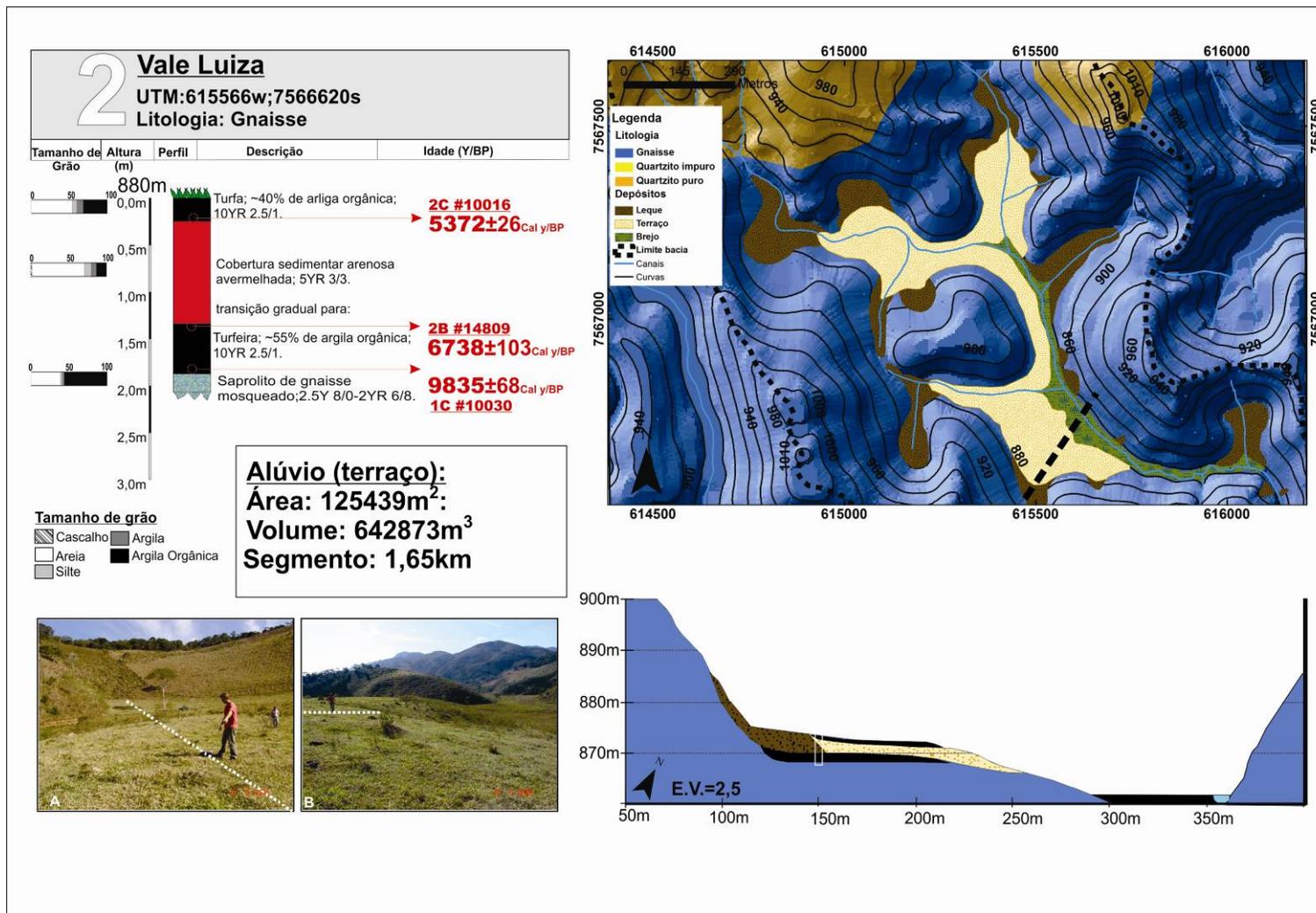


Figura 5.38. Síntese das informações da feição 2-Vale Luiza. Planta e perfil do depósito, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material; fotos ilustrativas, área e volume do pacote sedimentar.

Os sedimentos contidos no local chamado *Vale Santana (9 e 18)* – (figuras 5.23 e 5.39) constituem uma área de nivelamento de uma superfície de terraço sub-horizontal, suspenso em relação ao nível do rio atual, que é recoberto em vários trechos por leques das encostas adjacentes. O vale está situado em gnaiss, e é suspenso em relação ao vale coletor por um knickpoint. Como pode ser visto no mapa geral (figura 5.23), esta porção do vale Santana corresponde ao nível de base controle desta porção da bacia (~625m am), e todos vales adjacentes estudados parecem ter sua dinâmica evolutiva ligada à erosão remontante deste nível de base. Os sedimentos de encosta são aparentemente arenosos e possuem cores avermelhadas, espelhando a rocha fonte. São levantados dois perfis, um conectado ao rio principal e outro ~1,5km a montante, com uma diferença de nível de ~2 metros. Há uma intercalação entre sedimentos de encosta e camadas de turfas. Devido à proximidade da encosta, os sedimentos estudados são todos relativos a leques. No perfil 9, o contato com a rocha, levantado por trado, está a 3,2m do nível da estrada. A primeira camada de sedimentos de encosta tem contato com camada turfácea em 12818 ± 120 Cal y BP. A camada turfácea, possui grandes concentrações de material arenoso, além da matéria orgânica. A camada é sub-horizontal, tendo ~0,5m, com um limite superior datado em 12016 ± 66 Cal y BP, sendo localizada no período úmido e frio pré-Holocênico referido por Ledru (1993). Indica-se um curto período de estabilidade ou mistura dos materiais, devido à energia, sugerindo que esta área seja menos estável que o vale 2-Luiza, que também é em gnaiss. Sobrepondo esta camada turfácea, há um nível de leque aluvial arenoso e avermelhado, que possui limite superior em 6354 ± 30 Cal y BP, sugerindo que a deposição do pacote tenha sido concluída no período de estabilização após a transição Pleistoceno-Holoceno (~5.500 y BP), com dissecação posterior a este período.

O perfil 18, que está ~2 metros acima do nível do perfil 9, suspenso por um suave knickpoint, apresenta as mesmas características, embora os limites de idades da ocorrência da turfeira sejam de 10913 ± 122 Cal y BP e 8685 ± 47 Cal y BP (transição do Pleistoceno-Holoceno), sugerindo uma resposta tardia dos processos em relação ao nível de base principal. A área do terraço é de $140126,3\text{m}^2$, com um volume de $1043680,5\text{m}^3$ e um segmento do rio de 3,67km.

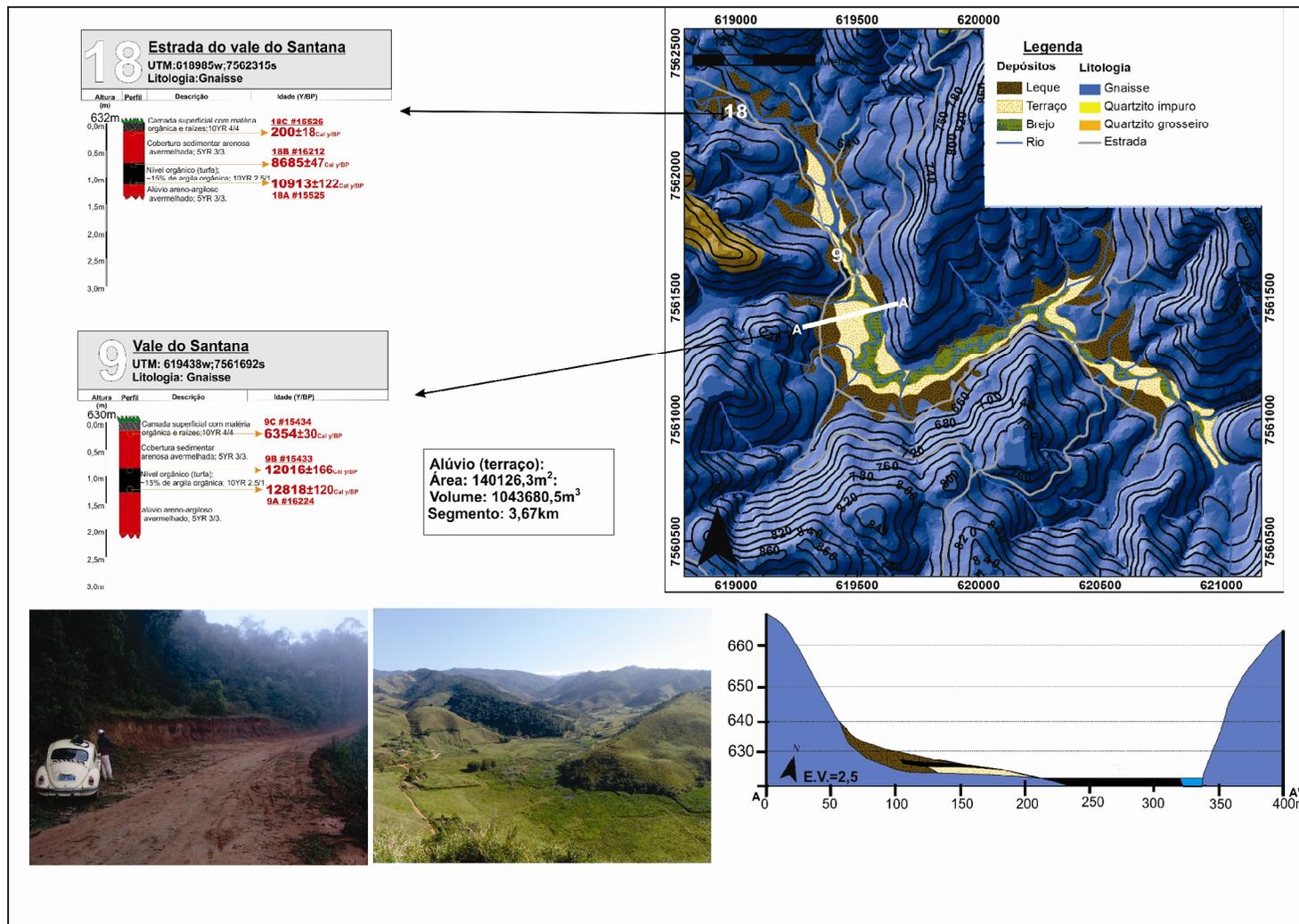


Figura 5.39. Síntese das informações do vale Santana em dois pontos: 18 e 9. Planta e perfil do depósito, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material; fotos ilustrativas, área e volume do pacote sedimentar.

Os sedimentos contidos sítio 10 – *Vale do Carneiros* (figuras 5.23 e 5.40), constituem a área de nivelamento de uma superfície de terraço sub-horizontal, suspenso em relação ao nível do rio atual, que é recoberto em vários trechos por leques das encostas adjacentes. O vale está em uma área de contato entre quartzito grosseiro (no topo das encostas), e quartzito impuro nas porções médias e fundas de vale. O perfil levantado corresponde claramente a uma área de leque atual. Não havíamos conseguido discernir, em campo, as diferenças entre as superfícies de terraços e os leques, sendo estes identificados posteriormente em pares estereoscópicos. O leque constitui ~7 metros de material grosseiro, predominado o cascalho e areia, bastante friável e praticamente sem argila (com aspecto de areia solta). A camada de matéria orgânica foi encontrada na base do perfil. As datações demonstram que estes sedimentos de encosta foram depositado nos últimos ~240 y BP, provavelmente em resposta à ocupação colonial europeia, embora nesta área não tenha sido desenvolvido o plantio de café ou de outras espécies, devido à pobreza do solo. A erosão pode ser, então, uma resposta regional a estas mudanças. A ocorrência de ravinamentos atuais nas encostas de quartzito grosseiro indica a recorrência destes processos de erosão e deposição. A área do terraço é de 100239,8m², com um volume de 791482m³ e um segmento do rio de 2,29km. Porém, não estamos seguros de que estas datas encontradas no leque possam ser regionalizadas para os níveis de terraços, com a finalidade de calcular taxas de erosão e de deposição.

Em área a montante deste vale, foi estudado o sítio *11-vale Gabriel* (figuras 5.23 e 5.41), apresentando também materiais de idade histórica e a indicação de uma inversão estratigráfica (os sedimentos levantados da matéria orgânica são modernos). O diferencial desta área consiste no fato de que ela corresponde a uma inversão de relevo (vale seco), anterior a este soterramento histórico. As idades atuais destes leques aluviais não permitiram, porém, saber com certeza o momento em que o vale foi agradado. Porém, a incisão de canais a jusante, que é bem demarcada nos vales 1-coelho e 2-luiza, leva a entender que este vale possa ter sido abandonado antes do Pleistoceno tardio, quando o sistema inteiro foi capturado por um sumidouro.

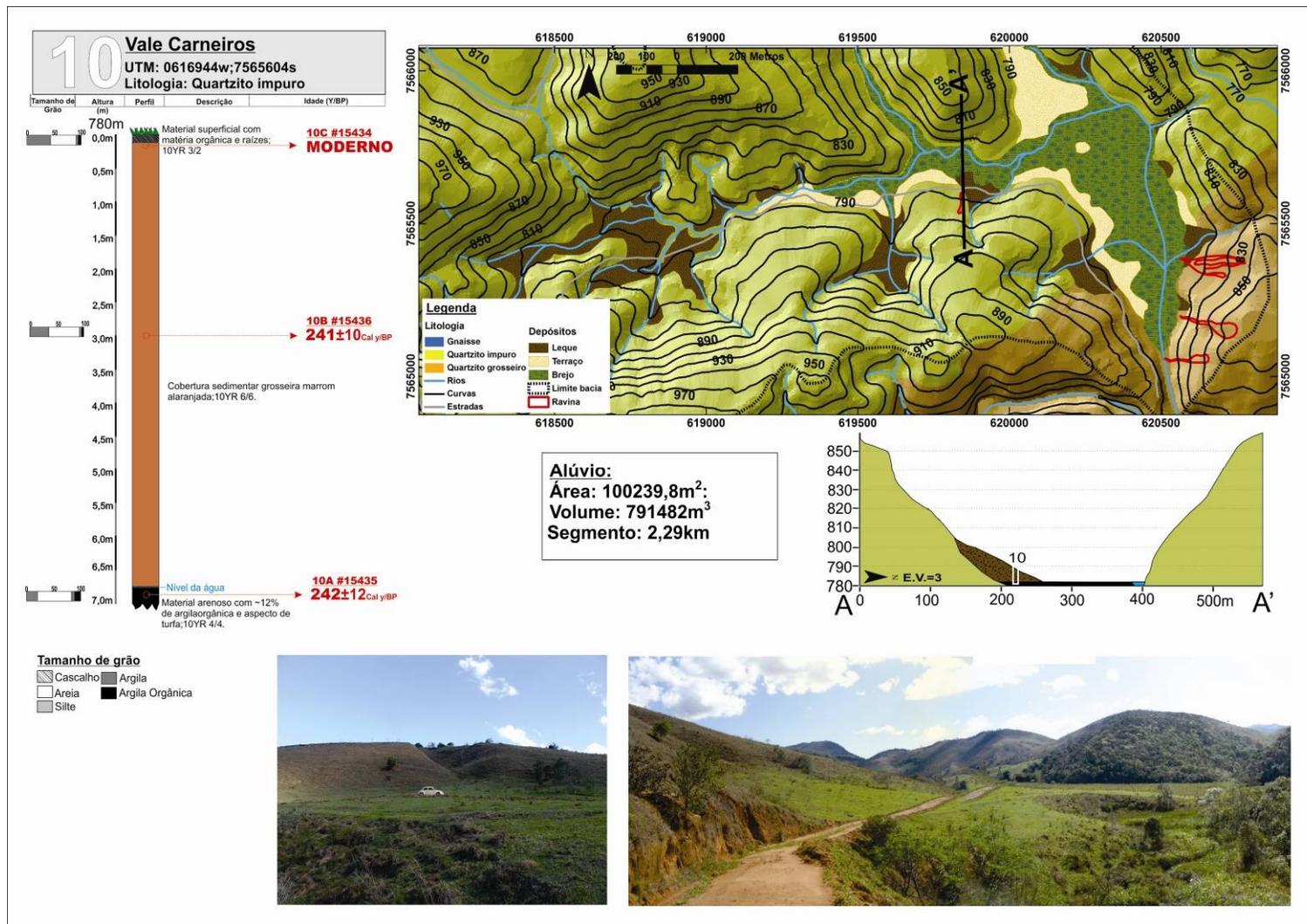


Figura 5.40. Síntese das informações do sítio 10 – vale Carneiros. Planta e perfil do depósito, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material; fotos ilustrativas, área e volume do pacote sedimentar.

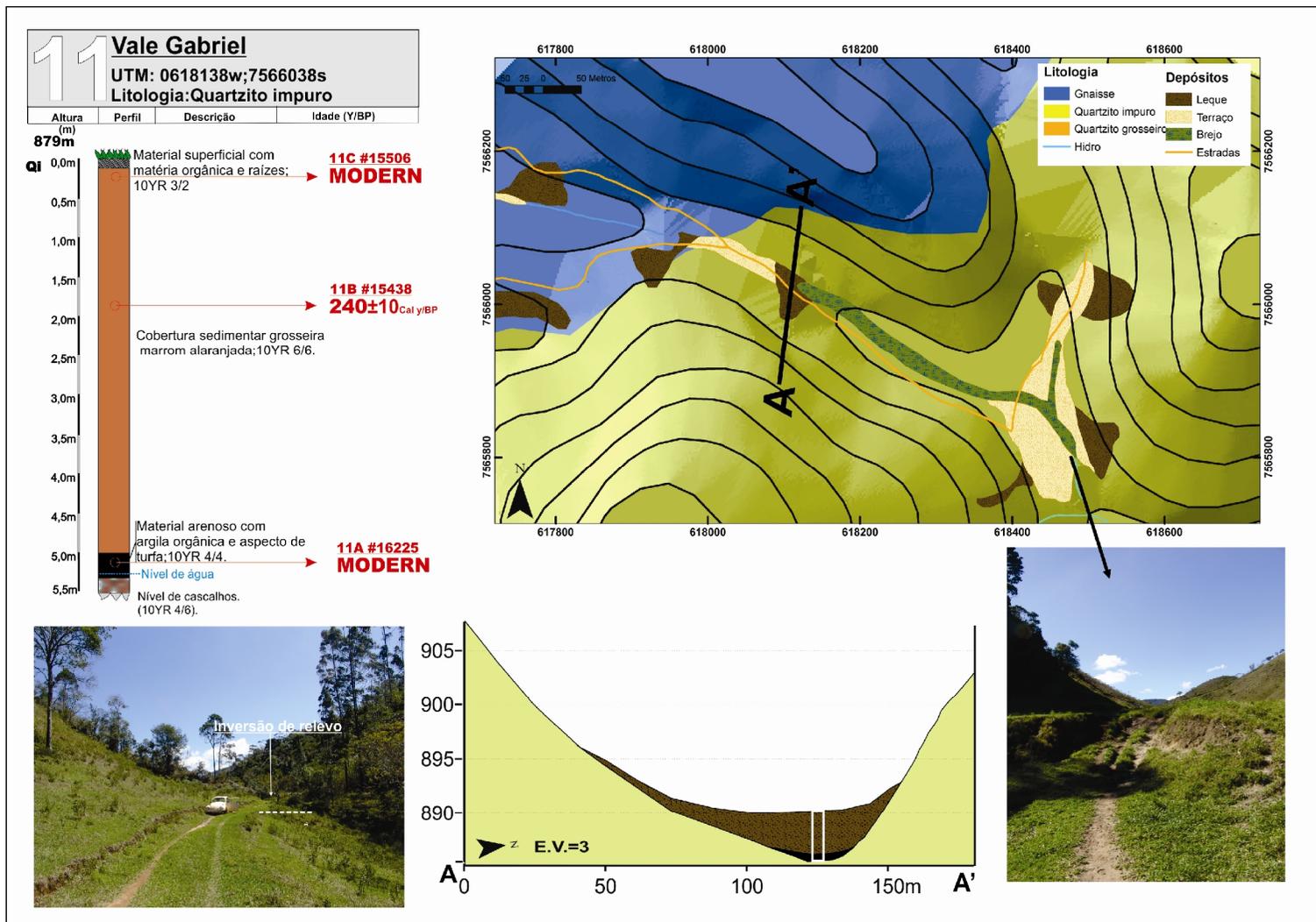


Figura 5.41. Síntese das informações do sítio 11 – vale Carneiros. Planta e perfil do depósito, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material; fotos ilustrativas, área e volume do pacote sedimentar.

Os sedimentos contidos no sítio vale Ronco d'Água (perfis 13, 19 e 20), e mostrados nas figuras 5.23 e 5.42, constituem a área de nivelamento de uma superfície de terraço sub-horizontal, suspenso em relação ao nível do rio atual, que é recoberto em vários trechos por leques das encostas adjacentes. O vale está localizado em uma área de contato entre quartzitos grosseiros, quartzitos impuros e gnaisses. Os sedimentos de encosta são grosseiros, e recebem uma grande contribuição das porções de quartzito impuro, sendo amarelados e arenosos. O vale possui um knickpoint bem demarcado (bola vermelha), que regrediu em direção a depósitos com data de até 21000 y BP.

Os materiais da base do perfil 13 apresentam características de hidromorfia, com uma aparente presença de silte, apesar de não terem sido realizadas análises granulométricas. Em uma porção média deste pacote, um fragmento de carvão datou de 211451 ± 205 Cal y BP, remetendo a sedimentos do LGM. Estes sedimentos foram recobertos por uma camada orgânica com aspecto de turfeira, e textura aparente muito semelhante às outras turfeiras estudadas, sendo arenosa, e contendo um grande percentual de matéria orgânica. Esta turfeira apresentou datas iniciadas em 20558 ± 256 Cal y BP, com limite superior de 18576 ± 93 Cal y BP, o que, provavelmente, corresponde a um pequeno período mais úmido, anterior ao LGM. Provavelmente, esta paisagem permaneceu estável até que, na transição Pleistoceno-Holoceno, um desequilíbrio hidrológico transportou sedimentos das altas encostas, encobrendo estes fundos de vales alagados. Estes sedimentos são acentuadamente arenosos e amarelados. A datação deste nível, porém demonstra haver uma inversão estratigráfica, com a sequência de idades: 7473 ± 24 Cal y BP na base e 12321 ± 129 Cal y BP no topo. Esta inversão sugere que tenha havido um movimento bastante vigoroso para a mobilização de sedimentos de encosta, transportando sedimentos mais antigos da encosta que soterraram os sedimentos mais novos, em um processo que é amplamente descrito na bacia do rio Bananal (Coelho Netto, 1999), em sedimentos Holocênicos. É marcante que o knickpoint (bola vermelha) avançou em direção montante, suspendendo os níveis sedimentares de fundo de vale, que estão ~5 metros acima do nível de base atual. A idade de ~7000 y BP da base dos sedimentos de encosta provavelmente demarca o momento da ocorrência deste processo de rompimento de nível de base, vez que, a partir do

rompimento do knickpoint, criou-se a incisão do canal, sendo gerada a energia necessária para o soterramento dos níveis de fundo de vale.

Em direção montante, outros perfis apresentam a mesma camada de matéria orgânica soterrada, que está nivelada em ~765m. Os materiais explorados são basicamente similares, e o limite superior da camada de matéria orgânica possui idades de 19615 ± 142 Cal y BP para o perfil de número 19 e 19106 ± 152 Cal y BP para o perfil de número 20, sugerindo que o nível de fundo de vale suspenso tenha se projetado por toda a bacia hidrográfica, e que este nível de camada orgânica tenha interrompido o seu processo de acumulação no LGM. A área do terraço é de $20730,3\text{m}^2$, com um volume de $127632,3\text{m}^3$ e um segmento do rio de 1,19km.

Como pode ser visto na figura 5.23, este knickpoint localizado na base do perfil do ronco d' água está logo a montante de um knickpoint em gnaisse, que drena suas águas para o já citado nível de base-controle regional, que é o médio curso do ribeirão Santana. Provavelmente, este knickpoint em gnaisse capturou e erodiu uma grande área deste antigo vale em quartzito do Ronco, que estava suspenso e corria paralelo ao Santana. Percebe-se, no mapa, a existência de outros fragmentos de pacotes sedimentares que corresponderiam ao antigo leito deste rio. A figura 5.43 demonstra a existência de um destes divisores, totalmente soterrado por sedimentos sub-horizontais. Como pode ser visto na figura, os sedimentos estudados e nivelados, estão localizados em uma altitude de ~761m, muito semelhante àquela das outras porções de turfeira soterrada do vale do Ronco d'Água (~765m). Os sedimentos também são bastante similares, arenosos, provenientes do quartzito impuro, com um nível de matéria orgânica horizontal, e bem demarcados. A data do pacote, porém, frustrou as expectativas do grupo, quanto a um nivelamento cronológico destes fragmentos de sedimentos de encosta. O nível de matéria orgânica datou de 996 ± 31 Cal y BP. A similaridade dos pacotes sedimentares permite interpretar que haja uma recorrência dos mesmos processos em períodos diferentes, embora as idades e o nivelamento não tenham permitido qualquer generalização sobre os processos do Pleistoceno tardio, ou sobre tempo estimado para a captura do vale.

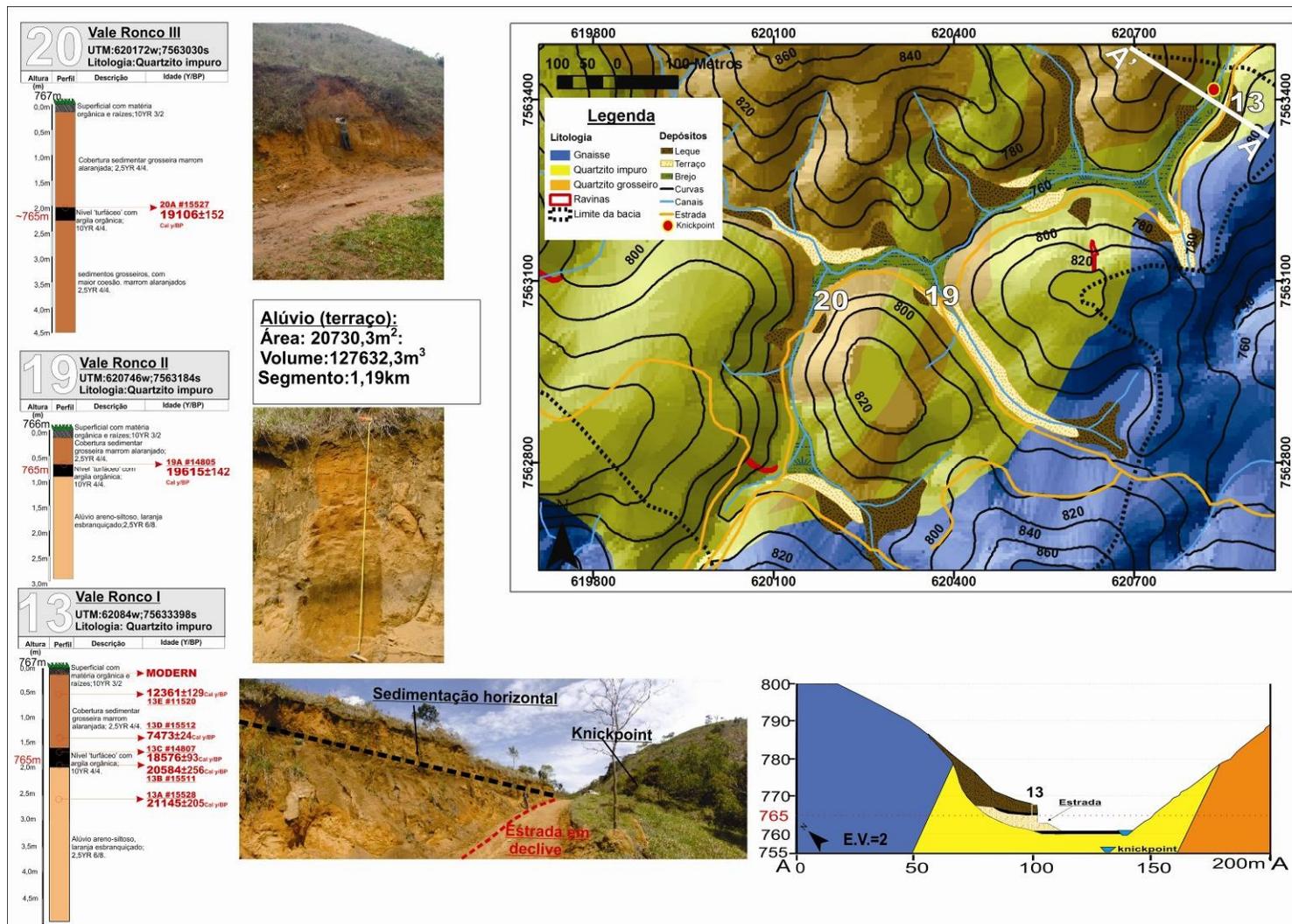


Figura 5.42. Síntese das informações do vale Ronco d'Água (perfis 20, 19 e 13). Planta e perfil dos depósitos, descrição do perfil estratigráfico principal com indicação de idades em ambos os perfis, descrição do material; fotos ilustrativas, área e volume do pacote sedimentar.

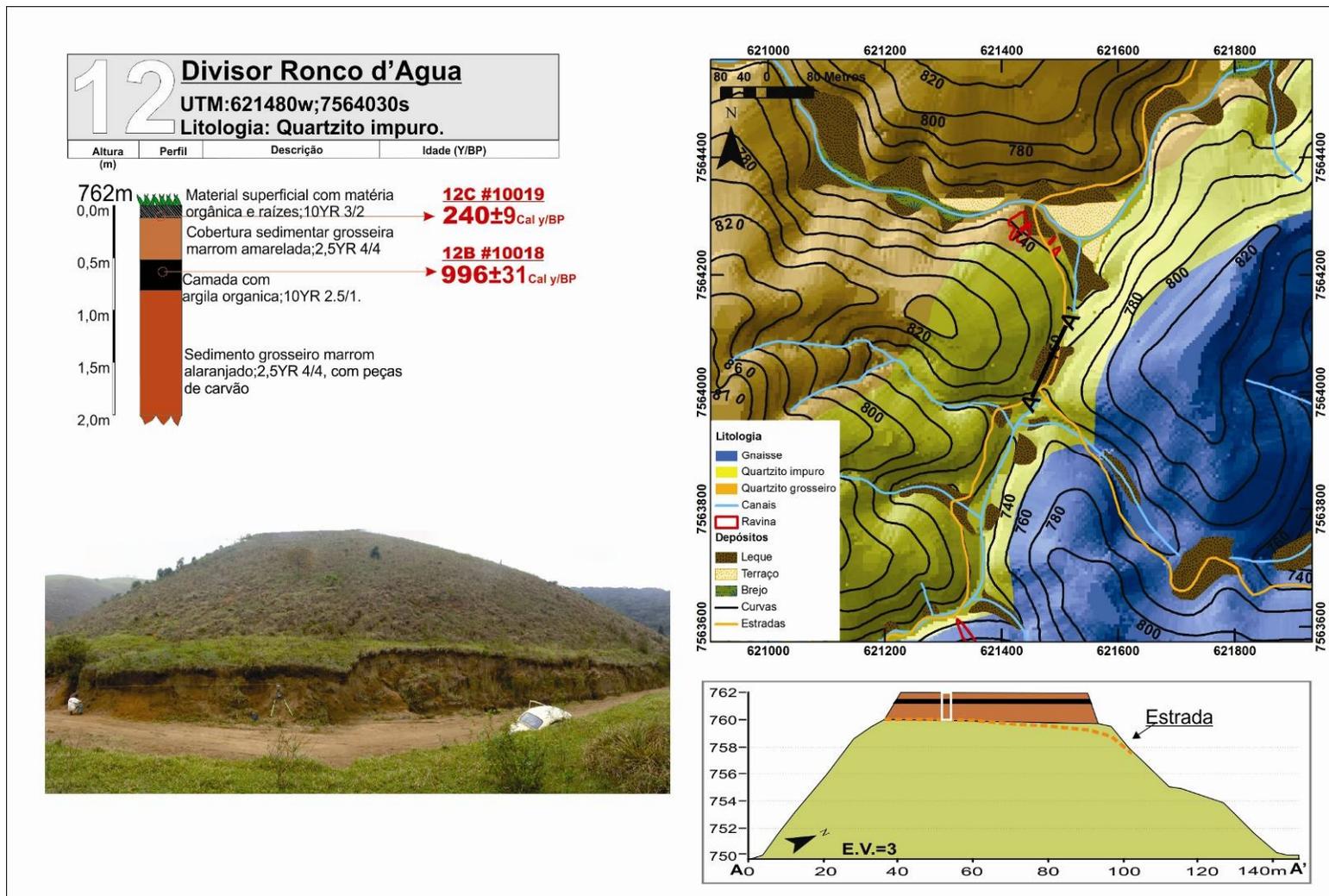


Figura 5.43. Síntese das informações do sítio 12 – Divisor Ronco D'Água. Planta e perfil do depósito, descrição do perfil estratigráfico com indicação de idades, descrição do material; fotos ilustrativas, área e volume do pacote sedimentar.

5.4 Taxas de deposição e remoção para os sedimentos de fundos de vales e interior de dolinas.

Tabela 5.5. Cálculo das taxas de erosão e deposição para os terraços em fundos de vales e depósitos contidos em Dolinas.

Sítio	A(m ²)	D(m ²)	V(m ³)	t	Ts (m ³ /ano)	C(km)	Ts (m ³ /Km/ano)	Tr (mm/ano)	Tr (cm)
Vale Luiza	4340000	125439	642873	4436	144,9	1,07	135,4	0,033	0,003
Vale Santana	13800173	140126	1043680	6464	161,5	3,672	44,0	0,012	0,001
Vale Coelho	4825725	186083,9	828622	15721	52,7	3,4	15,5	0,011	0,001
Vale Carneiros	4084377	100239,8	791482,1	200	3957,4	2,29	1728,1	0,969	0,097
Vale Ronco	1588989	20730,3	127632,3	8129	15,7	1,19	13,2	0,010	0,001
Dolina Carneiros	7064	945	2879,2	3542	0,813	0,034	23,630	0,115	0,012
Dolina Carneiros II	2191,8	353,3	620,78	5764	0,108	0,034	3,215	0,049	0,005
Dolina Luiza	6716	1154	2632	4761	0,553	0,042	13,100	0,082	0,008
Dolina Português	9052,8	2864,7	6994,7	5169	1,353	0,057	23,824	0,149	0,015
Dolina João Hemídio	10626,6	453,96	724,39	4198	0,173	0,028	6,207	0,016	0,002
Dolina Arrependida	5088,8	905,2	2756,5	6661	0,414	0,042	9,806	0,081	0,008
Dolina Knickpoint I	4657,6	1032,8	2838,4	4688	0,605	0,044	13,667	0,130	0,013
Dolina Knickpoint II	4135	872,1	2173,1	6503	0,334	0,077	4,329	0,081	0,008
Dolina Knickpoint III	4775	711,3	1770,08	6978	0,254	0,030	8,427	0,053	0,005

Levando em conta a volumetria dos depósitos (tabela 5.5) no fundo dos vales, as taxas de deposição (TS) na bacia do ribeirão Santana mostram-se situadas em uma faixa entre 15,5 m³/ano (vale Ronco) e 52,7m³/ano (vale Coelho) para os quartzitos; e, entre 161,5m³/ano (Vale Santana) e 144,9m³/ano (Vale Luiza) para os gnaisses, sendo as taxas de sedimentação dos gnaisses em torno de três vezes maiores do que a dos quartzitos. As taxas de remoção, que levam em consideração a ponderação pela área da bacia, também são maiores para os gnaisses, da ordem de 0,03mm/ano e 0,012 mm/ano, enquanto que, para os quartzitos, representam 0,010mm/ano para ambas as bacias.

Uma exceção é ilustrada pelo vale carneiros, constituído por quartzito impuro. Embora cientes de as amostras estão relacionadas, na verdade, a um leque atual que recobriu os sedimentos mais antigos, decidimos executar os cálculos, pelo fato de encontrar-se tal leque nivelado com os sedimentos de fundos de vales adjacentes. Como se vê, as taxas de sedimentação são completamente discrepantes, sendo da ordem de 3957,4m³/ano, com taxas de remoção, ponderadas pela bacia, da ordem de 0,969mm/ano.

Por coincidência, este valor discrepante é o único que seria semelhante àqueles anteriormente calculados para os depósitos sedimentares

da bacia do Rio Bananal (Dantas, 1995; Dantas e Coelho Netto, 1997). Para a bacia do Rio Bananal, foram identificados dois períodos intensos de erosão-sedimentação. Um na transição Pleistoceno-Holoceno, com taxas médias de $38600\text{m}^3/\text{ano}$ e taxas de erosão da ordem de $\sim 0,20\text{mm}/\text{ano}$, em um ciclo de aproximadamente 2000 anos, e outro devido à ocupação histórica do vale do MVRPS (ciclo cafeeiro) com taxas médias $97000\text{m}^3/\text{ano}$ e taxas de erosão da ordem de $0,60\text{mm}/\text{ano}$, em um ciclo de aproximadamente 100 anos.

Quando comparados os valores das taxas de remoção das bacias do Bananal e do Santana, percebe-se que trata-se de ordens de grandezas diferentes. Enquanto, em um ciclo de 2000 anos, retirou-se o equivalente a ~ 4 metros de sedimentos superficiais da bacia do Rio Bananal, o cálculo para um ciclo parecido para a bacia do Ribeirão Santana remete à retirada total da ordem dos 0,6 metros para os gnaisses e de 0,2 metros para os quartzitos. Tal comparação, porém, não pode ser realizada, pois a evolução dos vales da bacia do Ribeirão Santana não ocorre em sincronia no tempo e no espaço, havendo alguns vales com sedimentos estocados do LGM, outros da transição Plesistoceno-Holoceno, e outros relativos a períodos atuais. O que se percebe é uma recorrência de processos controlados seja pelo componente cárstico, seja pela evolução de knickpoints.

Também foi feito um esforço para o cálculo das taxas de sedimentação das dolinas e, conseqüentemente, das taxas de remoção das encostas adjacentes. Surpreendentemente, algumas dolinas apresentaram taxas de deposição mais elevadas do que as taxas contidas nos vales, a saber, da ordem de $\sim 0,12\text{mm}/\text{ano}$ para dolinas com grandes áreas de contribuição das encostas e pacotes sedimentares largos e profundos, e da ordem de $\sim 0,004\text{mm}/\text{ano}$ para as dolinas com áreas de contribuição menores e mais rasas. Estes valores seriam mais semelhantes aos valores encontrados na bacia do rio Bananal ($\sim 0,2\text{mm}/\text{ano}$). Porém, como destaca Dantas (1995), os valores contidos nos pacotes sedimentares dos fundos de vales são subestimados, pois os cálculos são feitos por meio da medição dos pacotes que ainda estão retidos, deixando de considerar aqueles que foram retirados. No caso das dolinas, tal não ocorre, pois elas representam um sistema fechado, onde não há perda de material. Os sedimentos contidos no interior de dolinas representam, portanto, um nível de agradação em equilíbrio com a

sedimentação desde ~10.000 até ~5.500 anos. Se consideramos apenas o ciclo de formação dos leques aluviais (entre 8.000 e ~5.500 anos), sem levar em consideração o período de formação das turfeiras, poderíamos chegar a cálculos de erosão na ordem de ~3,5 metros para o ciclo nas dolinas com grande área de contribuição, e da ordem de ~1 metro para as dolinas rasas e com pequena área de contribuição.

Outros fatores que podem mascarar os resultados para as volumetrias e, conseqüentemente, para as taxas de erosão dos vales na bacia do Ribeirão Santana, consistem no fato de que alguns vales são drenados por sumidouros, o que prejudica a retenção de sedimentos.

Nós não consideramos a regionalização de um período erosivo detonado pelo ciclo de ocupação humana dos últimos ~200 anos. A maioria das datações com esta idade sugerem níveis muito finos (~20cm) de pedogênese no topo dos perfis, com acumulação de raízes e matéria orgânica, tanto em divisores, quanto em áreas de concentração de fluxos. Na bacia do ribeirão Santana, não foi observado qualquer impacto do ciclo cafeeiro ou de outros plantios, devido à extrema pobreza dos solos. Portanto, a principal atividade desenvolvida na região foi a criação de gado leiteiro. Com base em relatos orais e em observações de campo, concluímos que a maioria das gramíneas aqui encontradas, como o capim limão, foram introduzidas pelos colonizadores europeus. Segundo os moradores locais, estas gramíneas são introduzidas até hoje, principalmente para conter a erosão superficial das áreas que são ocupadas unicamente pelas espécies de enclaves de cerrado nestas áreas de quartzito, como é o caso da “candeia” (*Plathymenia reticulata*). Portanto, nestas áreas de quartzito, a ação humana pode ter exercido uma influência muito maior na estabilização dos sedimentos superficiais intemperizados de quartzito, bastante grosseiros, do que no desencadeamento de medidas extensivas de erosão pelo plantio.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

6.1 Uma proposta para o comportamento das dolinas durante o quaternário tardio.

As depressões encontradas nos topos de morros de quartzitos e gnaisses da bacia do ribeirão Santana são típicas dolinas de dissolução, com bordas suavizadas e pacotes sedimentares, conforme já descrito em vários locais do planeta por um corpo acadêmico conceituado. O tempo de formação destas feições varia de acordo com as taxas de dissolução da rocha fonte. Para o caso das rochas quartzíticas, Piccini (2008), nas montanhas Tepui/Venezuela, encontrou taxas de remoção da ordem de $0,45\text{m}^3/\text{ano}$ por ano, para todo o sistema Tepui (não sendo indicado o total de área), e demonstrou, por seus cálculos finais, que seriam necessários ~11 milhões de anos para o desenvolvimento das formas de dissolução encontradas, se consideradas as mesmas condições de temperatura e umidade.

Sendo assim, as dolinas aqui encontradas são formas herdadas de tempos muito anteriores ao Quaternário Tardio. Por tratar-se de feições fechadas, porém, as dolinas desempenham o papel de receptores de material das encostas adjacentes, tendo sido totalmente preenchidas durante os últimos ciclos erosivo-deposicionais do Quaternário Tardio. Estes processos de preenchimento devem ser recorrentes durante os ciclos erosivos deposicionais, embora não tenha sido encontrado, no interior das dolinas, qualquer material anterior a ~12.000 anos, sugerindo que, durante as condições secas anteriores ao Holoceno, antigas coberturas sedimentares possam ter sido removidas.

É digno de nota que os vales apresentam respostas anteriores às variações climáticas do Plesitoceno-Holoceno, enquanto as turfeiras soterradas por depósitos nas dolinas são todas relacionadas a este período de transição. Devido ao fato de estarem localizadas em áreas bem drenadas do topo de morros, é provável que estas dolinas tenham começado a concentrar água apenas no momento em que a precipitação ultrapassou em alguns momentos a capacidade de infiltração, fazendo gerar a concentração de água, de vegetação

brejosa e, por fim, de argila orgânica, o que acentuou o processo de represamento hídrico, formando pequenos lagos em condições de saturação.

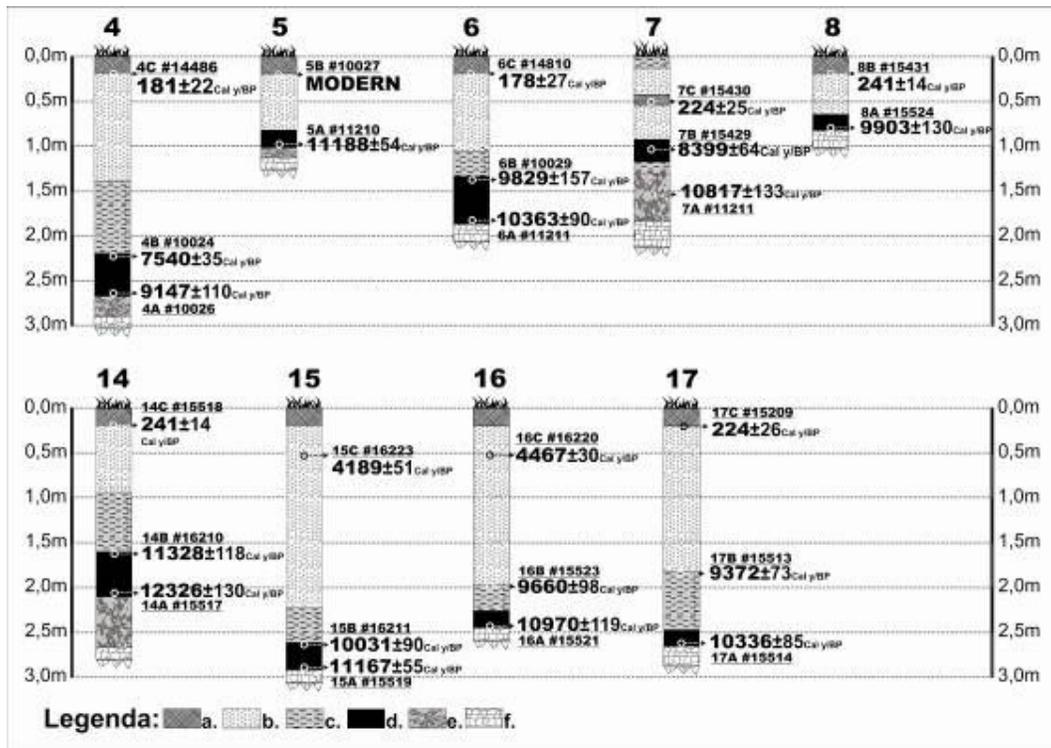


Figura 6.1. Síntese do conjunto de datações calibradas e modeladas obtidas em 9 colunas estratigráficas no fundo de dolinas na bacia hidrográfica do Ribeirão Santana (Informações completas de cada perfil contidas no item de caracterização e volumetria dos depósitos sedimentares). As datações estão organizadas por perfil e mostram todos os valores relativos à camada orgânica. a. Horizonte O; b. Nível arenoso; c. Nível hidromórfico; d. Nível de Matéria Orgânica; e. Nível mosqueado; f. Rocha.

A modelagem feita com os dados de nove colunas estratigráficas no interior de dolinas (figura 5.7, do item 5.1.2), permitiu que delimitássemos o início e o fim do período de formação de turfeiras no interior das dolinas sobrepostas à rocha ou aos níveis hidromórficos. Este período é demarcado entre 12063±457 Cal yrs BP para o início da concentração de água e matéria orgânica. O limite final é demarcado pelo soterramento destas turfeiras por materiais removidos das encostas adjacentes, o que ocorreu em torno de 8023±212. A maioria das datações superficiais por nós realizadas (figura 6.1) foram, infelizmente, coletadas em níveis muito superficiais do pacote, resultando em idades da ordem de ~240 Cal y BP; porém, em alguns perfis (15 e 16 da figura 6.1) em dolinas e também em fundos de vale (figura 5.27),

quando coletados os sedimentos em profundidades um pouco maiores (~40cm), estes remeteram a idades próximas a ~5500 Cal y BP. Esta idade mais elevada coincide com a idade tratada por vários autores como o limite final do máximo termal do Holoceno, resultando em um período de estabilização da deposição nestes pacotes. Interpretamos, portanto, que este período de ~5500 y BP tenha correspondido ao limite final de agradação das dolinas pelos sedimentos removidos das encostas adjacentes. Desconsiderando algum processo erosivo não mapeado e posterior a esse evento, percebemos que a superfície de algumas dolinas tem, nos dias atuais, funcionado como um lago, concentrando matéria orgânica em sua superfície mais rebaixada, o que sugere a recorrência dos processos. Porém, os horizontes "O", que ocupam também as encostas, parecem ter sido acumulados muito recentemente, provavelmente pela introdução das gramíneas na paisagem.

Por fim, não foi encontrado qualquer controle evolutivo quando relacionamos os sedimentos quaternários contidos em dolinas com a litologia, e nem quando relacionamos as idades com a profundidade das dolinas. As mesmas idades da transição Pleistoceno-Holoceno são encontradas em dolinas profundas e rasas. Da mesma maneira, as mesmas idades são encontradas em quartzitos e gnaisses. O que muda em relação à profundidade das dolinas e em relação às áreas de contribuição e tamanho do pacote sedimentar são os resultados dos cálculos das taxas de erosão, que foram da ordem dos ~0,12mm/ano para as dolinas com grande área de contribuição e pacotes sedimentares, e da ordem dos ~0,004 mm/ano para as dolinas rasas.

Estes cálculos erosivos do interior de dolinas podem fornecer bons índices a serem cotejados com os cálculos realizados a partir de dados obtidos em fundos de vale, pois, nas dolinas, os sedimentos ficam todos retidos, enquanto que, nos fundos de vale, parte destes são perdidos por processos erosivos atuais, comprometendo a exatidão do cálculo dos processos.

6.2 Uma proposta para o comportamento dos fundos de vales durante o quaternário tardio.

Os sedimentos de fundos de vale se diferenciam dos sedimentos contidos em dolinas no ribeirão Santana, principalmente pela distribuição heterogênea das idades para sua criação, variando desde antes do LGM até o presente, enquanto as dolinas demonstram um padrão de preenchimento durante a transição Pleistoceno-Holoceno. Estes sedimentos de fundos de vale também diferem daqueles encontrados na bacia do Rio Bananal (Dantas, 1995, Dantas e Coelho Netto, 1997, Coelho Netto, 1999). Naquela bacia, há pacotes muito mais espessos e com taxas de erosão e sedimentação em torno de oito vezes maiores do que na bacia do Ribeirão Santana. Além disso, retirando-se pequenas variações de controle de knickpoints, todos os pacotes sedimentares em fundos de vale naquela bacia dataram do Plesitoceno-Holoceno, observando-se a existência de apenas alguns resquícios de sedimentos mais antigos nas encostas.

Além de algumas datações que comprovam a existência de depósitos anteriores ao LGM, há indícios de que parte das superfícies sedimentares e brejosas de encostas e fundos de vale, principalmente alocados no vale Ronco d'Água (figura 5.43), tenha sido formada até o início do LGM em ~20000 y BP, ficando estabilizadas a partir do limite deste período mais seco.

A alternância de períodos úmidos e secos do Pleistoceno Tardio e do Holoceno não provocou apenas um aumento da erosão e deposição das encostas. Um sistema cárstico, desenvolvido pela ação química nos condutos e, portanto, herdado de períodos mais antigos, continua fornecendo uma série de caminhos preferenciais para infiltração e exfiltração de águas, sejam meteóricas, sejam fluviais entre bacias adjacentes, do modo como tratado no modelo proposto por Avelar et al, 2006 (figura 3.15).

Comprovou-se a ocorrência de taxas erosivas da ordem de três vezes maiores para os vales em gnaisses em relação aos vales em quartzito. Em campo, apesar de não terem sido realizadas medições de infiltração, é possível perceber que os quartzitos possuem uma permeabilidade relativamente maior que os gnaisses, fazendo com que a água infiltre em suas encostas e mantenha suas superfícies montanhosas praticamente inalteradas.

Assim, nas sequências estratigráficas geológicas, é possível perceber que os gnaisses estão sempre localizados nos fundos de vales, apesar de representarem a camada superior da sequência litológica no contexto estratigráfico regional.

Em condições de competição da erosão via canais fluviais, o gnaisse erode muito mais rapidamente, rebaixando os níveis de base. Os quartzitos vão ficando suspensos a este sistema fluvial, mas favorecem a ocorrência de capturas, caso haja mudanças de níveis de base do próprio gnaisse, que ocasionem um aumento no gradiente entre vales adjacentes, divididos por estes quartzitos cársticos. Na figura 6.2, que pode ter sua área localizada na figura 5.23, vemos o perfil transversal entre os vales do Coelho e o vale abandonado do Funil. A linha vermelha no perfil indica a antiga superfície de drenagem, enquanto que o preenchimento vermelho no vale abandonado aponta o antigo nível de fluxo. Estes vales estavam suspensos um em relação ao outro, e corriam em paralelo. Porém, o nível knickpoint em gnaisse (que pode ser visto no perfil 1) fornecia um obstáculo resistente à erosão.

Por razões que vamos explicar nos próximos parágrafos, o sistema provavelmente sofreu um rebaixamento gradual de ~20m desde o período anterior ao LGM até o presente, fazendo com que o canal do vale do Coelho, que representa o nível de base local, entalhasse, aumentando o desnivelamento relativo entre os vales paralelos de 50 para 70 metros. O nível subterrâneo que estava em equilíbrio, saturando as cavidades, pode ter sofrido um rebaixamento em direção ao vale do Coelho, fazendo com que o nível de saturação dos vales adjacentes encontrasse caminhos preferenciais nas cavidades já existentes do sistema cárstico. A concentração de fluxos para a área aumenta até o momento da captura total do rio por meio de um sumidouro, abandonando o antigo vale do Funil, caracterizado por uma forma de divisor rebaixado ou vale seco.

Este processo, porém, não ocorreu de forma abrupta. Os diversos mapeamentos na área e as informações de nivelamento e cronologia dos pacotes sedimentares nos permitem alcançar uma interpretação sobre a evolução dos processos, desde as idades anteriores ao LGM.

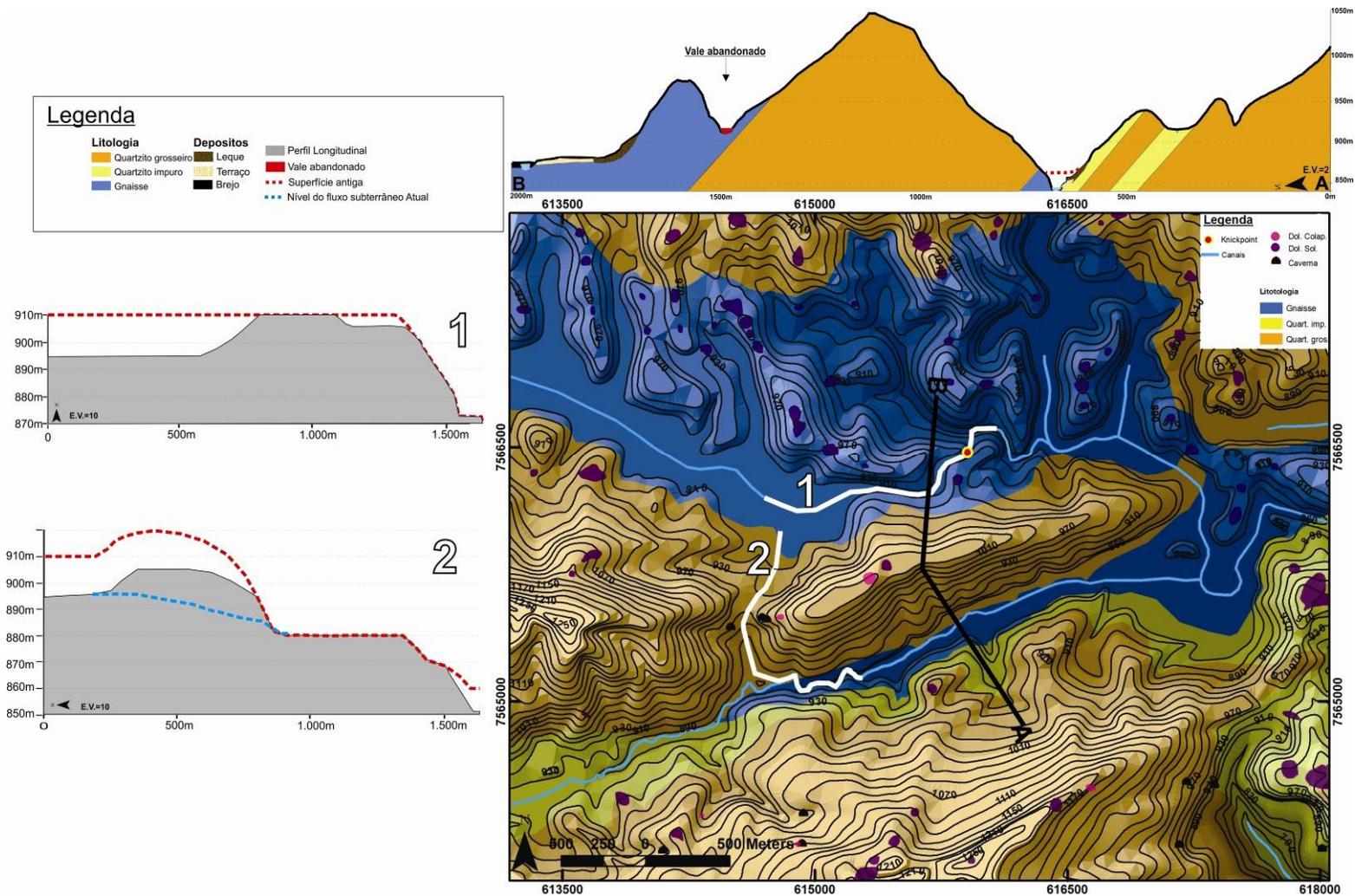
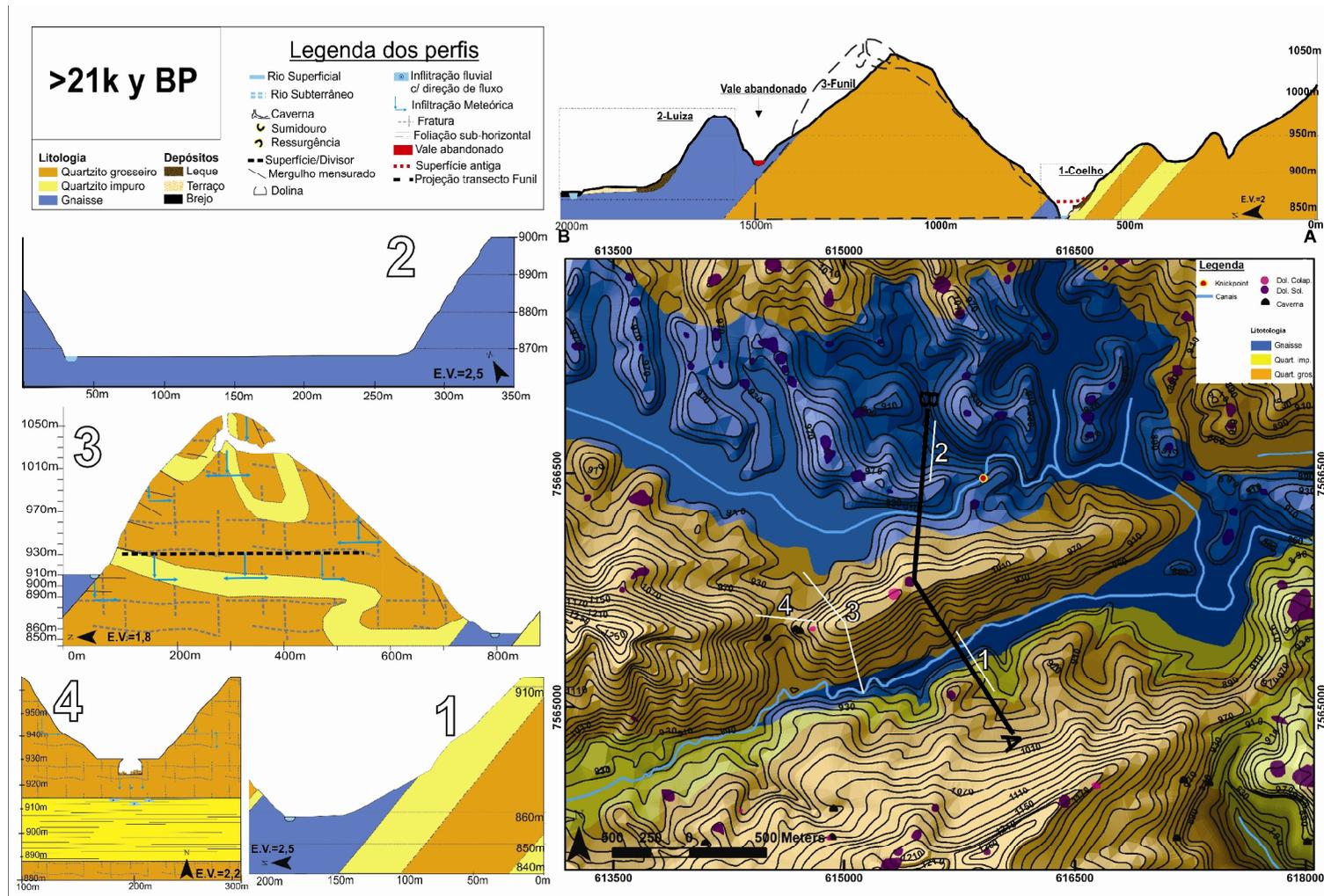


Figura 6.2. Superfícies do LGM (linhas vermelhas) e atuais (bloco cinza) dos eixos de drenagem de 1-vale abandonado do funil, com delimitação da antiga linha de fluxo e 2-sumidouro do funil, com indicação da linha de fluxo subterrâneo em linha azul no perfil 2.

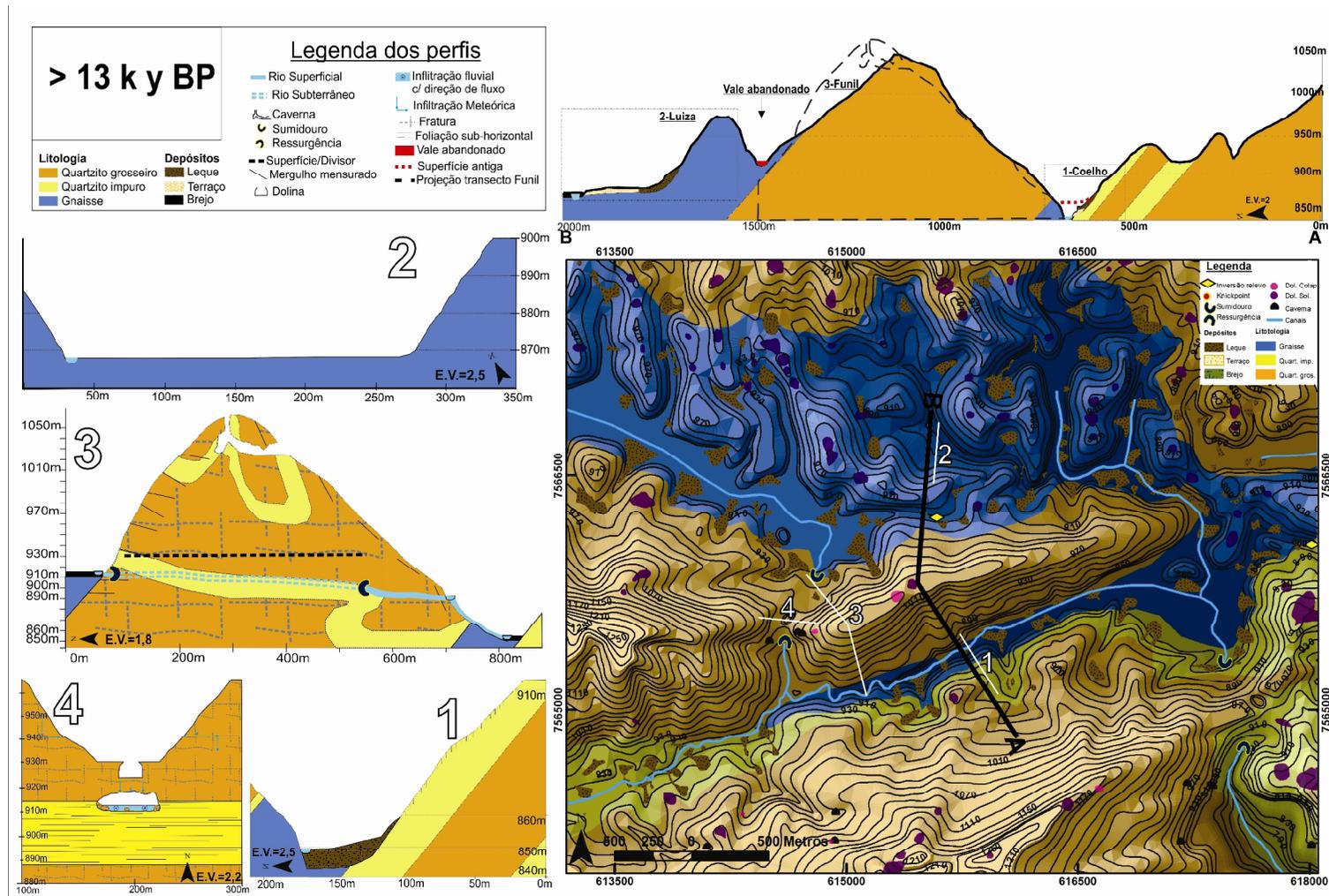
Consideramos haver uma superfície com níveis de deposição anterior ao LGM (figura 6.3), de ~21000 y BP ou anterior, onde haveria uma condição climática úmida, embora fria. Nesta época, o vale do Funil ainda estava ativo. A posição atual do canal abandonado indica a cota de 910m para este fluxo fluvial. Como os fluxos estavam concentrados em fundo de vale de gnaiss, os knickpoints poderiam reter sedimentos e provocar o trabalho lateral do rio a montante, gerando o alargamento dos alvéolos.

Os vales do Coelho e do Funil estariam drenando paralelamente e em situação de equilíbrio, ambos dissecando bases de gnaiss e encostas de quartzito. A parte abaixo do knickpoint do vale do Funil e o vale do Coelho estariam nivelados em 860m. Esta superfície era abrangente para os vales laterais no centro-leste do mapa na figura 6.3, sugerindo que, também ali, o rio drenava para um vale que corresponde, hoje, a um vale seco (superfície abandonada) na cota de 860m.



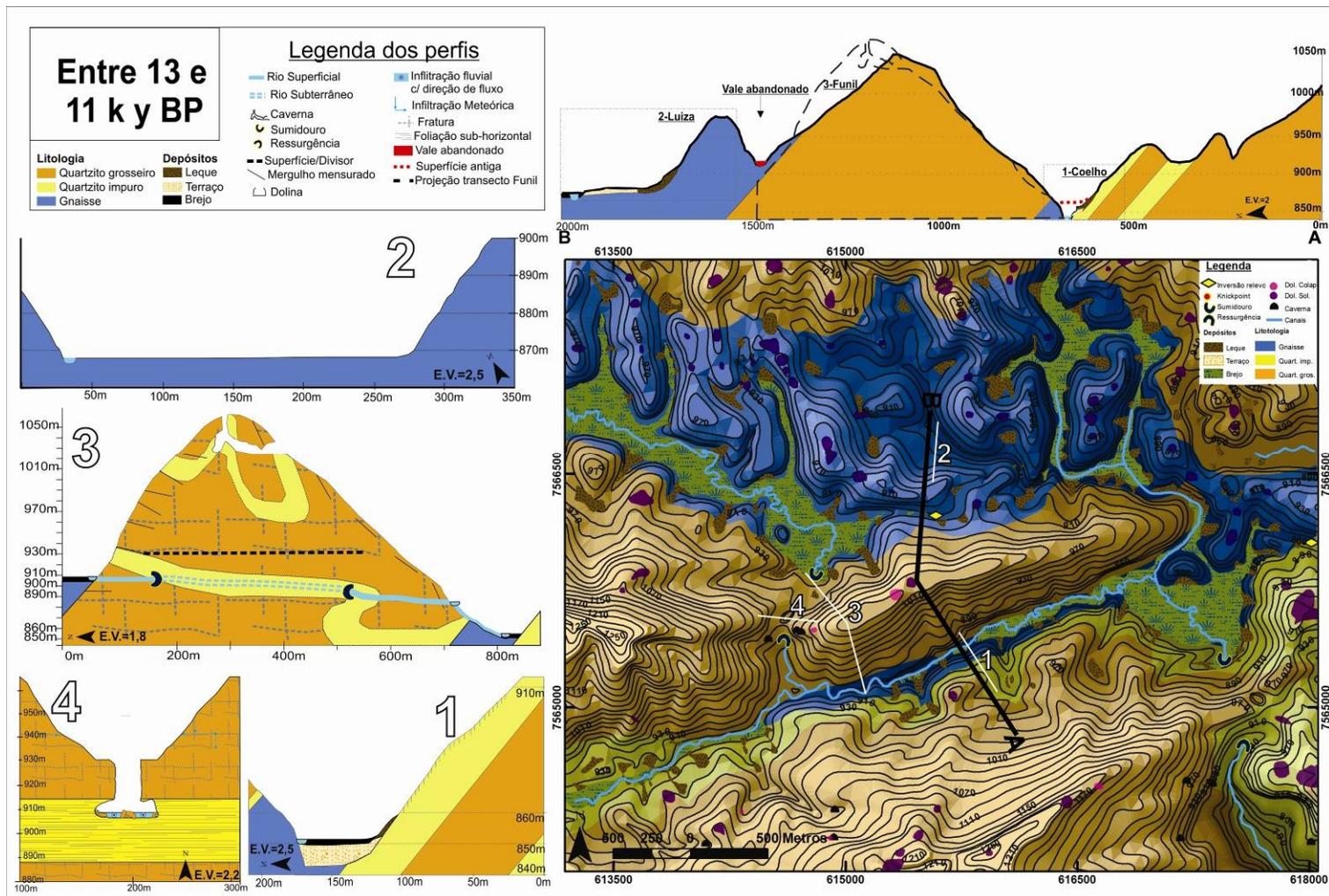
Esta superfície passou por processos de erosão e deposição neste período úmido do Pleistoceno Tardio, formando os pacotes sedimentares, mais antigos que o LGM, observados na bacia. Os canais fluviais continuaram provocando a incisão nos fundos do vale de gnaisse. O clima foi se tornando gradativamente mais seco até chegar ao limite de ~17000 y BP (Cruz et al, 2005), período durante o qual ficaram estáveis algumas superfícies sedimentares (representadas na figura 6.4). Nesta época seca, provavelmente as águas das chuvas esporádicas drenavam principalmente pelas cavidades do sistema cárstico, que poderiam já não estar mais saturadas, devido ao rebaixamento do nível de base. Uma maior infiltração nos bandamentos de quartzito impuro no interior de quartzitos grosseiros pode ter permitido que fluxos se concentrassem para as cavidades subterrâneas, alargando-as em condições vadosas. Esta interpretação e o próprio perfil da captura, que aqui está representado em escala real (figura 6.4-3), seguem o modelo proposto por Avelar et. Al. (2006).

Segundo Cruz et al. (2005), o clima, por volta de 13000 y BP, foi se tornando gradativamente mais úmido,, o que provocaria a reativação do trabalho dos rios, que, no entanto encontram novos caminhos subterrâneos, nas cavidades retrabalhadas durante o período seco. As superfícies de 860m da parte leste do mapa, nas figuras 6.3 e 6.4, ficam, agora, abandonadas, devido à captura do fluxo principal do vale do Coelho por um sumidouro logo abaixo. Esta captura provoca uma nova incisão dos canais, gerando uma ampliação no gradiente para com o vale do Funil na ordem de 10 metros, e favorecendo a captura dos fluxos subterrâneos do Funil. A concentração dos fluxos subterrâneos desde o alvéolo até as cavidades pode ter provocado a captura do próprio vale do Funil por um Sumidouro (cota de 910m), em direção ao vale do Coelho (cota de 850m).



Logo acima deste nível de 905 metros, ocupado por sedimentos das encostas adjacentes, foi encontrado um nível de material turfáceo, que tem limites entre ~13500 y BP, até ~11000 y BP, e que pode representar uma condição de subida do nível de base e estabilidade do vale fluvial. Parte dos sedimentos grosseiros das encostas foi, provavelmente, recoberta por uma camada brejosa e, neste sistema, foi retrabalhada até alcançar condições sub-horizontais nos fundos de vales. Ledru (1993), dentre outros, indicam um período de estabilização entre estas idades anteriores ao equivalente ao *Young Drayas*, do Hemisfério Norte. Em seus estudos, o autor comenta haver um aumento de espécies de condições brejosas.

O ambiente sedimentar, apesar de ser sub-horizontal e de fundos de vale, não se caracteriza necessariamente por sedimentos fluviais, mas por áreas brejosas. Eventualmente, a manutenção de longo períodos úmidos pode saturar as cavidades cársticas (3), o que, em conjunto com a ampliação da carga fluvial deste período, pode ter gerado um colapso, formando uma superfície conhecida hoje no vale capturado, de ~930m. O vale, Luiza (2) que está suspenso, por um knickpoint, continua sem respostas fluviais, apresentando eventualmente alguma erosão nas encostas. Após isto, o sistema entra em um pequeno período seco correspondente ao *Young Drayas*.



Entre ~11000 y BP e ~7000y BP (figura 6.6), verifica-se a resposta do sistema às mudanças ambientais da transição Pleistoceno-Holoceno. Os vales são reocupados por leques aluviais. O sumidouro (1) responde à ampliação da pluviosidade e do nível do rio que provoca o colapso da caverna freática em condições de saturação total do sistema, tornando-se, provavelmente, um rio superficial encaixado em cânion, e construindo o nível hoje existente na superfície do vale do sumidouro (teto da drenagem subterrânea), que é de 905m. O Vale do Coelho, dentre outros, é, em parte, reocupado por sedimentos de encosta, que encobrem as áreas brejosas, na cota de ~907metros. O vale do Luiza (2), que está suspenso ao nível de base local, em litologia de gnaiss responde de modo tardio aos processos fluvio-cársticos, sendo formado um nível de turfeira em sua superfície, no mesmo período da formação do nível de turfeira do interior da dolinas.

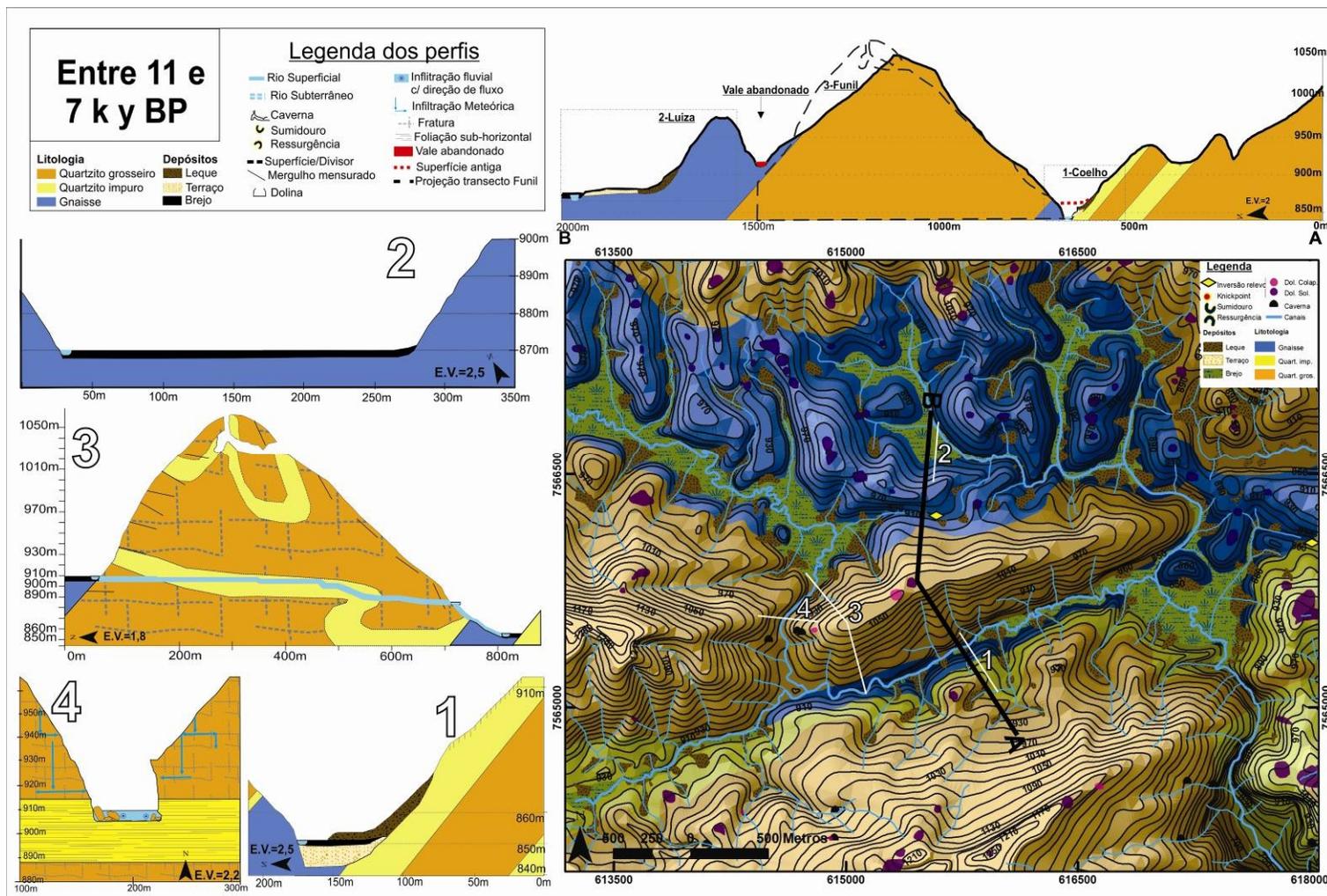


Figura 6.6. Modelo proposto para a evolução durante o quaternário tardio, de dois vales adjacentes divididos pelo compartimento cárstico do Funil. Entre 11 e 7 k y BP (k= 1000 anos). 1-Vale Coelho; 2-Vale Luiza; 3-perfil longitudinal da captura (sumidouro) do Funil; 4-perfil transversal da captura (sumidouro) do Funil.

Entre ~7000 y BP e 5500 y BP (figura 6.7), chega-se ao máximo hídrico da transição Pleistoceno-Holoceno. A paisagem avança para um período mais seco, concluindo a formação das superfícies sedimentares que cobrem as turfeiras no interior de dolinas e em alguns fundos de vale. O vale do Luiza (2), que está suspenso ao nível de base local, em litologia de gnaiss, responde mais uma vez com atraso aos processos fluvio-cársticos, ocorrendo, então, a cobertura do nível de turfeira por sedimentos de leques aluviais, que agradam os fundos de vale.

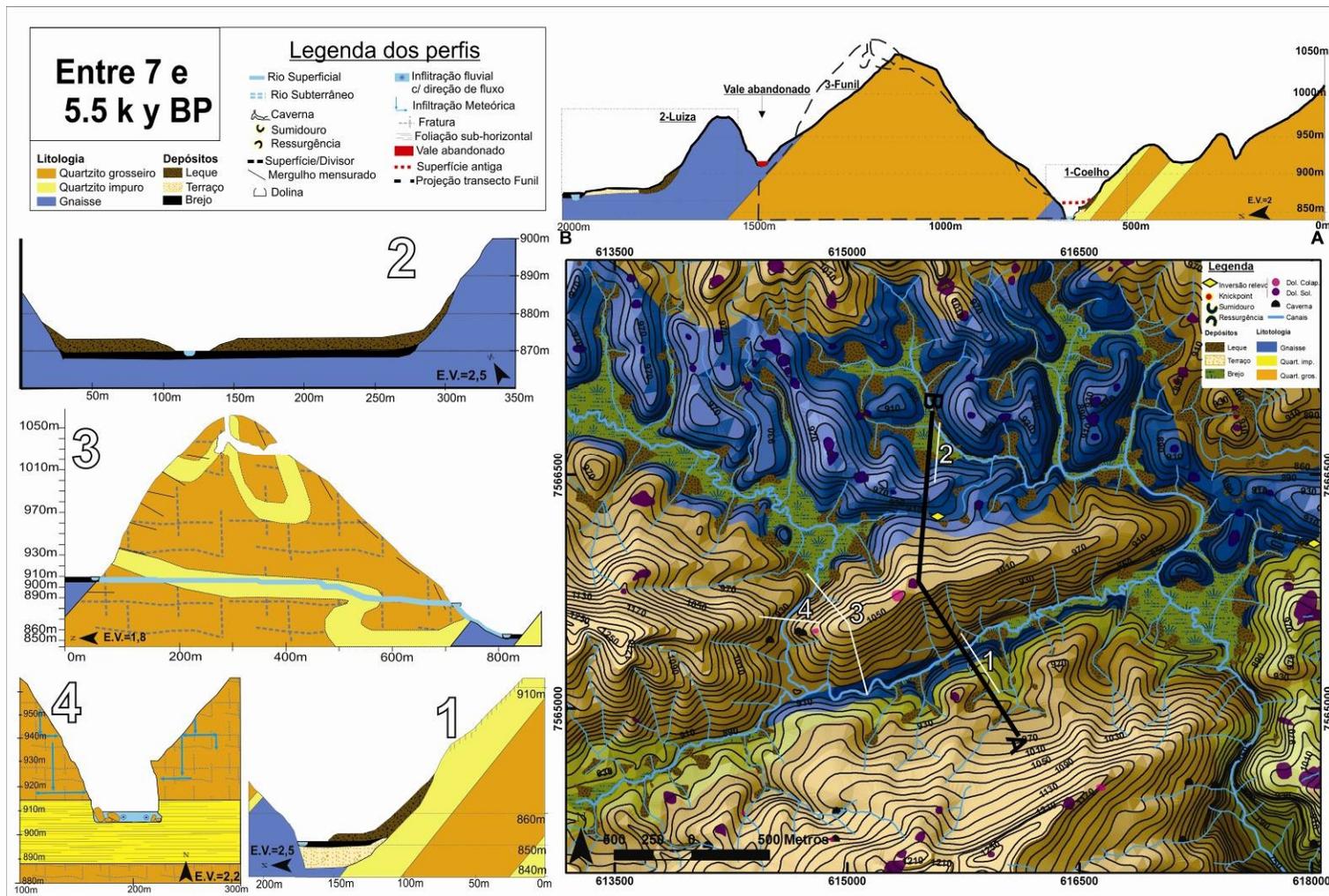


Figura 6.7. Modelo proposto para a evolução durante o quaternário tardio, de dois vales adjacentes divididos pelo compartimento cárstico do Funil. Entre 7 e 5.5 k y BP (k= 1000 anos). 1-Vale Coelho; 2-Vale Luiza; 3-perfil longitudinal da captura (sumidouro) do Funil; 4-perfil transversal da captura (sumidouro) do Funil.

O período posterior a 5000 y BP (figura 6.8) é acentuadamente seco (Cruz et al. 2005). Os sedimentos de encostas, anteriormente movimentados, agora apresentam uma estabilidade. A água, provavelmente, concentra-se nos fundos de vales, e a infiltração nas estruturas das rochas de quartzito aumenta devido ao rebaixamento do nível de água subterrânea, o que favoreceria a retirada de material nos bandamentos de quartzito impuro em condições vadosas. O vale do Luiza (2), que está suspenso ao nível de base local, em litologia de gnaiss, responde novamente com atraso aos processos fluvio-cársticos. Um pequeno nível de turfeira é formado acima dos leques, mas rapidamente interrompido em ~5000 y BP, quando o ambiente se torna mais frio e seco. Este nível de turfeira se mantém até hoje na superfície dos pacotes sedimentares em ~857m.

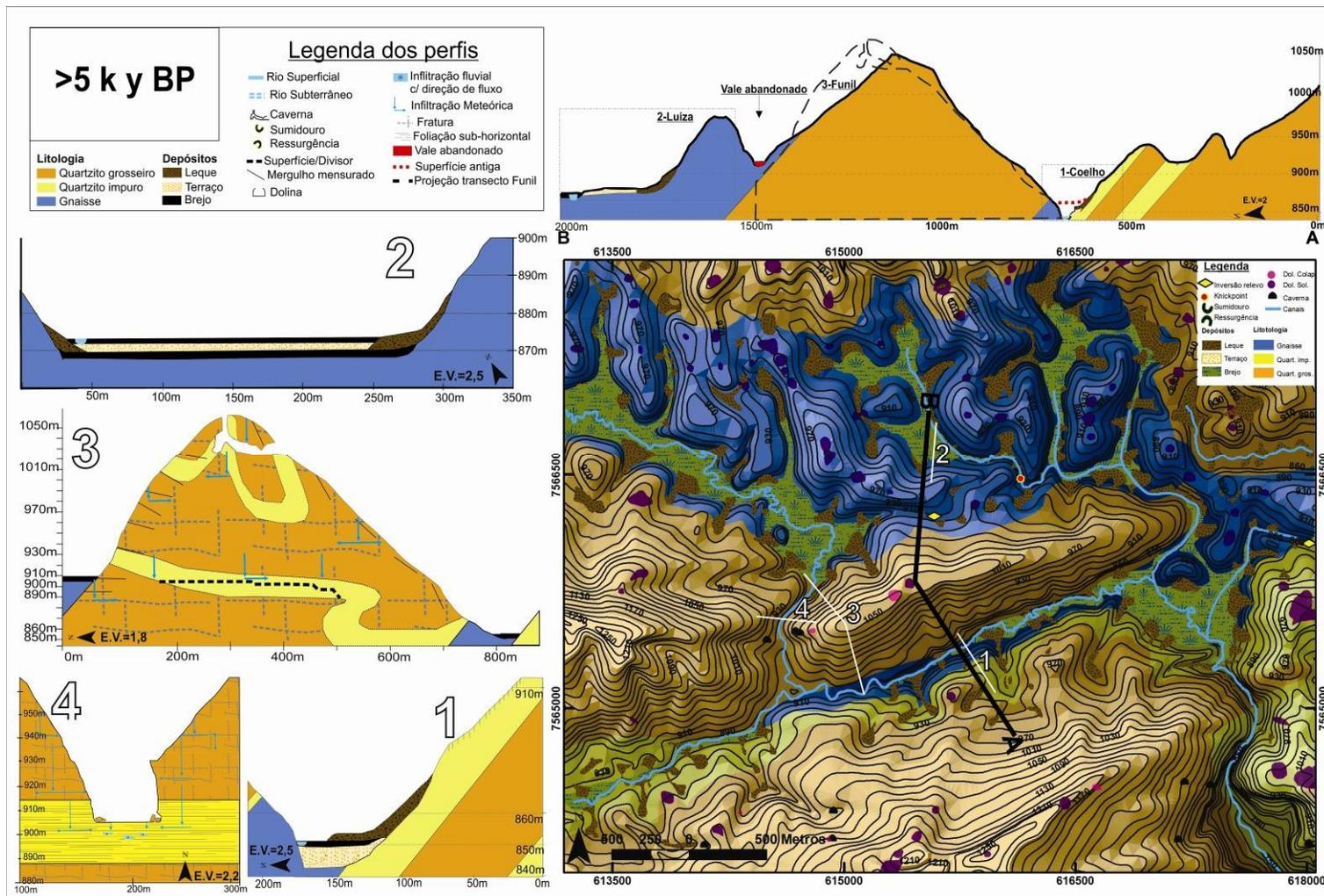


Figura 6.8. Modelo proposto para a evolução durante o quaternário tardio, de dois vales adjacentes divididos pelo compartimento cárstico do Funil. >5k y BP (k= 1000 anos). 1-Vale Coelho; 2-Vale Luiza; 3-perfil longitudinal da captura (sumidouro) do Funil; 4-perfil transversal da captura (sumidouro) do Funil.

No período posterior a 3.000 y BP (figura 6.9), segundo Cruz et al. (2005), chega-se a um clima mais quente e úmido, que se estende até os dias atuais, desconsideradas pequenas variações. Como ocorreu no período de aumento de calor e umidade da transição Pleistoceno-Holoceno, a erosão dos gnaisses do médio vale da Bacia Santana (figura 5.23), pode ter controlado um novo rebaixamento dos níveis de base e incisão dos canais nesta porção do vale (na ordem de ~7m). Um aumento de gradiente pode ter provocado uma nova concentração dos fluxos e capturas por sumidouros. As superfícies anteriormente ocupadas por sedimentos no Coelho em ~857m foram, agora, abandonadas, e o vale passa por um novo ciclo de incisão por sobre o gnaisse. O sumidouro é reativado e a superfície atual de 905 metros, que foi o leito do rio no período anterior, é abandonada, sendo os fluxos concentrados em novas cavidades em ~900m. Uma superfície fluvial demarcada pelos níveis de turfeiras é abandonada, e apresenta uma expressão regional em 850m. A rápida incisão dos canais por sobre os sedimentos e também os níveis rochosos suspenderam os atuais níveis de terraços, turfas e leques hoje facilmente encontrados na paisagem. A incisão dos canais também atinge o vale do Luiza (2), fazendo com que o knickpoint fosse rebaixado e todo o pacote sedimentar ficasse suspenso (estando a camada de turfeira no topo da sequência).

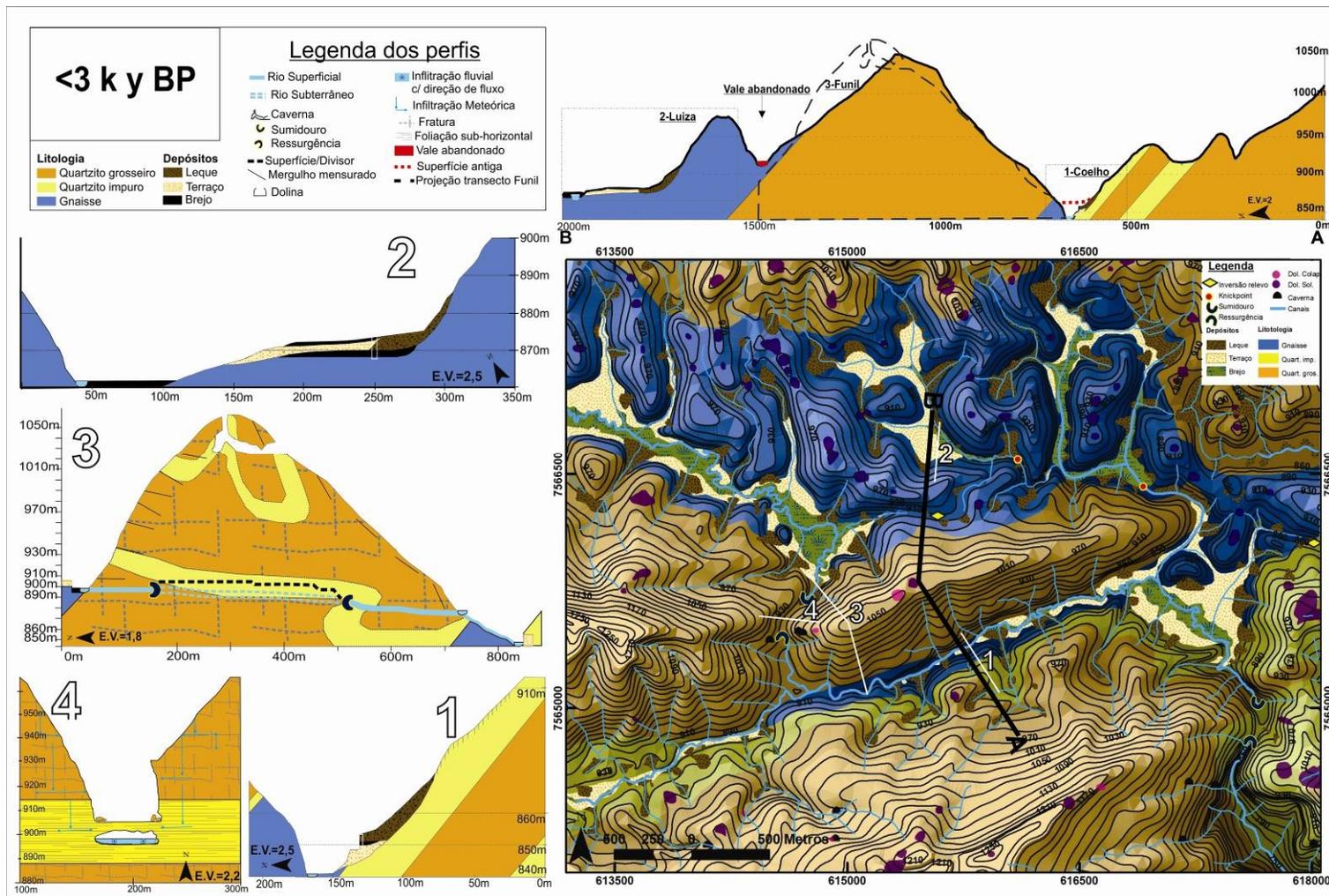


Figura 6.9. Modelo proposto para a evolução durante o quaternário tardio, de dois vales adjacentes divididos pelo compartimento cárstico do Funil. <3k y BP (k= 1000 anos). 1-Vale Coelho; 2-Vale Luiza; 3-perfil longitudinal da captura (sumidouro) do Funil; 4-perfil transversal da captura (sumidouro) do Funil.

A paisagem atual ganha alguns elementos para além destes observados em ~3000 y BP. (figura 6.10). A chegada da colonização europeia favoreceu a retirada das florestas dos vales, desestabilizando ainda mais estas áreas. Por outro lado, as gramíneas introduzidas para pastagens serviram para estabilizar, em parte, as encostas de areias superficiais, sendo observada a ação de alguma pedogênese, antes inexistente, com criação de camadas de horizonte "O" de aproximadamente ~200 y BP. São encontradas ravinas estabilizadas, suavizadas e recobertas por esta superfície de gramíneas, que provavelmente datam de 3000 y BP. Também são encontradas ravinas ativas, principalmente nas encostas de quartzito. Não fica claro, porém, se estas ravinas foram ativadas por algum maior efeito de dissecação atual dos sumidouros, ou se, simplesmente, tais ravinas antigas estão sendo reativadas pelos cortes de estrada, já que parece haver uma relação direta entre a localização de estradas e das ravinas atuais.

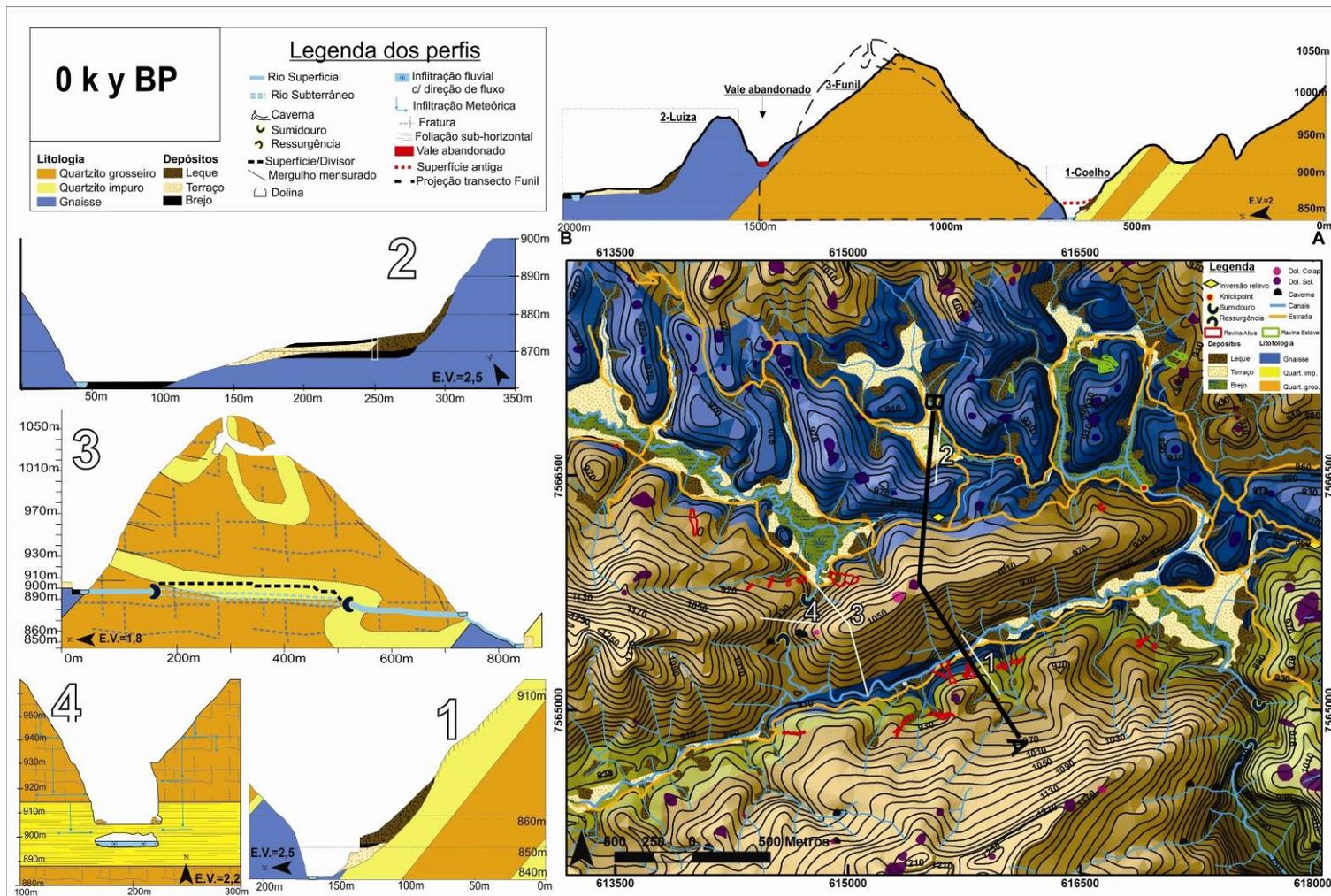


Figura 6.10. Modelo proposto para a evolução durante o quaternário tardio, de dois vales adjacentes divididos pelo compartimento cárstico do Funil. Paisagem atual. 1-Vale Coelho; 2-Vale Luiza; 3-perfil longitudinal da captura (sumidouro) do Funil; 4-perfil transversal da captura (sumidouro) do Funil.

6.3 Síntese das considerações finais e próximos questionamentos.

A comparação entre o conjunto de feições da bacia do Ribeirão Santana e outros exemplos consagrados ao redor do mundo demarcou claramente a existência, nesta área, de um sistema cárstico completo em rochas quartzíticas, assim como a predominância de formas de dissolução em topos de colinas de gnaisses, provavelmente controladas pela sub-horizontalidade das foliações em alguns pontos. Não se descarta, também, que algumas dolinas sejam controladas por superfícies lateríticas, já que foram encontradas algumas associações, ainda passíveis de estudos mais aprofundados.

As feições cársticas têm uma densidade quatro vezes superior às feições atuais de encosta, como ravinas. O controle litológico fica claro, e o surgimento de feições maiores como cavernas e dolinas de abatimento se restringe aos quartzitos grosseiros, enquanto que o aparecimento das dolinas de dissolução é observado em ambas as litologias.

Conforme comprovado em outras áreas (quartzitos das montanhas Tepui, na Venezuela, dentre outras), estas feições cársticas necessitam de períodos de tempo da ordem dos milhões de anos para a ocorrência da intemperização e da retirada do material. Os quartzitos são tão resistentes ao intemperismo físico que a concentração dos processos químicos nas áreas mais fraturadas favorece a formação de cavidades e a posterior desagregação total da rocha intemperizada, com retirada do material sem o trabalho hídrico, o que explica a presença de cascalho e areia grossa na região. Porém, a existência de pacotes sedimentares quaternários, previamente reconhecidos, suscitou a curiosidade sobre como esta paisagem teria se comportado durante o quaternário tardio, em comparação a outras áreas-controladas já estudadas no MVRPS.

As datações de ^{14}C , realizadas em conjunto com a Australian National University, demonstraram que todas as amostras possuem idades inferiores a ~22000 y BP. Nas amostras datadas da bacia do rio Turvo, houve uma maior concentração de idades na transição Pleistoceno-Holoceno, enquanto as amostras datadas da Bacia do Ribeirão Santana demonstram haver relíquias

de superfícies do Plesitoceno tardio. A análise do $\delta^{13}\text{C}$ não demonstrou haver controle claro para plantas do tipo C3 ou C4, em relação ao tempo ou a ambientes sedimentares. Porém, os dados ainda podem ser explorados em detalhes bem mais minuciosos.

Os tipos de depósitos contidos na bacia do ribeirão Santana são dependentes da granulometria grosseira, o que não favorece o trabalho fluvial. Estes depósitos grosseiros e controlados pela litologia agradam os fundos de vales, que tornam-se áreas encharcadas, devido ao afloramento do lençol freático nestas regiões. A concentração de argilas orgânicas, por vezes, pode fornecer os níveis necessários de argila para a estruturação dos sedimentos e formação de meandros, dentre outras feições. Na maioria das áreas, é visível que os proprietários rurais escavam canais para drenar estes níveis brejosos. Os níveis brejosos são recorrentemente cobertos por sedimentos provenientes da encostas e, por vezes, todos estes pacotes são dissecados, formando terraços sub-horizontais com sobreposições esporádicas de colúvios.

As dolinas e os fundos de vale comportam-se de maneira diversa diante de mudanças ambientais, apesar de ter sido encontrada, nestes dois ambientes, uma sequência sedimentar muito parecida, devido à identidade da rocha fonte, à presença de sedimentos grosseiros e à pobreza de argilas. Por sua vez, as dolinas funcionaram sincronizadamente durante a transição Pleistoceno-Holoceno, com formação de turfeiras neste período de maior umidade e posterior recobrimento em período de estresse hídrico em ~8.000 y BP. Os vales não possuem uma padronização evidente, podendo possuir sedimentos desde o LGM até pacotes sedimentares atuais.

O cálculo das taxas de erosão via volumetria dos pacotes sedimentares mostra que esta é mais acentuada nos gnaisses, atingindo valores três vezes maiores do que nos quartzitos. Ainda assim, quando comparadas com as taxas de erosão da bacia do rio Bananal, percebe-se que as magnitudes erosivo-deposicionais de gnaisses ou quartzito são bem distintas em relação àquela segunda bacia. As magnitudes erosivas para o Pleistoceno-Holoceno foram da ordem de ~0,2mm/ano para o Bananal, e de 0,01mm/ano para o Santana, ou seja, ~20 vezes maior. Também não foi possível identificar claramente uma resposta erosiva à ação humana do período colonial europeu dos últimos 200 anos. Aqui, não houve ciclo do café

nem de outras culturas devido à pobreza do solo. De outra forma, a mata atlântica existente foi retirada das encostas mais úmidas, sendo substituídas por gramíneas, as quais também foram introduzidas em áreas de enclaves de cerrado dos quartzitos, que, aparentemente, ajudaram a estabilizar estas superfícies.

De maneira geral, o sistema pode ser entendido como uma conjunção entre processos fluviais e de avanço regressivo das encostas, controlado pelos gnaisses; e processos subterrâneos controlados por reativações de sistemas cársticos nos quartzitos. Aparentemente, os dois sistemas competem e se complementam, o que explica a grande distribuição de fundos de vales secos e abandonados e vastas inversões de relevo na região.

No futuro, ainda caberá elucidar algumas questões indispensáveis ao melhor entendimento sobre o sistema: 1) cronologia dos processos de intemperismo, procurando identificar o tempo de evolução do sistema quartzítico e da formação das crostas lateríticas nos topos de morros; 2) o estudo sistemático do funcionamento atual do sistema, via mensurações pluvio-flúvio-sedimentológicas de sub-bacias em diferentes litologias, além das taxas de infiltração nas encostas, a fim de compreender os processos erosivos da área e sua recorrência no tempo.

7 REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

ABSY, M.L.; CLEEF, A.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SIFEDDINE, A.; SILVA, M.F.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. & VAN DER HAMMEN, T. 1991. Mise en évidence de quatre phase d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60.000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. Comptes Rendus Academie des Sciences, Paris 312:673-678.

APPELO, C.J.A., POSTMA, D. 1993. Geochesmitry, groundwater and pollution. Balkema Press, Brookfield, VT. 536P.

AULER, A. 1995. Lakes as a speleogenic agent in the karst of Lagoa Santa, Brasil. Cave and Karst Science, 21(3), 3:105-110.

AULER, A.S. 2004. Quartzite caves of South América. In: GUNN, J. (ed). Encyclopedia of Caves and Karst Science. Fitzroy Dearborn, London. p. 611-613.

AVELAR, A. S. & COELHO NETTO, A.L. 1992. Fraturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul. Rev. Bras. de Geociências, 22(2).

AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L.; UAGODA, R. E. S. & FERRO, C. S. R. 2006. Geologia, dissolução de rochas quartzíticas e formas cársticas na bacia do ribeirão Santana (MG/RJ). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA 6 / REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY.

AVELAR, A.S.; COELHO NETTO, A.L.; UAGODA, Rogério . 2008. Structurally controlled karst morphology in quartzite. In: 33rd International Geological Congress, 2008, Oslo.

BARROS, M.A.; MISUMI, S.Y.; MAGALHÃES, J.C.S.; BARTHOLOMEU, R.L.; BARTH, O.M. & OLIVEIRA, A.P. 2008. Datações radiométricas e análises palinológicas em sedimentos provenientes do sítio arqueológico córrego do Maranhão, Carangola, MG. Anais do XII Simpósio de Paleobotânicos e Palinólogos. Florianópolis, pg. 15.

BARBOSA, A.S.; RIBEIRO, M.B. & SHIMITZ, P.I. 1990. Cultura e ambiente em áreas de cerrado do sudoeste de Goiás. In: M.N. PINTO (ed.) Cerrado – caracterização ocupação e perspectivas. Brasília, Editora da UNB, p. 67-100.

BEHLING, H. 1995. A high resolution holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. Journal of Paleontology, 14:253-268.

BIGARELLA, J.J. MEIS, M.R.M, SILVA, J.X. 1965. Considerações a respeito da evolução das vertentes. Boletim Paranaense de Geografia, 16 e 17: 85-117.

BÖGLI, A., 1980, Karst Hydrology and Physical Speleology (translated from German by June C. Schmid): Springer-Verlag. 284 p.

BIGARELLA, J.J., 1971. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do Carbono 14 22 p, Univ. São Paulo, Inst. Geografia.

BIGARELLA, J. J., 1974. Structures developed by dissipation of dune and beach ridge deposits. *Catena*, v.1, p. 107-152, 1974.

BLUM, M.D. & TÖRNQVIST, R.E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47(1):2-48.

BOGOMOLOV, G. V. ; KUDELIN, B. I.; LEBEDEV, A. V.; PLOTNIKOV, N. A.; POPOV, O. V. & SILIN-BEKCHURIN, A. I.. 1966. Methods of Ground Water Balance Evaluation Applied in the USSR Development of Methods of Study of Ground Water Balance. Printed in USSR.

BOULET, R.; BOCQUIER, G. & MILLOT, G. (1977): Géochimie de la Surface et Formes du Relief. I' Desequilibre Pedobioclimatique dans le Couvertures Pedologiques de L'Afrique Tropicale de L'Ouest et son Role dans L'aplanissement des Reliefs. *Sc. Gel. Bull.* 30 (4): 235-243.

BOULET, R. 1987. Análise Estrutural da Cobertura Pedológica e a experimentação agrônômica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 21; Anais (...) Campinas: SBCS, p. 431-446.

BOUTTON, T.W. 1991. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environmental. In: COLEMAN, D.C.; FRY. B. (Ed.). *Carbon isotopes techniques*, New York: Academic Press, p.73-185.

BREMER, H. 1972. Flubarbeit, Flächen – und Stufenbildung in den feuchten Tropen. *Zeits. Fur Geomorph* 14:21-38.

BREMER, H.H. 1977. Ayres Rock ein Beispiel fur Kimagenetische Morphologie. *Zeits. Fur Geomorph.*, 9: 249-84

BREUKELLEN, M.R.; VONHOF, H.B.; HELLSTROM, J.C. WESTER, W.C. KROON, D. 2008. Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia: *Earth Planet Sci. Lett* 275, 54-60.

BRICENO H., SCHUBERT C.; PAOLINI J. 1990. Table-mountain geology and surficial geochemistry: Chinanta Massif, Venezuelan Guayana Shield. *Journal of South American Earth Sciences.* 3 (4): 179-194.

BRONK RAMSEY C., 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1): 337-360.

- BÜDELL, J. 1982. Climatic Geomorphology. Princeton: Princeton Univ. Press. 443, p. 1982.
- BUSCHE, D. & SPONHOLZ, B. 1992. Morphological and micromorphological aspects of the sandstone karst of eastern Niger, Z. Geomorphol. Suppl. 85, pp. 1-18.
- CABRAL, I.; ROBAINA, L.; MEDEIROS, E. ; SANGOI, D. S. ; FERNANDES NETO, S. 2003. Processos Erosivos Associados a Formas Pseudocársticas na Depressão Periférica do Rio Grande do Sul. In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 10. Anais.
- CARMO, I.O. 2005. Geocronologia do Intemperismo Cenozóico no Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado PPGG/UFRJ. 134P.
- CASSETI, V. 2001. Elementos de Geomorfologia. Goiânia: UFG, 137p.
- CASTRO FRANÇOSO, S. S.; QUEIROZ NETO, J. P. 1974. Depressões doliniformes do Platô de Itapetininga: tentativa de interpretação. In: XXVIII Congr. Bras. de Geologia, Porto Alegre. Anais. 3: 35-64.
- CASTRO, S.S. & COELHO NETTO, A.L. 2002. Evolução Pedogenética em Depressão de Topo na Bacia do Alto Rio Fortaleza, Região do Bananal (RJ). In: Encontro sobre Engenharia Geotécnica e Hidrologia no Sistema Encosta-Planície Costeira, 4, Anais. P.181-192.
- CHALCRAFT D. & PYE K. 1984. Humid tropical weathering of quartzite in southeastern Venezuela. Zeitschrift fur Geomorphologie; 28, 321-332.
- BASTOS, C.A.B. 1999. Estudo geotécnico sobre a erodibilidade de solos residuais não saturados. Porto Alegre/RS, 298p. Tese de doutorado. PPGEC/UFRGS.
- CHORLEY, R.; SCHUMM, S. & SUGDEN, D.E. 1984. Geomorphology. Methuen.
- COELHO NETTO, A.L; FERNANDES, N.F.; DEUS, C. E. 1988. Gullying in the Southeastern Brazilian Plateau: Bananal, SP. Sediment Budgets. Proceedings of the Porto Alegre Symposium.. IAHS Pub; 174, p.35-42.
- COELHO NETTO, A.L. & FERNANDES, N.F. 1990. Hillslope erosion sedimentation and relief inversion in SE Brazil. In: Fiji Symposium, Resource Needs Application to Reduce Erosion & Sedimentation in Tropical Steeplands, 192:174-182.
- COELHO NETTO, A.L. 1999. Catastrophic Landscape Evolution in a Humid Region (SE Brazil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. Supplementi di Geografia Fisica i Dinamica Quaternária; 3:21-48.
- COELHO NETTO, A.L. 2003. Evolução de cabeceiras de drenagem no médio

Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a Formação e o crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural. In: Revista Brasileira de Geomorfologia, 2: 69-100.

COELHO NETTO, A.L.; AVELAR, A.S. 2006. Landscape evolution in the atlantic tropical rainforest biome of southeastern brazil: chemical or physical denudation? In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA 6 / REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY.

COELHO NETTO, A. L. ; AVELAR, A. S.; FERNANDES, M. C.; LACERDA, W. A. 2007. Landslide Susceptibility in a Mountainous Geocossystem, Tijuca Massif, Rio de Janeiro: The role of Morphometric subdivision of the terrain. Geomorphology (Amsterdam), v. 87, p. 120-131.

COLTRINARI, L. 1997. Karstic-type forms and landscape evolution in Taubaté Basin (São Paulo). Fourth International Conference on Geomorphology.

COPÉ, S. M. 1991. A ocupação pré-colonial do sul e sudeste do Rio Grande do Sul. Arqueologia Pré- Histórica do Rio Grande do Sul. M. Aberto. Porto Alegre.

CORDEIRO, S.H. 1991. Palinologia de sedimentos da lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul, Brasil. Porto Alegre, UFRGS, Dissertação de Mestrado, 115 p.

CORRÊA NETTO, A.V.; ANÍSIO, L.C.C.; BRANDÃO, C.P. 1993. Um endocarste quartzítico na Serra do Ibitipoca, SE de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS 7, Anais; p 83-86.

CORRÊA NETTO, A. V. 1997. Cavernas em Quartzitos da Serra do Ibitipoca, Sudeste de Minas Gerais. In: Seminário de Pesquisa sobre o Parque Estadual de Ibitipoca, Anais; 43-51.

CRUZ, F. W.; BURNS, S.J.; KARMANN, I.; SHARP, W.D.; VUILLE, M.; CARDOSO, A.O.; FERRARI, J.A.; DIAS, P. L. S. & VIANA. O. 2005, Insolation driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil, Nature, 434, 63 – 66.

CVIJIC, J.. 1893. Das Karstphänomen. Geographische Abhandlungen. 5: 217-329.

DANTAS & COELHO NETTO. 1994. Spatially non-uniform sediment storage in fluvial systems: the role of bedrock knickpoints in the southeastern brazilian plateau; 14th Intern. Sedimentary Congress, IAS-International Association of Sedimentologists.p. 12-13.

DANTAS, M.E. 1995. Controles naturais e antropogênicos da estocagem diferencial de sedimentos fluviais: bacia do rio Bananal (SP/RJ), médio vale do rio Paraíba do Sul (Rio de Janeiro). Programa de Pós Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. 140p.

DAY, M. 2007. The karstlands of Antigua, their land use and conservation. The Geographical Journal, Volume 173, Issue 2, pages 170–185.

DEMANGEOT, J. 1985. Géomorphologie du massif des guyanes. Bol. Assoc.Geógr. Franç. 4:243-267.

DIAS, C.M. Emissão de ^{14}C pelas unidades I e II da Central Nuclear Almirante Álvaro Alberto (CNAEA) e seu efeito local nos níveis ambientais. Tese de douto, Universidade de Brasília - UNB. Instituto de Geologia, Brasília, DF, 205 p.

DIETRICH.W.E.; MONTGOMERY.D.; COELHO NETTO, A.L. & MOURA, J.R.S. 1991. Evidence for regional aggradation starting in the Early Holocene in southeastern Brazil and for degradation due to deforestation. Am. Geoph.Union, Fall Meet. 70 (43):124.

DOERR, S.H. 1999. Karst-like landforms and hydrology in quartzites of the Venezuelan Guyana shield: Pseudokarst or “real” karst? Zeitschrift fur Geomorphologie, 43:1-17.

DOUGLAS, I. 1969. The efficiency of humid tropical denudation systems. Trans.Inst.Br.Geofrs. 46:1-16.

DOUGLAS, I. 1978. Denudation Of Silicate Rocks in the Humid Tropics. In: JENNINGS, J.N.1978. Apostasy or Apologetics, Confessions of a natural Geographer. Monash Publications In Geography. Pgs 216-237.

DUNNE, T., 1990. Formation and controls of channel networks. Progr. In Phys. Geog., v.4, PP. 211-239.

DUTRA, G.M. 2001. Geoespeleologia das Cavernas do Inficionado – Minas Gerais, Brasil. International Congress of Speleology, 13.

FARLANE, M.C. & TWIDALE, C.R.. 1987. Karstic features associated with tropical weathering profiles. Z. Geomorphol. Suppl. 64, pp. 73–95.

FARQUHAR, G.D.; EHLERINGER, J.R.; HUBIK, K.T. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology, Palo Alto, v.40, p.503-537, 1989.

FERRO, C.S. 2009. Mapeamento Geológico e Análise Hidrogeoquímica na Bacia do Ribeirão Santana entre os municípios de Valença (RJ) e Rio Preto (MG). Trabalho de Conclusão de Curso, Geologia-UFRJ. Rio de Janeiro.

FILIZOLA, H. F. A & BOULET, R. 1996. Evolution and opening of closed depressions developed in quartz-kaolinitic sedimentary substratum at Taubate

basin, São Paulo, Brazil, and analogy to the slope evolution. *Geomorphology*, 16: 77-86.

FORD, D C. 1980. Threshold and Limit Effects in Karst Geomorphology. In: Coates D. R. and Vitek J. D. (Eds), *Thresholds in Geomorphology*. London: Allen and Unwin, 345-362.

FORD D.C. & WILLIAMS P. W. 1989. *Karst Geomorphology and Hydrology*. London: Unwin Hyman, 601 p.

FOLK R.L. & WARD W.C. 1957. Brazos river bar: a study of significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, 27:3-26.

GALÁN C. & J. LAGARDE. 1988. Morphologie et évolution des cavernes et formes superficielles dans les quartzites du Roraima. *Karstologia* 11-12: 49-60.

GEOHECO. 2008. Cooperação interinstitucional entre Australian National University (ANU) e Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ): Expedição no médio Vale do Rio Paraíba do Sul.

GILBERT, G. K. 1877. Report on the geology of Henry mountains. U.S. Geog. & Geol. Survey of the Rocky Mountain Region. Department of the interior. Washington. 151p.

GILLIJNS, KATLEEN; POESEN, JEAN & DECKERS, Jozef. 2005. On the characteristics and origin of closed depressions in loess-derived soils in Europe – a case study from central Belgium. *Catena* 60, 43-58.

GUERRA, A. J. T. & GUERRA, A. T. 1997. *Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 648p.

GOH, K.M. 1991. Carbon dating. In: COLEMAN, D.C.; FRY, B. (Ed). *Carbon isotope techniques*. San Diego: Academic Press, p.125-145.

HAUG GH, HUGHEN KA, SIGMAN DM, PETERSON LC, ROHL U. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293:1304–8.

HEILBRON, M. 1995. O Segmento Central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotécnica. Tese de livre docência. DGEL/UERJ. 110p.

HEILBRON, M, et al. 2002. Carta geológica da folha Rio Preto, UERJ, Rio de Janeiro, 2002.

HOGG, A., BRONK RAMSEY, C., TURNEY, C., PALMER, J. 2009. Bayesian evaluation of the southern hemisphere radiocarbon offset during the Holocene. *RADIOCARBON*, Vol 51, Nr 4, p 1165–1176.

HORÁK, I. 2009. Relações pedológicas, isotópicas e palinológicas na reconstrução paleoambiental da turfeira da Área de Proteção Especial (APE)

Pau-de-Fruta, Serra do Espinhaço Meridional – MG. Dissertação (Mestrado), Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, 281 p

JABUR, I.C. 1992. Análise paleoambiental do Quaternário Superior na bacia do Alto Paraná. Tese de doutoramento, Universidade Estadual Paulista UNESP. Instituto de Geociências e Exatas, Rio Claro, SP, 184 p

JENNINGS, J.N. 1983. Sandstone pseudokarst or karst? In: Aspects of Australian Sandstone Landscapes Australian and New Zealand Geomorphology Group. Special Publication,1: 21-30.

KARMANN, I.; DIAS NETO, C. M.; WEBER, W. 1999. Caracterização litológica e estrutural das rochas metassedimentares do Conjunto Insular Cardoso, sul do estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, 29:3.

KAUFMANN, G. 2008. Modelling karst geomorphology on different time scales, Geomorphology. doi:10.1016/j.geomorph.2008.09.016

KOHLER, H.C. 1989. Geomorfologia cárstica na região de Lagoa Santa/MG. Programa de Pós Graduação em Geografia da Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 112p.

KOHLER, H.C. 1994. Geomorfologia cárstica. In: GUERRA, A.T. & CUNHA, S.B (org.) Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos, p. 309-334.

KRANJC, A. KRAS. 2006. – Classical karst (Slovenia – Italy). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA 6 / REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, Goiânia, GO.

KRAUSKOPF, K.B. 1972. Introdução à Geoquímica. (Michael Lando e Paulo Bogus Trad.) Polígono/Edusp.

KRUMBEIN, W.C. & PETTIJOHN, F.J 1938. Manual of sedimentary petrography. Appleton-Century-Crofts, Inc. New York. 549 p.

LEITE, A.F. & COELHO NETTO, A.L. 2004. Rotas de fluxos hidrogeoquímicos em uma pequena bacia montanhosa rural: alto Vale do Rio Fortaleza, Bananal (SP). Anais. Simpósio Nacional de Geomorfologia, 10.

LEDRU, M. P. 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. Quaternary research, 39: 90-98.

LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G. & MILLER, J.P. 1964. Fluvial process in geomorphology. W.H. Freeman & Co., San Francisco, 522p.

LEDRU M. P., Braga M.P., Soubies F., Fournier M., Martin L., Suguio K. 1996. The last 50,000 in the neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 123:239-257.

LIBBY, W.F. 1955. Radiocarbon Dating. 2d ed. Chicago, Univ. of Chicago Press. Oakley, K.P.

LINO, C.F. & ALLIIEVI, J. 1980. Cavernas brasileiras. Ed Melhoramentos/São Paulo.

LINO, C.F. 2001. Cavernas, o fascinante Brasil subterrâneo. São Paulo: Editora Rios. 279 p.

MARTINI, J. 1979. Karst in the Black Reef Quartzite near Kaapsehoop, Transvaal. Ann. Geol. Surv. South Africa. 13: 115-128.

MARQUES et. al.1985. Carta geológica da folha Lima Duarte, 1:100.000. CPRM, Rio de Janeiro.

MASON, B.. 1966. Principles of Geology. (3rd Edn ed.), Wiley, New York.

MCCORMAC, F.G., HOGG, A.G., BLACKWELL, P.G., BUCK, C.E., HIGHAM, R.F.G., REIMER, P.J., 2004. SHCAL04 Southern Hemisphere Calibration, 0–11.0 cal kyr BP. Radiocarbon 461087-10921.

MCFARLANE, M.J. & TWIDALE, C.R.. 1987. Karstic features associated with tropical weathering profiles, Z. Geomorphol. Suppl. 64, pp. 73–95.

MARKGRAF, V., HUBER U. 2010. Late and postglacial vegetation and fire history in Southern Patagonia and Tierra del Fuego. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeo-ecology, 297.

MAINGUET M.-M. 1972. Le modelé des gres. Inst. Geographie Nad. , Paris.

MEIS M.R.M.; MACHADO, M.B. & CUNHA, S.B. 1975. Note on the distribution and origin of Late Quaternary Ramps near Rio de Janeiro, Brazil. Anais Ac. Brasil. Ciências, 47 (sup.), 269-275.

MEIS M.R.M.; & MACHADO, M.B. 1978. A morfologia de Rampas e terraços do médio vale do rio Doce. Finisterra, Ver. Portuguesa Geogr., 13(26), 201-218.

MEIS, M.R.M & MONTEIRO, A.M.F. 1979. Upper Quaternary rampas: Doce river valley, SE Brazilian Plateau. Seit. Geomorph., 23: 132-151.

MEIS, M.R.M; COELHO NETTO, A.L & OLIVEIRA, P.T 1981 Ritmo e variabilidade das precipitações no vale do Rio Paraíba do Sul: o caso de Resende; Revista Brasileira de Hidrologia e Recursos Hídricos. 3: 1489-1503.

MEIS, M.R.M.; MIRANDA, L.H.G. & FERNANDES, N.F. 1982: “Desnívelamento de altitude como parâmetro para a compartimentação do relevo. Bacia do Médio-Baixo Paraíba do Sul”. In: Anais XXXII Congr.Bras.Geol.1:489- 503,

Salvador.

MEIS, M.R.M e MOURA, J.R.S. 1984. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution SE Brazilian Plateau. *Am. Jour. Sc.*, 281:241-254.

MELLO CL, METELO CMS, SUGUIO K & KOHLER HC. 1999. Quaternary sedimentation, neotectonics, and evolution of the Doce river middle valley lake system (southeastern Brazil). *Revista do Instituto Geológico, IG. São Paulo*, 20(1): 29-36.

MÉNDEZ C.; REYES O.; VELÁSQUEZ H., MALDONADO A. 2010. Comentario sobre una edad 14c en el límite pleistoceno/ holoceno de alero El toro, bosque siempreverde de aisé. *MAGALLANIA*, 38(1).

MODENESI, M.C. 1983. Weathering and morphogenesis in a tropical plateau. *Catena*, 10:237-251.

MÔNICO, T. S. C.; Uagoda, R. E. S.; AVELAR, A. S.; Coelho Netto, A. L. 2009. Obtenção do Índice de Eficiência de Drenagem (IED) de forma manual e automática em área cárstica não carbonática: Bacia Hidrográfica do Ribeirão Santana, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul/MG.. *Jornada acadêmica-URFJ*.

MÔNICO, T. S. C.; VIANNA, L. G. G.; UAGODA, R. E. S.; COELHO NETTO, A. L. 2010. Mapeamento de Uso e Cobertura como Subsídio para Monitoramento de Dinâmica Erosiva Superficial em Área Cárstica Não Carbonática: Bacia Hidrográfica do Ribeirão Santana, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul/MG. *Jornada acadêmica-URFJ*.

MOURA, J.R.S.; PEIXOTO, M.N.O.; SILVA, T.M. 1991. Geometria do relevo e estratigrafia do quaternário como base à tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro – médio vale do rio Paraíba do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*. 21(3): 255-256.

MOURA, J.R.S. 1995. Geomorfologia d o Quaternário . In : GUERRA, A.T. & CUNHA, S.B.C. (org.) 2 ed. *Geomorfologia – uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, Capítulo 8, p. 335-364.

MUNSELL, 1971. *Soil Color Charts*. Munsel color company, inc. Baltimore.

NAHON D.B. 1991. *Introduction to the petrology of soils and chemical weathering*. NY, John Wiley & Sons. 313p.

NEVES, P.C.P. 1991. *Palinologia de sedimentos de uma mata tropical paludosa em Terra de Areia, Planície Costeira Norte, Rio Grande do Sul, Brasil*. Dissertação (Mestrado em Ciências - Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 232p.

NIPPES, K.R., 1984. Sedimentation in Shallow Depressions. A Case Study of Lake Magui, Western Mali/West África. *GeoJournal* 9.4 335-341.

OLIVEIRA, J. C. L. 2007. Ecologia e arqueologia da paisagem: estudo dos sítios Pré-Coloniais da Zona da Mata mineira. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal de Juiz De Fora Instituto de Ciências Biológicas. 147p.

OXCAL. 211. Oxford Radiocarbon Accelerator Unit.
<http://c14.arch.ox.ac.uk/embed.php?File=oxcal.html>

O'LEARY, M.H. 1988. Carbon isotopes in Photosynthesis. *Bioscience*, Washington, v.38, p.328-336,1988.

PENCK, W. 1953. Morphological analysis of land forms: A contribution to Physical Geology. 429p. Macmillan and co, Limited,. London.

PESSENDA, L.C.; DE OLIVEIRA, P. E.; MOFATTO, M.; DE MEDEIROS, V.B ; FRANCISCHETTI G. R. J.; ARAVENA, R.; BENDASSOLI, J. A.; ZUNIGA LEITE, A.; SAAD, A. R.; ETCHEBEHERE, M. 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quaternary Research*, v. 71, p. 437-452.

PETERSON, B.J.; FRY, B. Stable isotopes and ecosystem studies. *Annual Review of Ecology and Systematics*, n.18, p.293-320, 1987.

PEULVAST, J. & SALES, V.C. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em Geomorfologia. *Revista Mercator*, 1:113-150.

PICCINI, L., 1994. Il sistema idrocarsico della Sorgente del Frigido carsici profondi nelle Alpi Apuane (Toscana—Italia). *Natura Bresciana, Annuario del Museo Civico di Scienze Naturali*, 30: 45–85.

PICCINI, L., MECCHIA, M., 2009: Solution weathering rate and origin of karst landforms and caves in the quartzite of Auyan-tepui (Gran Sabana, Venezuela). *Geomorphology* 106, 15–25.

PILLANS, B. & WALKER, P. 1995: Landscape and soil development on Monaro Basalt west of Nimmitabel, New South Wales. *Australian Geographical Studies*, 33 (2):193 – 211.

PILLANS B. 2008. *Regolith Dating Methods: A Guide to Numerical Dating Techniques in Australia*. CRC LEME.

PILÓ, L.B. 1998. Morfologia cárstica e materiais constituintes: Dinâmica e evolução da Depressão Poligonal Macacos-Baú - Carste de Lagoa Santa, Minas Gerais. Programa de Pós Graduação em Geografia Física, Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado, 269p.

REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C.E., BURR, G.S.,

EDWARDS, R.L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P.M., GUILDERSON, T.P., HAJDAS, I., HEATON, T.J., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MCCORMAC, F.G., MANNING, S.W., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SOUTHON, J.R., TALAMO, S., TURNEY, C.S.M., VAN DER PLICHT, J., WEYHENMEYER, C.E.. 2009. INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon 51,1111–1150.

ROBAINA, L.E.S; BAZZAN, T. 2006. Cavernas em arenito: Oeste do Rio Grande do Sul In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA 6 / REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, Goiânia, GO.

ROTH, L. & LORSCHHEISTER, M.L. 1991. Palynology of a peat in Parque Nacional de Aparados da Serra, Rio Grande do Sul - Brazil. In: International Symposium on Global Change in South America During the Quaternary, São Paulo. Anais do...São Paulo, p. 8-12.

SALGADO & VALADÃO. 2003. Contribuição da desnudação geoquímica na evolução da erosão diferencial no espinhaço meridional. Revista Brasileira de Geomorfologia, 2: 31-40.

SALLUN FILHO, W. & KARMANN, I.. 2007. Dolinas em arenitos da Bacia do Paraná: evidências de carste subjacente em Jardim (MS) e Ponta Grossa (PR) Revista Brasileira de Geociências 37(3): 551-564.

SCHUMANN, W. 1994. Rochas e Minerais, Editora Ao Livro Técnico, Rio de Janeiro, 223 p.

SELBY, H. 1982. Form and origin of some bornhardtts of the Namib Desert. Zeits. Fur Geomorph. 26:1-15.

SELF C. A. AND MULLAN G. J. 1996. Redefining the Boundary between Karst and Pseudokarst. Cave and Karst Science: 23 (2): 63-70.

SILVA, S.M. 2004. Carstificação em Rochas Siliciclásticas: Estudo de caso na Serra do Ibitipoca, Minas Gerais. Programa de Pós Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, 142p.

SOUBIÈS F., SUGUIO K., MARTIN L., LEPRUN J.C., SERVANT M., TURCQO B., FOURNIER M., DELAUNE M., SIFEDDINE A. 1991. The quaternary lacustrine deposits of the Serra dos Carajás (state of Pará, Brazil)- ages and other preliminary results. Bol. IG-USP, Publ. Esp., 8:223-243.

SPOLADORE, A. 2005. Novas cavernas em arenito no estado do Paraná. Anais de XIII Congresso de Espeleologia.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário

superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Rev. Bras. Geoc., 15(4):273-286.

SUGUIO, K. 1999. O relevo cárstico e a geoespeleologia. In: Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: passado + presente = Futuro? Paulo's Comunicação e Artes Gráficas. 219-232 .

STRAKHOV, N.M. 1967. Principles of Lithogenesis vol. 1, Oliver and Boyd, Edinburgh.

SZCZERBAN, E.; URBANI, F. 1974. Carsos de Venezuela. Parte 4: Formas carsicas en areniscas precambricas del territorio federal Amazonas y estado Bolivar. Boletín de la Sociedad Venezolana de Espeleología. 5: 27-54.

TAYLOR, R.E. 2000 Fifty Years of Radiocarbon Dating. American Scientist Journal.

THOMAS, 1967. A bornhardt dome in the plains near Oyo, Western Nigéria. Zeits. Fur Geomorph. 11(3): 239-261.

THOMAS, M.F. 1994. Geomorphology in the tropics. J.Wiley & Sons, New York.

TRESCASES, J.J..1975. L'Évolution Géochimique Supergène des Roches Ultrabasiques en Zone Tropicale, Mémoires vol. 78, ORSTOM. 260 pp.

TRICART, J. 1956. O carste das vizinhanças setentrionais de Belo Horizonte, MG. Ver.Bras. Geog., ano XVIII, 4:3-22.

TWIDALE, C.R. 1987. Etch and intracutaneous landforms and their implications, Aust. J. Earth Sci. 34, pp. 367–386.

TWIDALE, C.R. & BOURNE, J.A.. 2000. Dolines of the Pleistocene dune calcarenite terrain of western Eyre Peninsula, South Australia: a reflection of underprinting? Geomorphology 33_2000.89–105

UAGODA, R.; SUERTEGARAY, D. M. A.; FUJIMOTO, N. V. M. & NUNES, J. O. R. 2003. Investigação Sobre a Origem de Formas Denudacionais em Cabeceiras de Drenagem. In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada (XSBGFA), Rio de Janeiro. Anais do X Simpósio brasileiro de Geografia Física aplicada, 2003.

UAGODA, R.; AVELAR, A.; COELHO NETTO, A.L. 2006. Contribution to carstic geomorphology in quartzitic rocks: mid preto river valley, Rio de Janeiro / Minas Gerais. In:SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA 6 / REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY.

UAGODA, R.; AVELAR, A.; COELHO NETTO, A.L. 2006. Depressões fechadas em relevo quartzo-quartzítico, bacia do ribeirão Santana, médio vale do rio Paraíba do Sul. Anuário do Instituto de Geociências, 29(2): 85-98.

UAGODA, R. 2006. Reconhecimento Geomorfológico de Relevo Cárstico em

Rochas Quartzíticas: Bacia Hidrográfica do Ribeirão Santana, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Dissertação de Mestrado PPGG/IGEO/UFRJ. Rio de Janeiro, 156p.

UAGODA, R.; AVELAR, A.; COELHO NETTO, A.L. 2008. Morfologia de depressões fechadas em relevo cárstico-quartzítico da bacia do Ribeirão Santana/MG: primeiras datações absolutas, Rio de Janeiro / Minas Gerais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA 7.

UAGODA, R.; AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A.L, 2008. Karstic morphology in quartzose rocks: Santana River basin at middle Paraíba do Sul river valley, Minas Gerais state, Brazil. In: 13th Conference of Australian and New Zealand Geomorphology Group, Queenstown/Tazmania/Australia. Program And Abstracts of 13th Conference of Australian and New Zealand Geomorphology Group.

UAGODA, R.; COELHO NETTO, A.L. & AVELAR, A.S. 2009: Morfologia de depressões fechadas em domínio cárstico-quartzítico na bacia do Ribeirão Santana/MG: datações absolutas iniciais. Revista Brasileira de Geomorfologia. 10: 91-98.

UNIVERSITY OF CALIFORNIA IRVINE. 2005. AMS facility: Graphitization protocol. <http://www.ess.uci.edu/ams/>.

UNIVERSITY OF CALIFORNIA IRVINE. 2005. AMS facility: Combustion protocol. <http://www.ess.uci.edu/ams/>.

UNIVERSITY OF CALIFORNIA IRVINE. 2005. AMS facility: Acid, Base, Acid protocol. <http://www.ess.uci.edu/ams/>.

URBANI, F. S.; TALUKDAR, S.; SZCERBAN, E. & COLVÉE P. 1977. Metamorfismo de las rocas del Grupo Roraima, Edo. Bolívar y Territorio Federal Amazonas. Mem. Vº Congr. Geol. Venez., Caracas: 623-638.

VANWALLEGHEM, T.; VAN DEN EECKHAUT, M.; POESEN, J.; GOVERS, G.; DECKERS, J.. 2008. Spatial analysis of factors controlling the presence of closed depressions and gullies under forest: Application of rare event logistic regression. *Geomorphology* 95, 504–517.

VANDER HAMMEN, T. 1991. Paleoecology of the neotropics: an overview of the state of affairs. *Proc. Global Changes in South America during the Quaternary*. Bol IG-USP, Publ. Esp., 8; 35-55.

VAN DER HAMEN, T. & ABSY. 1994. Amazonia during the last glacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109:247-261.

VAN DER PLICHT, J.; HOGG, A. *Quaternary Geochronology* v 1,4, 237 (2006).

WARNE, A.G. 2011. Review of Late Quaternary Climate Studies in Northeastern South America. Water Resources of the Caribbean, USGS. pr.water.usgs.gov/public/.../andrew.html 2011.

WILLIAMS, P.W. 1972. Morphometric Analysis of Polygonal Karst in New Guinea, GSA Bulletin; 83 (3); p. 761-796.

WIRTHMANN, A..1999. Geomorphology of the tropics. Berlin, Springer. 314p.

WRAY, R.A.L. 2003. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? Cave and Karst Science, 24: 81-86.

VITTE, A C. 1998. Etchplanação em Juquiá (SP): Relações entre o intemperismo químico e as mudanças climáticas no desenvolvimento das formas de relevo em margem cratônica passiva. Programa de Pós- Graduação em Geografia Física, Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado, 276p.

VOGEL, J.C. 1980. Fractionation of the carbon isotopes during photosynthesis. New york: Springer-Verlag, 1980. 29p.

XAVIER, R.A. 2004. Fraturas e intemperismo diferencial no controle da evolução de cabeceiras de drenagem: bacia do rio Bananal, SP-RJ. Programa de Pós-Graduação em Geografia, UFRJ, Dissertação de Mestrado.

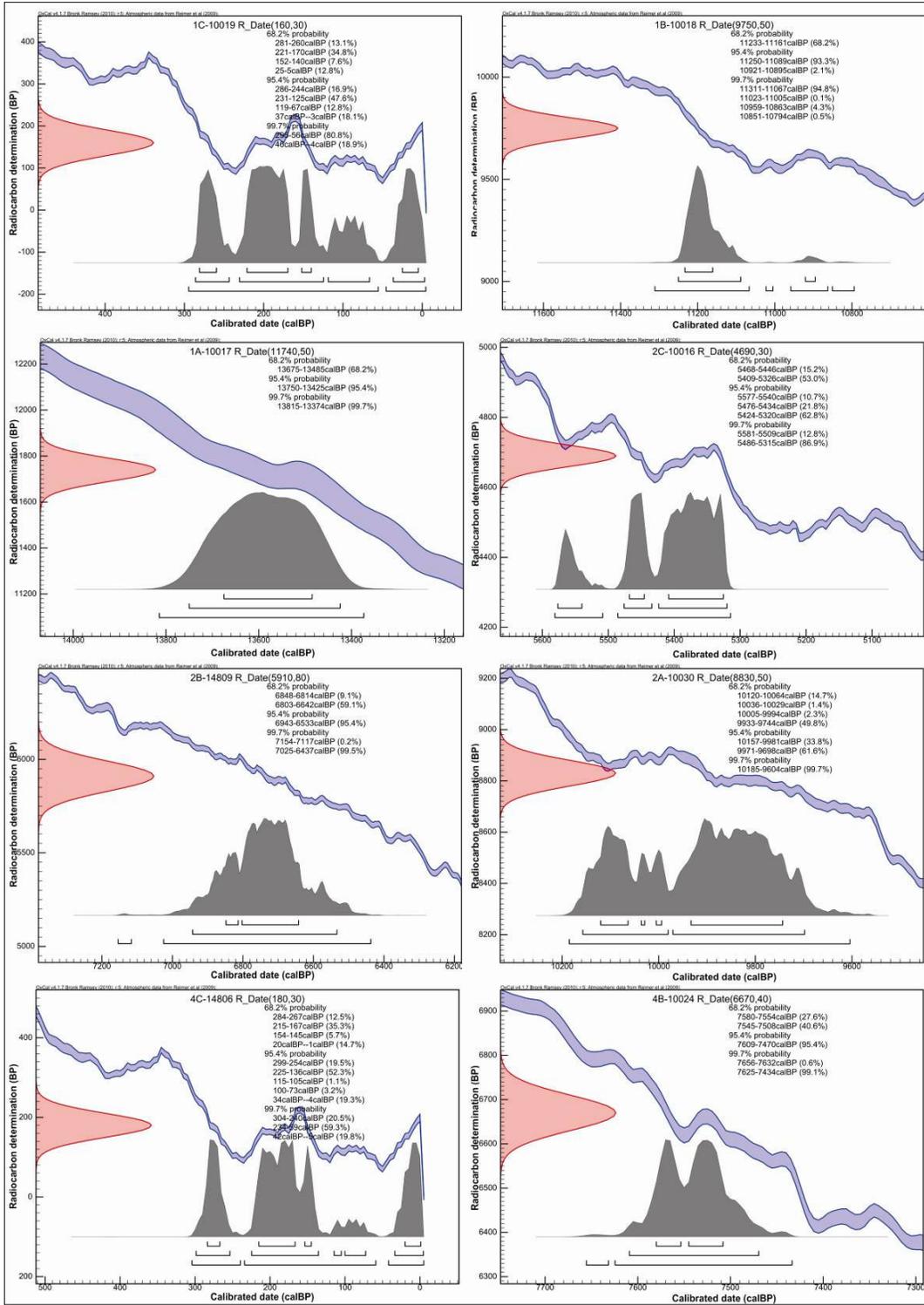
XAVIER, R.A.; COELHO NETTO, A. L. 2008. Ocorrência de depressões fechadas em divisores de drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. In: VII SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2008, Belo Horizonte-MG. Anais do 7º Simpósio Nacional de Geomorfologia.

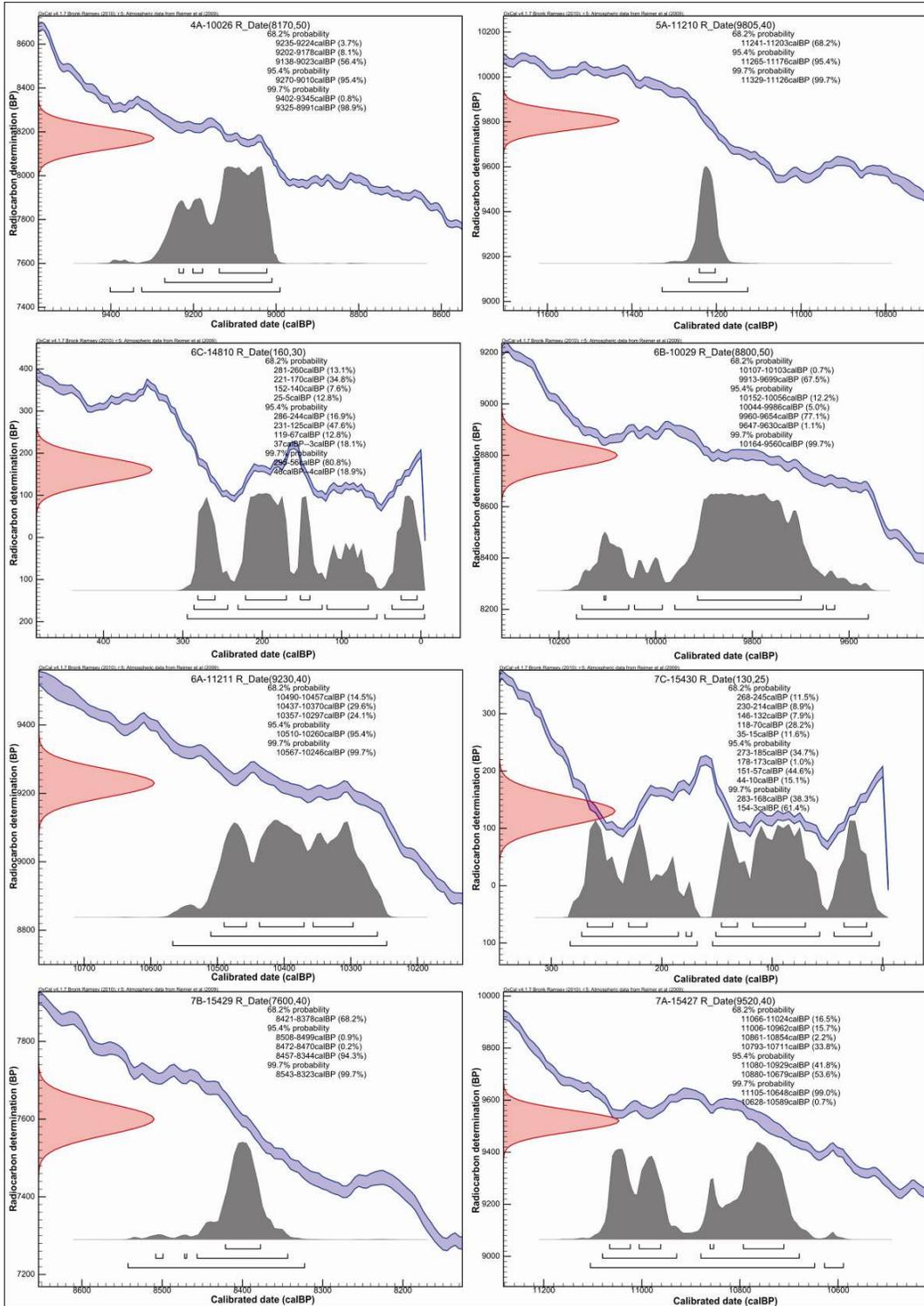
YARIV, S. & CROSS H. 1979. Geochemistry of Colloid Systems (for earth scientists). Berlin, Springer Verlag, 450 p.

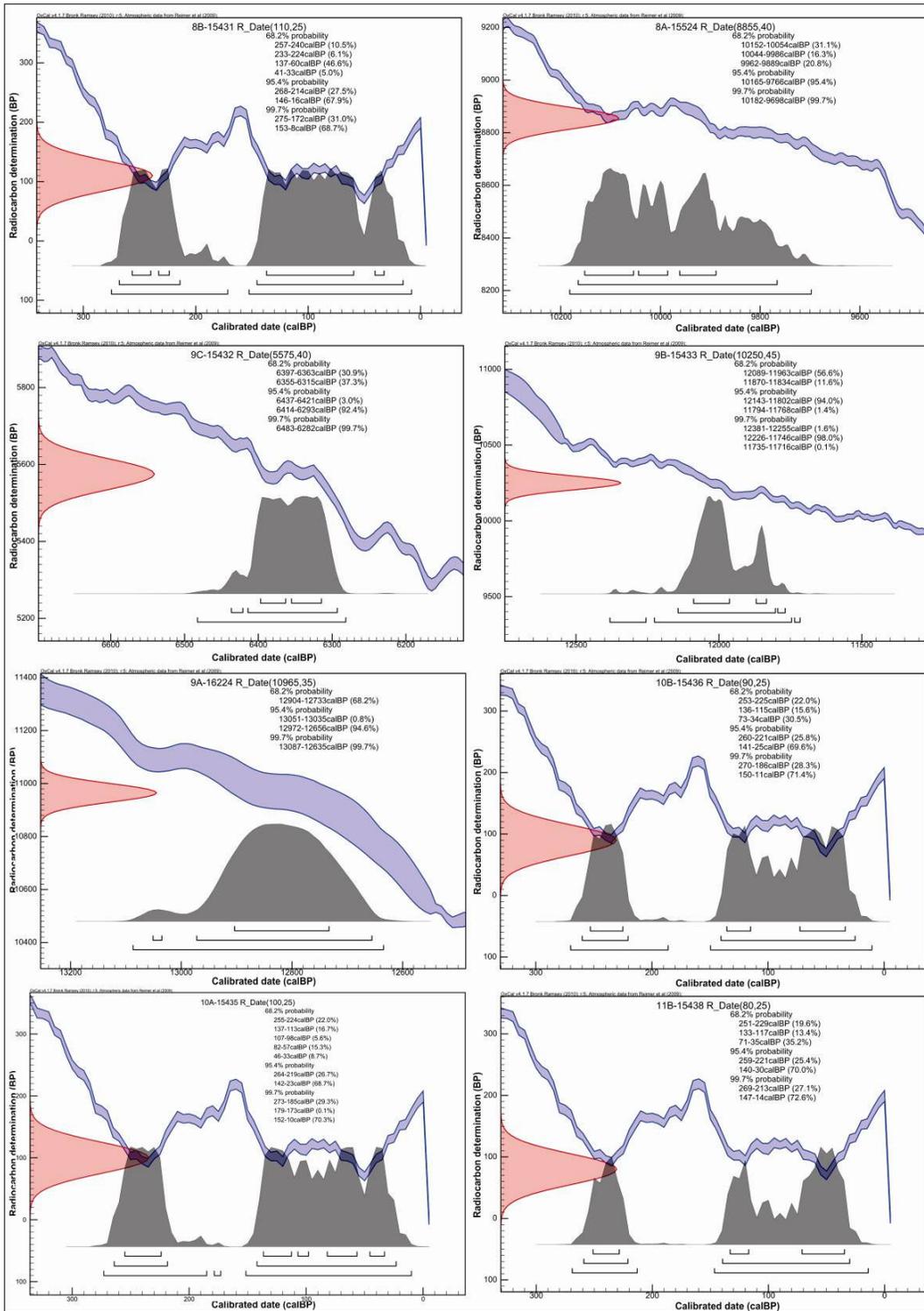
YOUNG, R.W. 1988. Quartz etching and sandstone karst: Examples from the East Kimberleys, northwestern Australia. Zeitschrift fur Geomorphologie 32: 409-423.

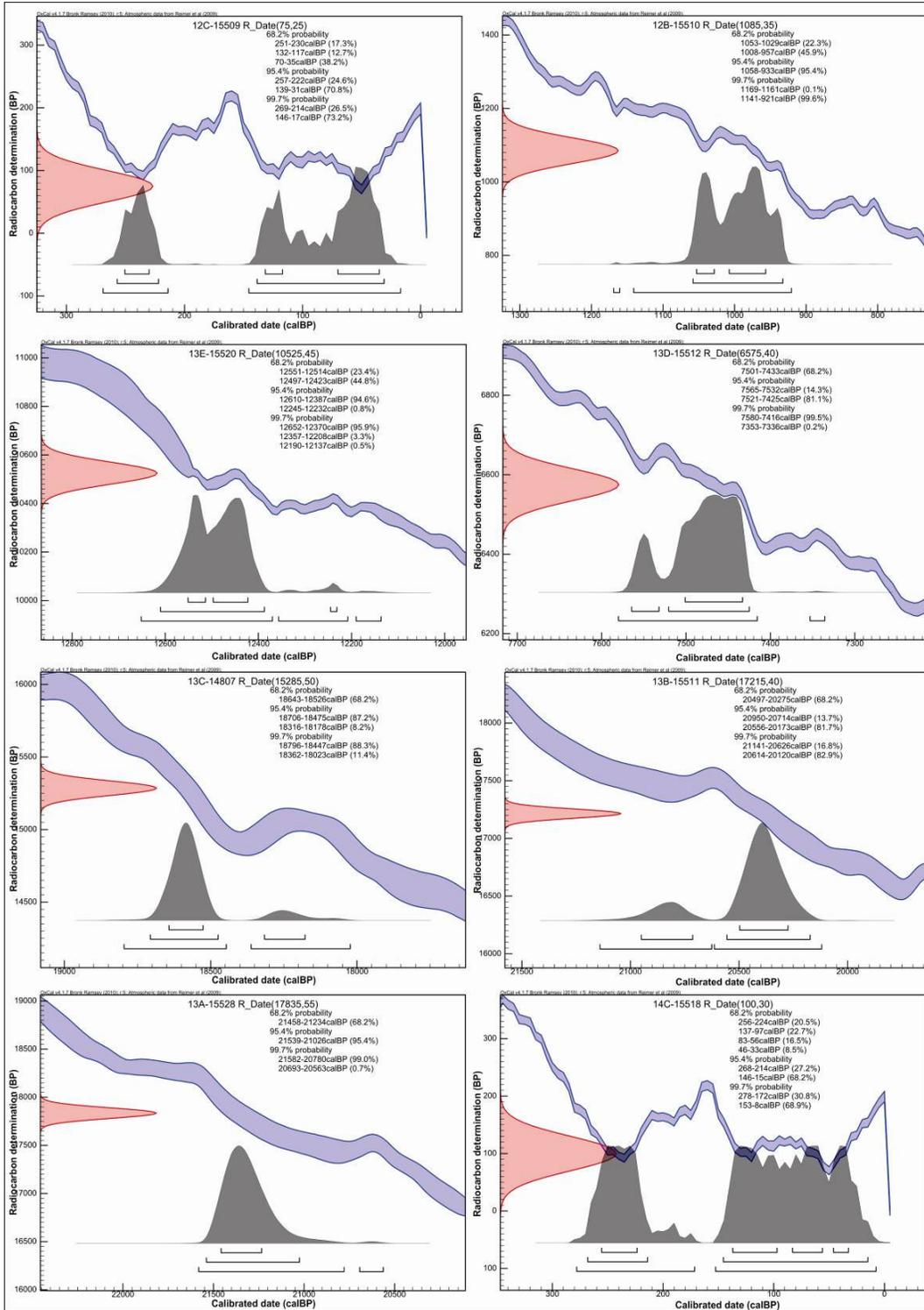
YOUNG, R.W. & YOUNG, A.R.M. 1992. Sandstone Landforms, Springer, Berlin, p. 163.

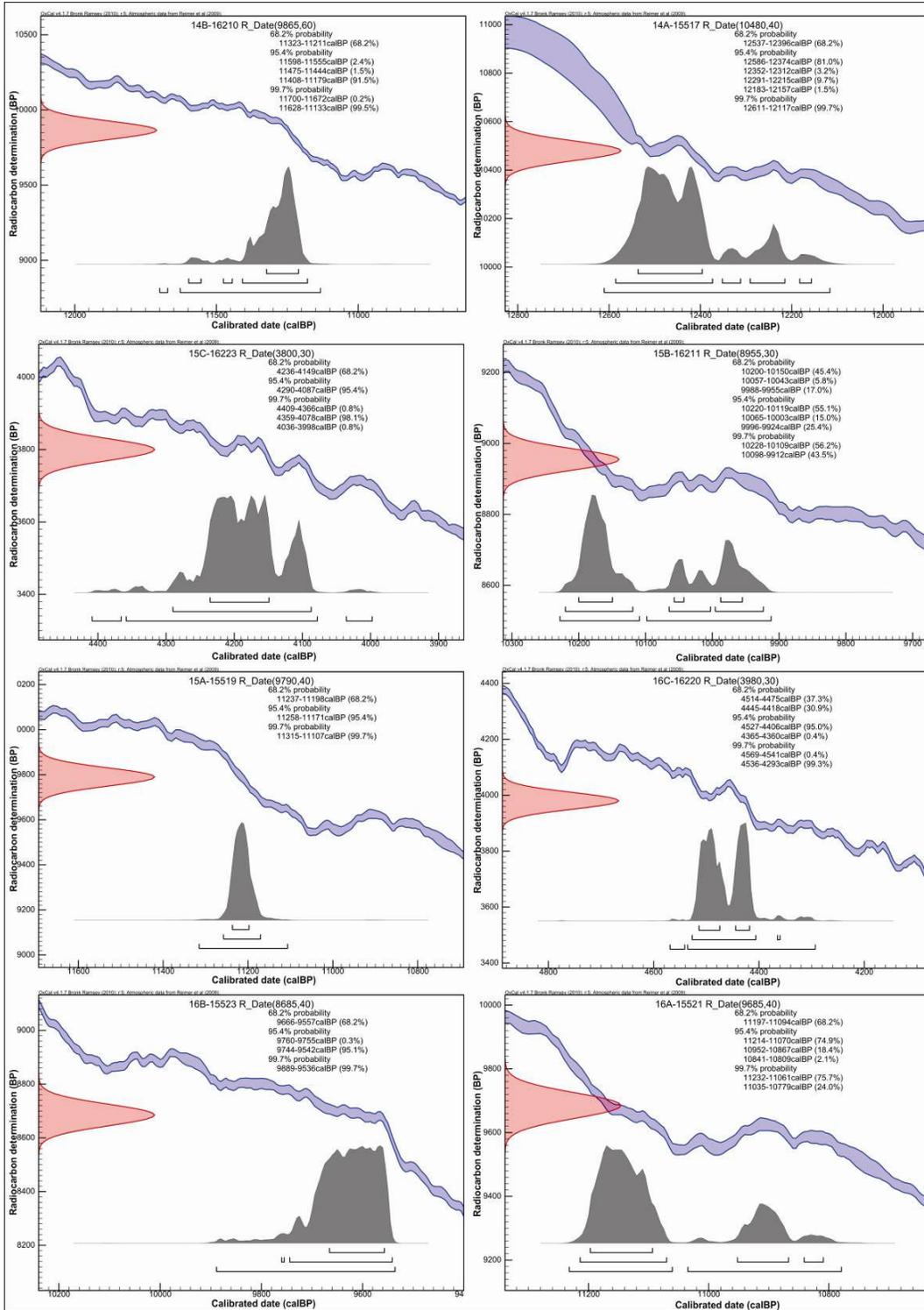
Apêndice 1 - Curvas de calibração totais (amostras das bacias Santana e do Turvo)

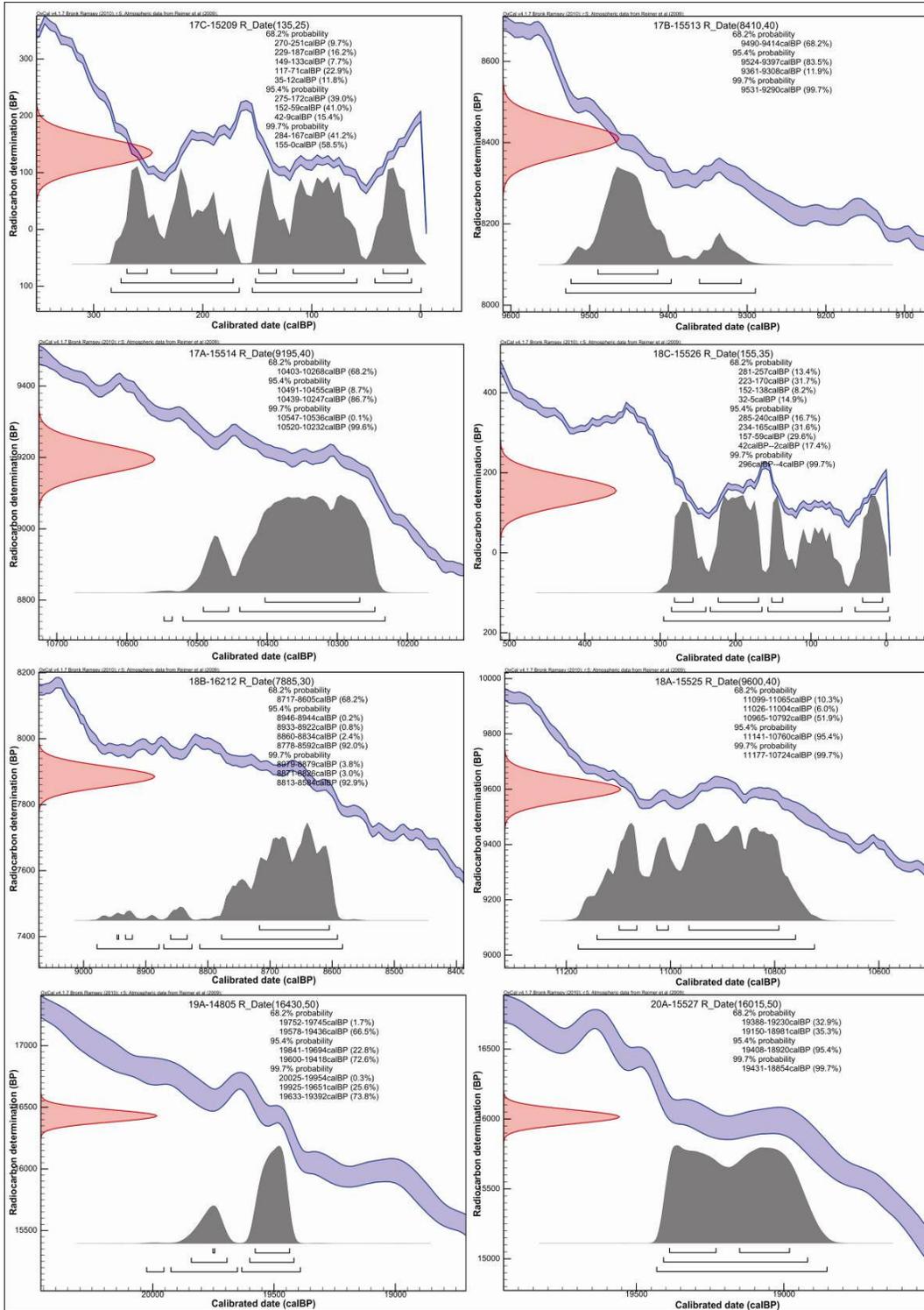


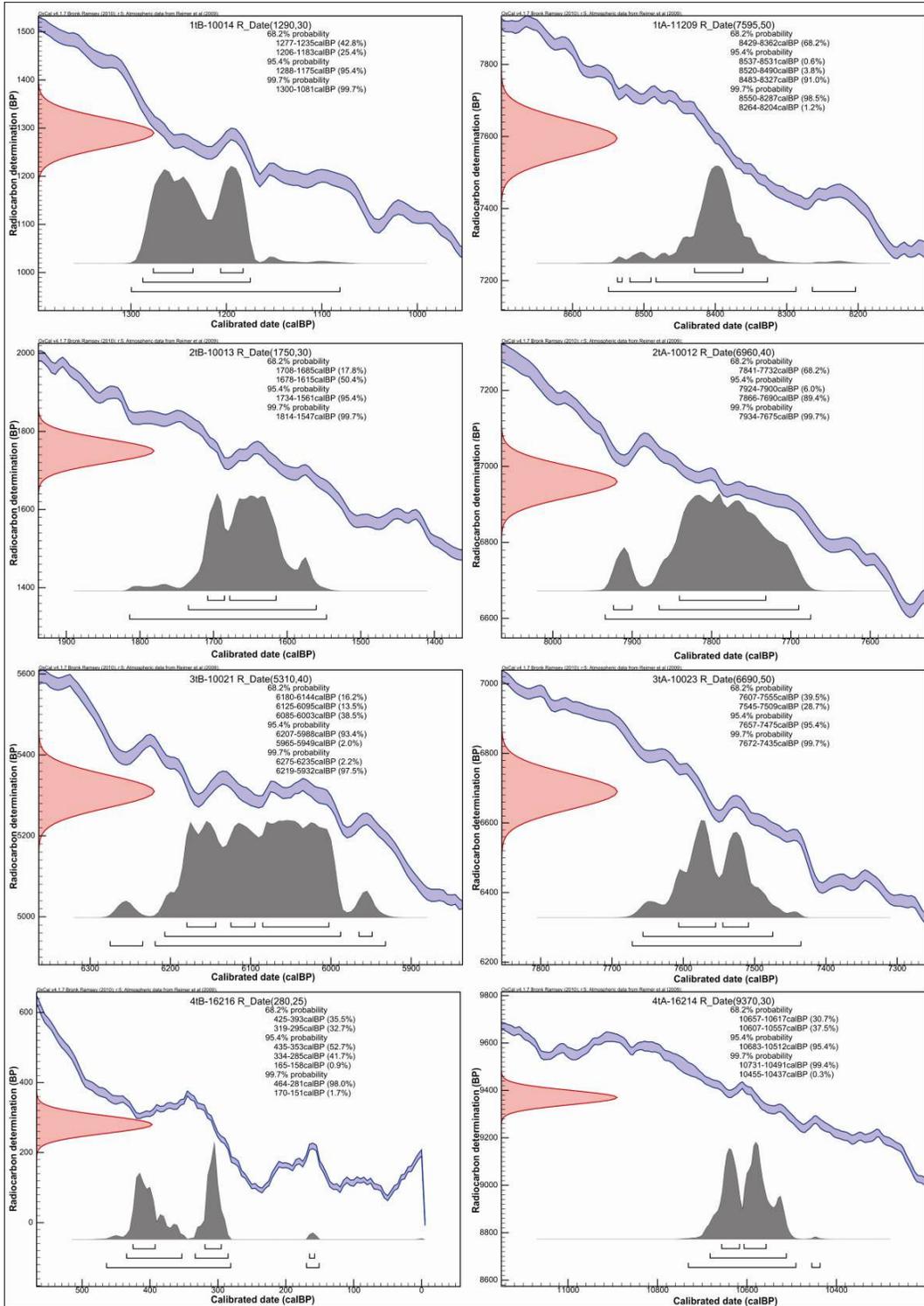


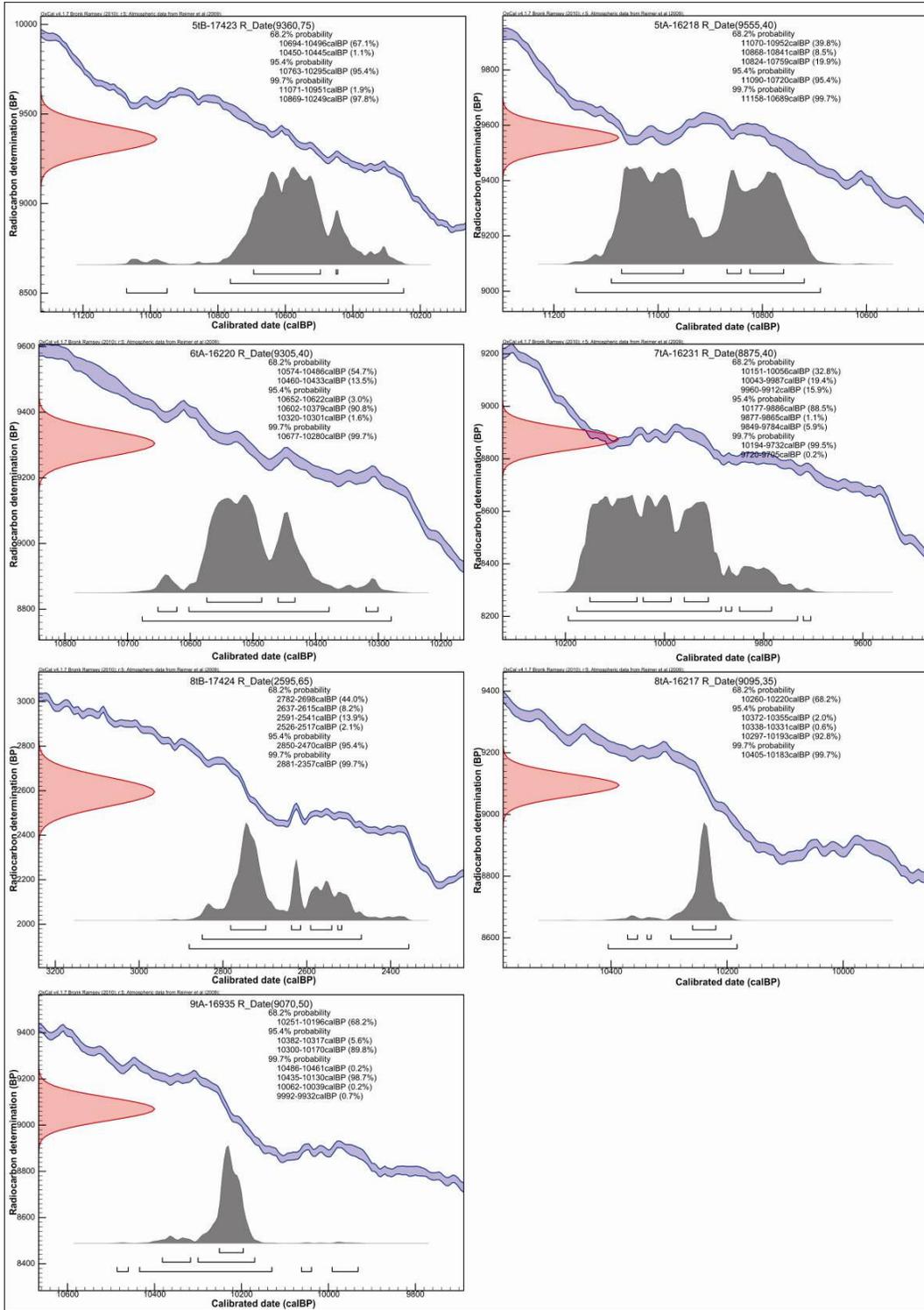




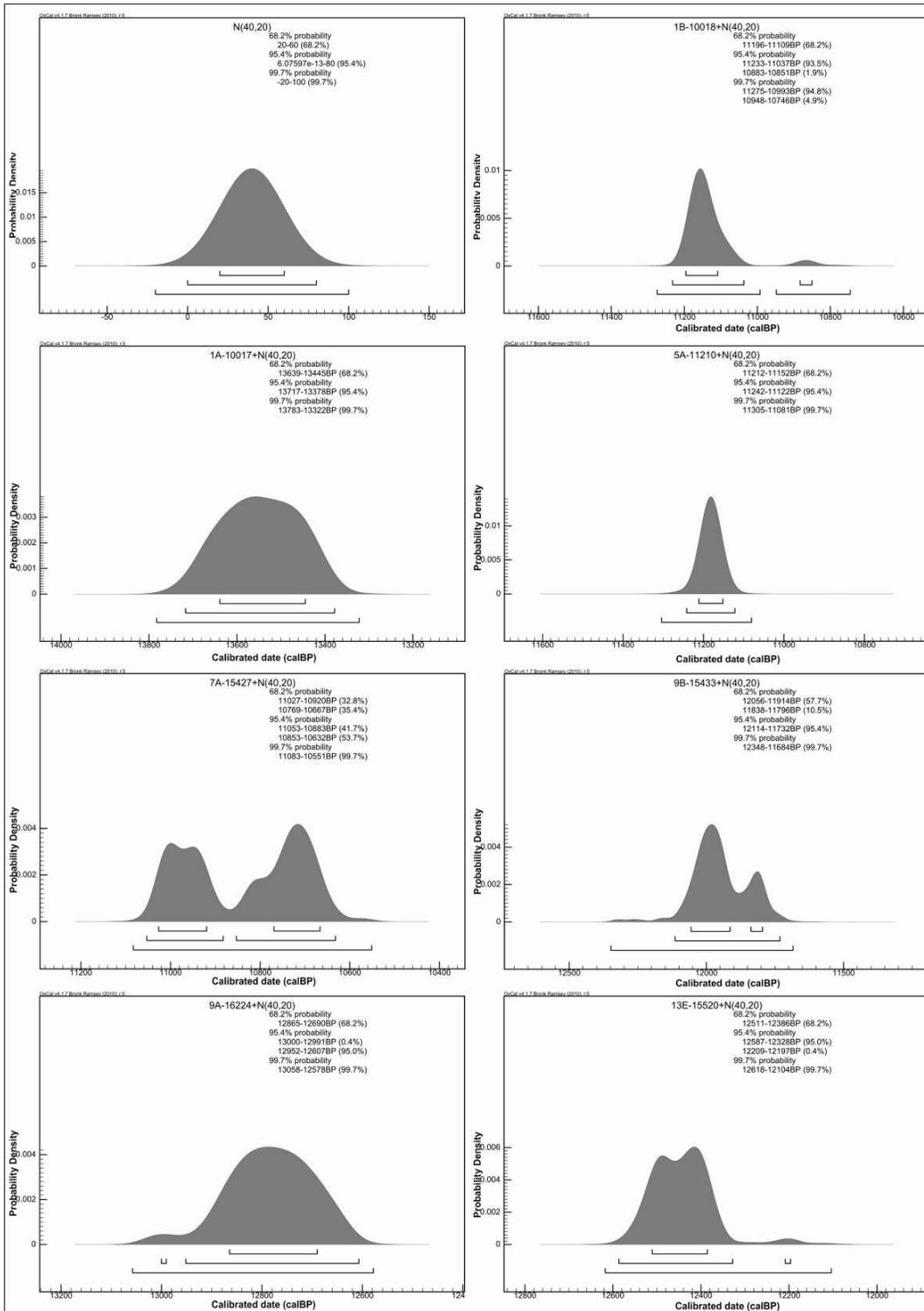


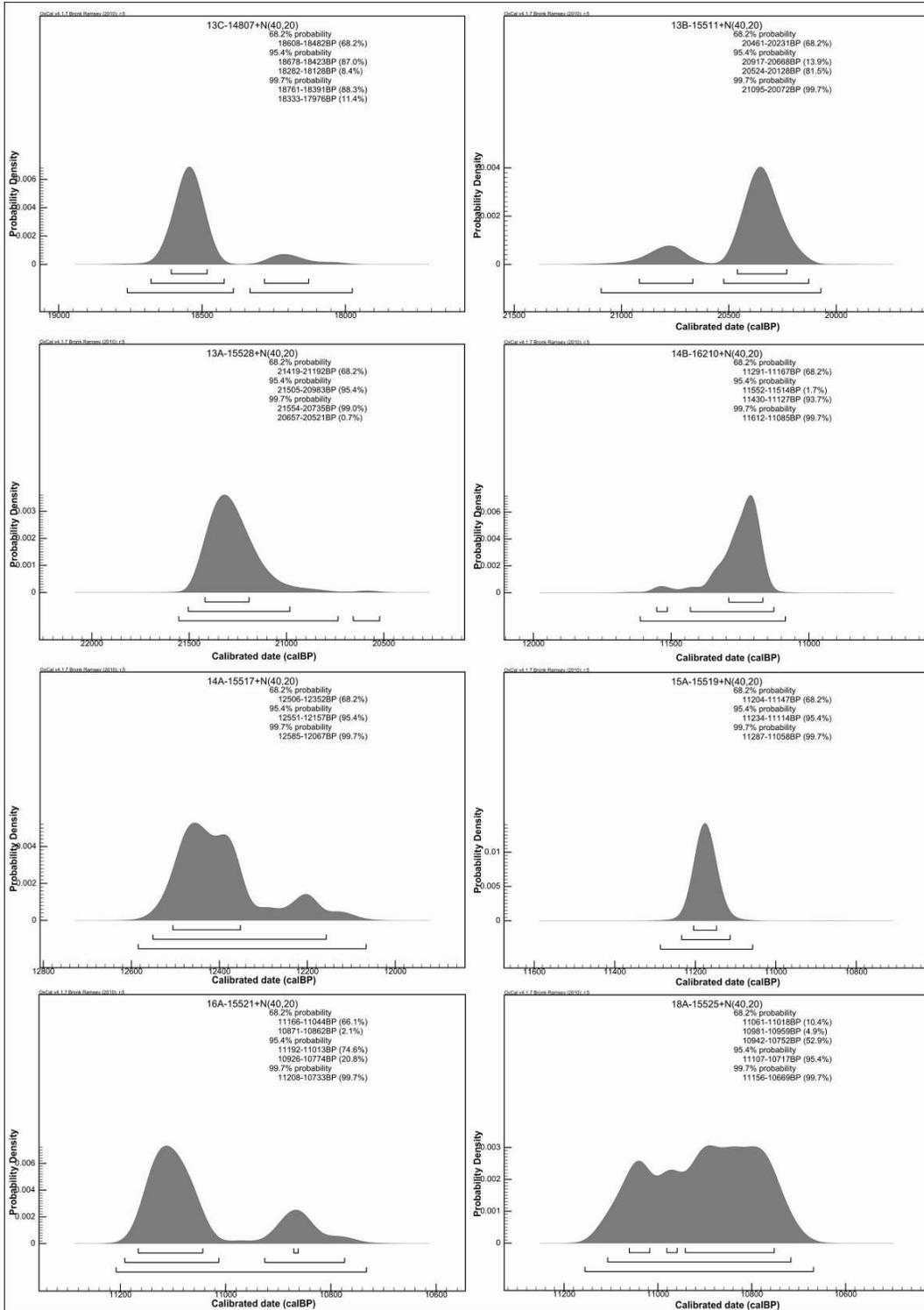


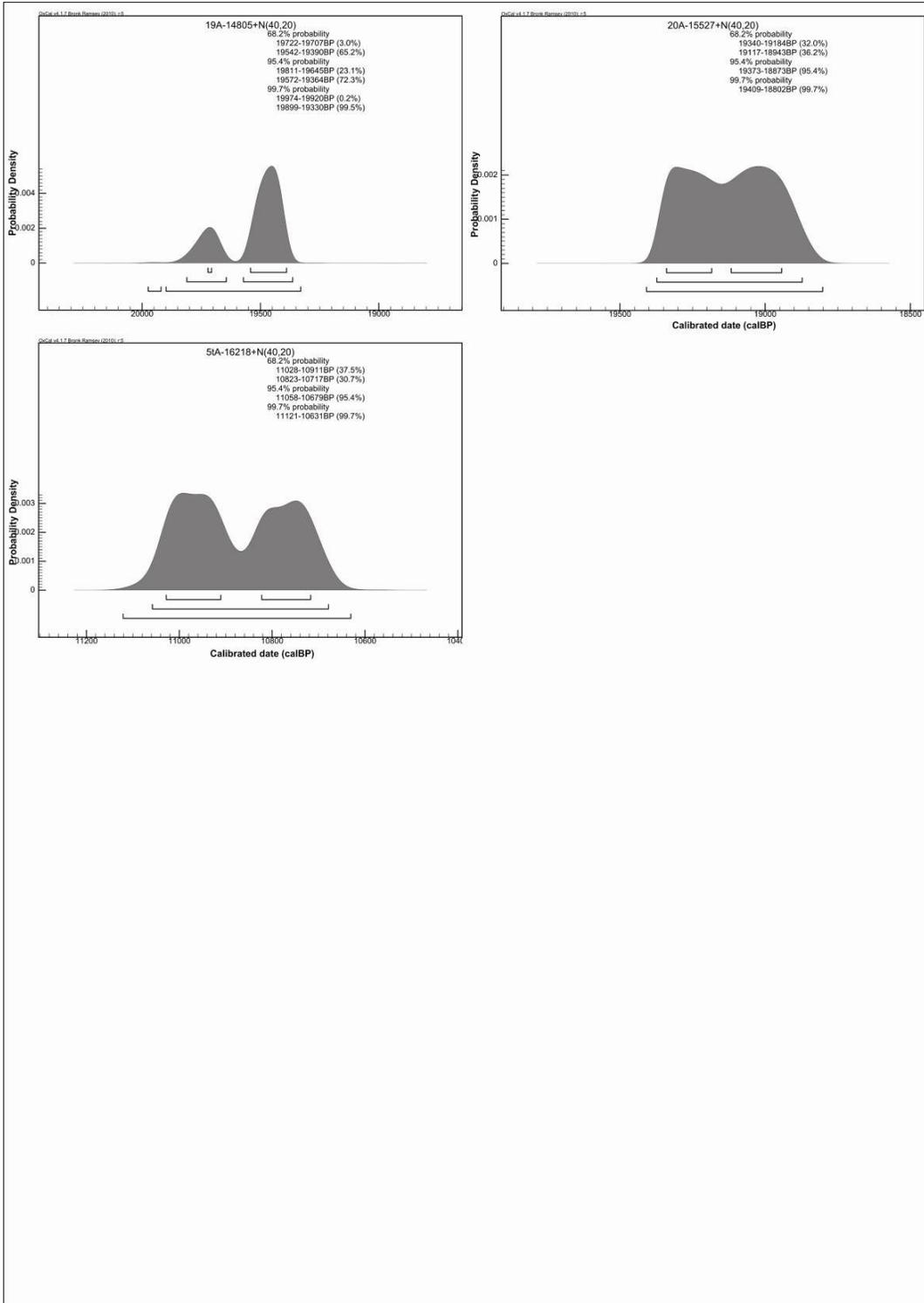




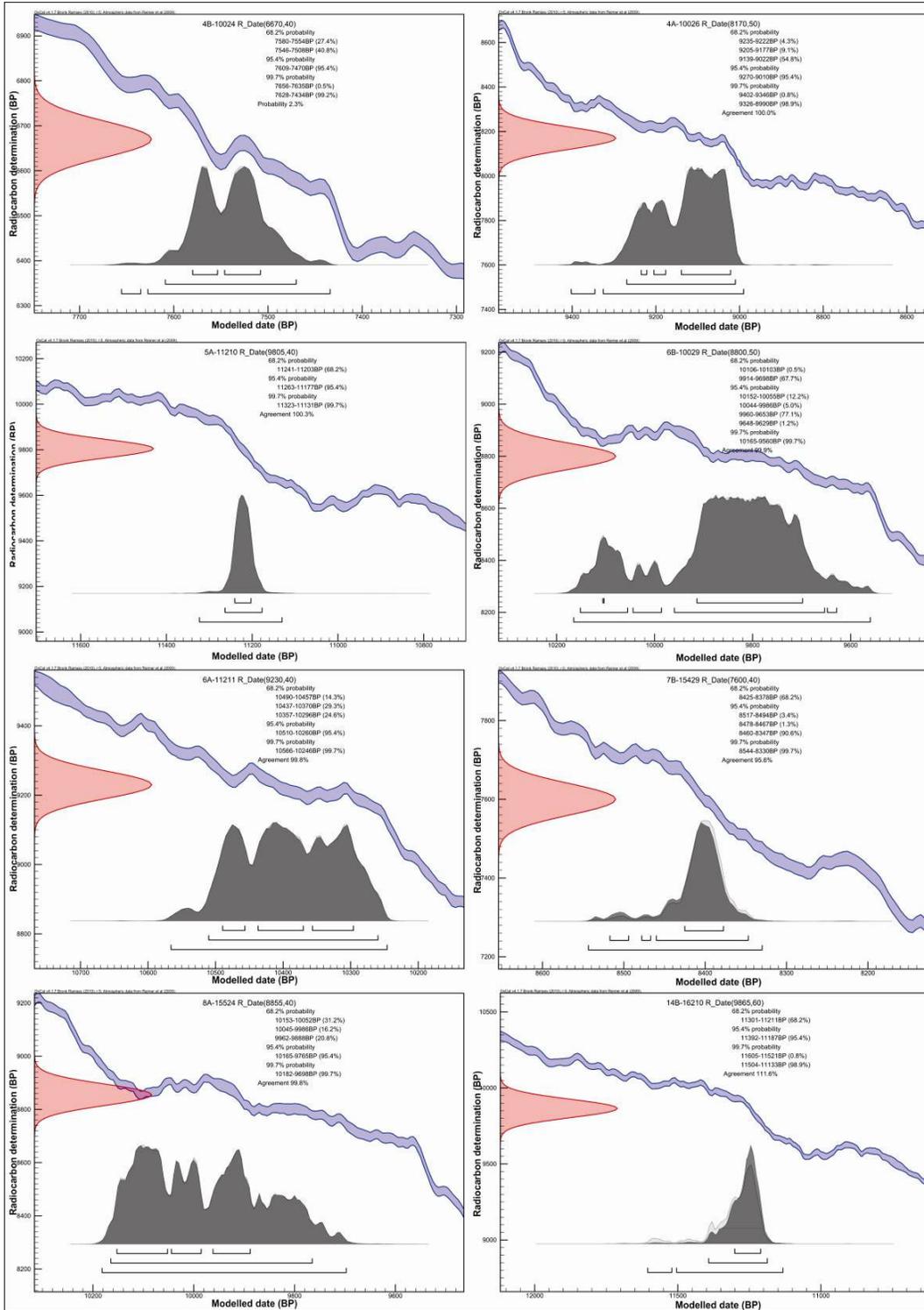
**Apêndice 2 - Curvas de calibração , com *offset*, totais
(amostras das bacias Santana e do Turvo)**

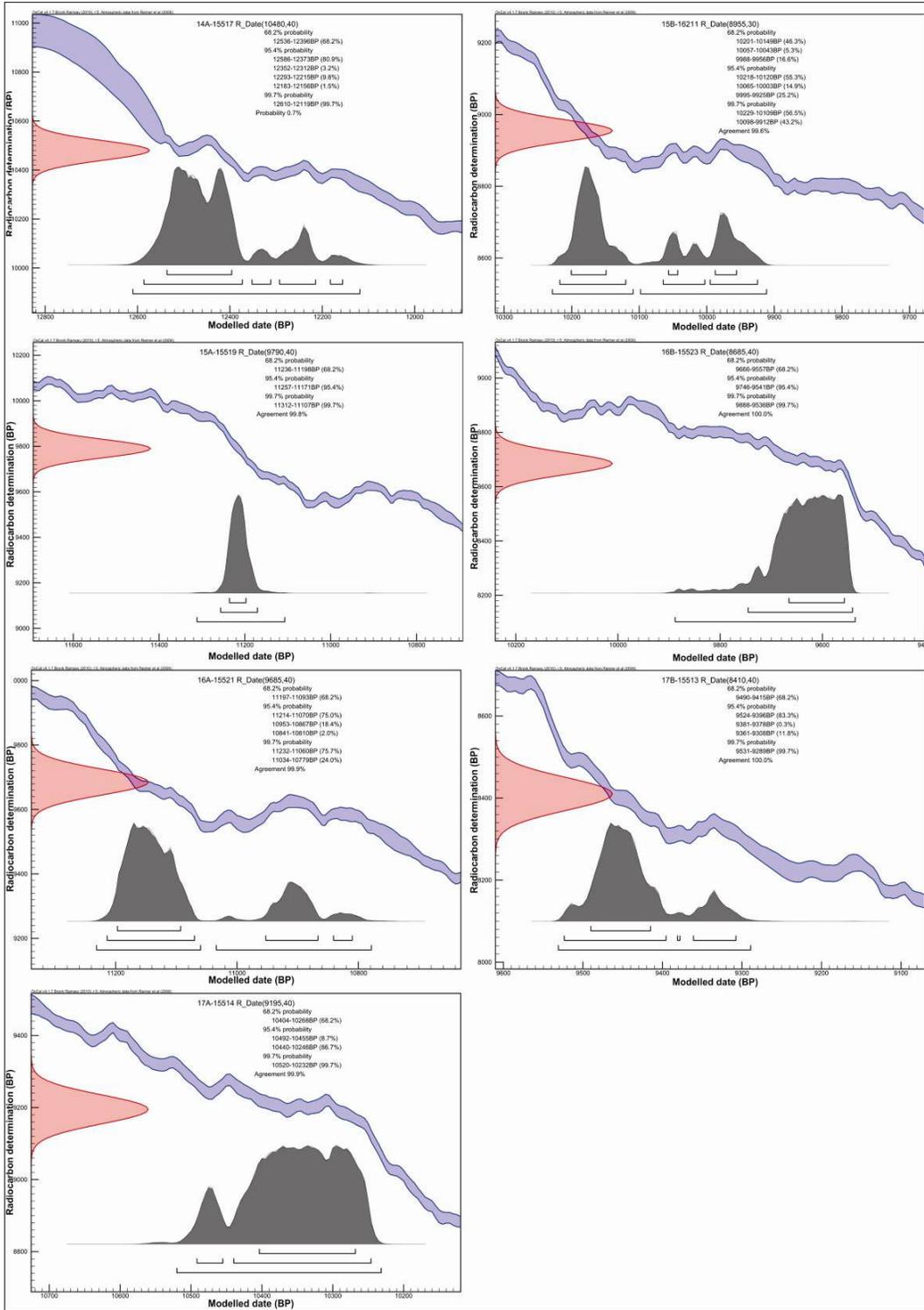






Apêndice 3 - Curvas de calibração da modelagem *phase* (Santana)





**Apêndice 4 - Curvas de calibração da modelagem
phase com offset (Santana)**

