

**Universidade Estadual Paulista
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro**

Leandro de Godoi Pinton

**Evolução dos processos morfogenéticos em relevo cuestasiforme:
a bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP)**

**Rio Claro
2016**

Leandro de Godoi Pinton

**Evolução dos processos morfogenéticos em relevo cuestasiforme:
a bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP)**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Cenira Maria Lupinacci

Coorientador: Prof. Dr. Fabiano Tomazini da Conceição

Rio Claro

2016

551.42 Pinton, Leandro de Godoi
P659e Evolução dos processos morfogenéticos em relevo cuestiforme : a
 bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) / Leandro de Godoi
 Pinton. - Rio Claro, 2016
 129 f. : il., figs., gráfs., mapas + 11 mapas

 Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de
 Geociências e Ciências Exatas
 Orientador: Cenira Maria Lupinacci
 Coorientador: Fabiano Tomazini da Conceição

 1. Geomorfologia. 2. Geomorfologia do Quaternário. 3.
 Luminescência opticamente estimulada (LOE). 4. Bacia sedimentar do
 Paraná. 5. Colúvios. 6. Antropogeomorfologia. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Leandro de Godoi Pinton

**Evolução dos processos morfogenéticos em relevo cuestasiforme:
a bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP)**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Cenira Maria Lupinacci

Coorientador: Prof. Dr. Fabiano Tomazini da Conceição

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Archimedes Perez Filho
(IGCE/UNESP Câmpus de Rio Claro-SP)

Prof. Dr. Norberto Morales
(IGCE/UNESP Câmpus de Rio Claro-SP)

Prof^ª. Dr^ª. Regina Célia de Oliveira
(IGE/UNICAMP)

Prof^ª. Dr^ª. Isabel Cristina Moroz Caccia Gouveia
(FCT/UNESP Câmpus de Presidente Prudente-SP)

Rio Claro, SP 10 de Junho de 2016

Aos meus familiares
de Munhoz (MG), Cafundó, Analândia e Rio Claro

por comporem a minha voz:

“Trago no sonho e no sangue
motivos para lutar”
(Lenine e Carlos Posada)

Em especial, aos meus pais, Darlei e Marco.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por me conceder a oportunidade de compreender a vida.

À minha metade inteira – amor incondicional.

Ao Ruan, “[...] o velho amigo nunca perdido, sempre reencontrado” (Vinicius de Moraes).

Aos meus verdadeiros amigos, Keki, Thiago, Michele, Danilo, Thaisa e Juliana.

À Prof^a. Cenira Maria Lupinacci por conduzir de forma íntegra a minha formação acadêmica em mais de uma década de trabalho, auxiliando de forma significativa na construção de um sonho.

À Prof^a. Iandara Alves Mendes que, na humildade de seus dias, transforma vidas por simplesmente acreditar no ser humano.

Ao Prof. Archimedes Perez Filho, por dividir palavras e gestos que instigam a busca incessante do reinventar a Geomorfologia.

Ao Prof. Norberto Morales, pela serenidade ao indicar um novo caminho para a leitura do arranjo de feições estruturais.

À Prof^a. Isabel Cristina Moroz Caccia Gouveia, pelo olhar cordial e meticuloso que expressa a concepção de seu trabalho.

À Prof^a. Regina Célia de Oliveira, pelas valiosas colocações na organização de um discurso sistêmico.

À Suely Teodoro de Souza Martins, pelo auxílio nos ensaios laboratoriais realizados na UNESP - Câmpus de Rio Claro (SP).

À equipe técnica do DEPLAN - UNESP - Câmpus de Rio Claro (SP).

Aos companheiros de Geografia, Vinicius Travalini, Mateus Vidotti, Thais Tinós, Jaime Rivera, Ramon e Estevão.

Ao André e à Olga, pelos serviços de normalização e revisão gramatical/ortográfica.

Aos munícipes de Analândia (SP), especialmente aos responsáveis pelas fazendas contidas na minha área de estudo, por toda hospitalidade durante os trabalhos de campo.

Aos bibliotecários da UNESP - Câmpus de Rio Claro (SP), pela paciência, disposição e alegria.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio ao desenvolvimento desta pesquisa (Processo nº 2012/20513-0).

Ventana sobre la utopia

Ella está en el horizonte – dice Fernando Birri –. Me acerco dos pasos, ella se aleja dos pasos. Camino diez pasos y el horizonte se corre diez pasos más allá. Por mucho que yo camine, nunca, nunca la alcanzaré. ¿Para qué sirve la utopía? Para eso sirve: para caminar

Eduardo Galeano

RESUMO

A presente pesquisa teve como objetivo geral avaliar a dinâmica dos processos morfogenéticos do relevo cuestiforme no Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior) e no período antrópico recente. Com base nessa avaliação, propôs-se reconstituir a sequência denudativa numa escala de tempo geológico, assim como verificar as implicações da constituição de morfologias antropogênicas na evolução desse compartimento numa escala histórica de tempo. A fim de atender tal objetivo, foram realizadas datações de episódios deposicionais por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e pelo método do chumbo-210 (^{210}Pb). Ademais, foram elaborados mapeamentos específicos para a obtenção de dados morfoestruturais, geomorfológicos e de uso e cobertura da terra. A bacia hidrográfica do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) – foi selecionada como área de estudo em virtude de sua disposição natural, na transição entre as Cuestas Areníticas-Basálticas e a Depressão Periférica Paulista, associada, ainda, à evolução do uso da terra essencialmente rural. A análise sistêmica entre as idades LOE do material coluvionar com as flutuações paleoclimáticas regionais e o arranjo de feições morfoestruturais e antropogênicas possibilitou a proposição de um modelo evolutivo do relevo cuestiforme, caracterizado pela seguinte sequência denudativa: 1) Primeira fase seca de 30.770 ± 4.930 a 8.000 ± 1.000 anos A.P. (transição do Pleistoceno Superior com o Holoceno Inferior, estendendo-se até o início do Holoceno Médio); 2) Primeira fase úmida de 7.420 ± 980 a 4.500 ± 750 anos A.P. (Holoceno Médio-Superior); 3) Segunda fase seca de 3.940 ± 665 a 2.215 ± 250 anos A.P. (Holoceno Superior) e; 4) Fase antropogênica de 1962 a 2013 (série histórica de 51 anos). A datação dos sedimentos fluviais pelo método do ^{210}Pb foi ineficaz como recurso complementar para o detalhamento da fase antropogênica nas cuestas em razão do predomínio de coberturas sedimentares na composição litopedológica desse compartimento. Todavia, a quantificação das mudanças morfológicas mediante a sistematização de geoindicadores corrobora a ação antropogênica condicionando a esculturação do relevo cuestiforme. A reconstituição paleomorfogenética das cuestas demonstrou que os processos denudativos no Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior) e no período antrópico recente se configuram de forma complexa, sendo a sua dinâmica cíclica e poligênica.

Palavras-chave: Geomorfologia do Quaternário. Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Bacia Sedimentar do Paraná. Colúvios. Antropogeomorfologia.

ABSTRACT

The present research aimed to evaluate the dynamics of the morphogenetic processes of the cuesta relief in the Late Quaternary (Upper Pleistocene-Upper Holocene) and in the current anthropic periods. Based on this evaluation, the denudative sequence was reconstituted in a geological time scale, and the implications of the anthropogenic morphology constitution in the evolution of this compartment in a historical time scale were verified as well. In order to achieve this objective, depositional dating were performed through Optically Stimulated Luminescence (OSL) and the Pb-210 method (^{210}Pb). In addition, specific morphostructural, geomorphological and land-use/land-cover mapping were performed. The Cavalheiro Stream basin – Analândia (SP) – was chosen as the study area due to its natural distribution, in the transition of the sandstone-basaltic Cuestas and the Paulista Peripheral Depression and the essentially rural land-use evolution as well. The systemic analysis comparing the colluvium material ages (OSL) with the regional paleoclimatic fluctuations and the morphostructural/anthropogenic features arrangement provided an evolutionary model of the cuestas relief, characterized by the following denudative sequence: 1) First dry phase from $30,770 \pm 4,930$ to $8,000 \pm 1,000$ years BP (transition between the Upper Pleistocene and the Lower Holocene, extended until the beginning of the Middle Holocene); 2) First wet phase from $7,420 \pm 980$ to $4,500 \pm 750$ years BP (Middle-Upper Holocene); 3) Second dry phase from $3,940 \pm 665$ to $2,215 \pm 250$ years BP (Upper Holocene); and 4) Anthropogenic phase, from 1962 to 2013 (historical series of 51 years). Fluvial sediments dating through the ^{210}Pb method was inefficient as a complementary resource to detail the anthropogenic phase in the cuestas due to the predominance of sedimentary covers in the lithopedologic composition of this compartment. However, the quantification of the morphological changes in relation with the systematization of the geoindicators corroborates the anthropogenic action on the cuestas relief formation. The cuestas paleomorphogenetic reconstitution demonstrated that the denudative processes in the Late Quaternary (Upper Pleistocene-Upper Holocene) and in the recent anthropic period display a complex configuration, with a cyclic and polygenic dynamics.

Keywords: Quaternary Geomorphology. Optically Stimulated Luminescence (OSL). Paraná Sedimentary basin. Colluvium. Anthropogeomorphology.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1 - Cronoestratigrafia internacional do Cenozoico: limites do Quaternário | 20 |
| Figura 2 - Exemplos de classificações litoestratigráfica e aloestratigráfica de depósitos em um gráben | 24 |
| Figura 3 - Esquema simplificado de decaimento do ^{226}Ra | 30 |
| Figura 4 - Localização da bacia do Córrego do Cavalheiro | 33 |
| Figura 5 - Esboço das unidades litoestratigráficas da bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) | 35 |
| Figura 6 - Esboço dos dados pedológicos da bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) | 36 |
| Figura 7 - Legenda das cartas geomorfológicas da bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) | 44 |
| Figura 8 - Áreas selecionadas para a amostragem de sedimentos fluviais | 48 |
| Figura 9 - Descrição dos testemunhos fluviais amostrados da área de estudo | 50 |
| Figura 10 - Localização dos depósitos coluvionares selecionados para a datação por LOE | 52 |
| Figura 11 - Idades LOE – perfis coluviais da bacia do Córrego do Cavalheiro e circunvizinhança – integradas ao compêndio de estudos das características paleoclimáticas de âmbito regional do Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior) | 56 |
| Figura 12 - Indicadores de controle estrutural no entorno do perfil coluvial 1. A. Sistema de fraturas NW-SE do escarpamento cuestasiforme a NW do perfil; B. Alinhamento estrutural NW-SE dos canais de 1ª ordem da voçoroca do setor de tálus do morro testemunho do Camelo e possível zona de captura; C. Afloramento de diabásio no segmento NE-SW do bloco soerguido | 58 |
| Figura 13 - Mapa de lineamentos da rede de drenagem da bacia do Córrego do Cavalheiro e circunvizinhança | 59 |
| Figura 14 - Lineamentos de drenagem no entorno dos morros testemunhos do Camelo e do Cuscuzeiro | 61 |
| Figura 15 - Lineamentos de drenagem no entorno dos perfis coluviais 4 e 5 | 62 |
| Figura 16 - Ausência de lineamentos de drenagem nas proximidades do perfil coluvial 6 | 65 |
| Figura 17 - Lineamentos de drenagem do Morro Grande | 67 |

| | |
|---|----|
| Figura 18 - Facetas triangulares das escarpas da primeira linha do front cuestiforme: localização aproximada dos perfis coluviais 10 e 11 | 69 |
| Figura 19 - Hipsometria e perfis topográficos que compreendem as rampas dos depósitos coluvionares amostrados: associação topográfica com as superfícies de aplainamento de Penteadó (1968, 1976) e identificação de níveis escalonados das vertentes | 71 |
| Figura 20 - Mudanças morfológicas no geoindicador sulcos e a variação espacial das classes de uso e cobertura da terra no sudoeste e sudeste da bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) no período 1962-1978 | 80 |
| Figura 21 - Constituição de morfologia antropogênica e mudanças morfológicas nos geoindicadores sulcos e voçorocas em razão da variação espacial das classes de uso e cobertura da terra na área a nordeste dos leques aluviais no período 1962- 1978 | 81 |
| Figura 22 - Constituição de morfologia antropogênica relacionada ao geoindicador rupturas topográficas decorrente da variação espacial da área urbanizada e demais classes de uso e cobertura da terra do sudeste da bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) no período 1978-2013 | 86 |
| Figura 23 - Mudanças na morfologia dos canais fluviais em sub-bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) no período 1988- 2009: ênfase no trecho a jusante dos antigos leques aluviais | 88 |
| Figura 24 - Modelo de evolução do relevo cuestiforme no Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior) e no período antrópico recente | 91 |

LISTA DE GRÁFICOS

| | |
|--|----|
| Gráfico 1 - Precipitação total anual do município de Analândia (SP) ao longo da série histórica 1962-2013 | 38 |
| Gráfico 2 - Evolução do parâmetro quantidade do geoindicador feições erosivas lineares | 77 |
| Gráfico 3 - Evolução do parâmetro extensão dos geoindicadores sulcos e voçorocas | 77 |
| Gráfico 4 - Evolução em porcentagem (%) da área ocupada pelas classes de uso e cobertura da terra da bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) no período de 1962 a 2013 | 79 |
| Gráfico 5 - Evolução do geoindicador leques aluviais | 83 |
| Gráfico 6 - Evolução do geoindicador colos topográficos | 83 |
| Gráfico 7 - Evolução do geoindicador rupturas topográficas | 84 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | |
|------------------|---|
| COGEOENVIRONMENT | - Comissão de Ciências Geológicas para o Planejamento Ambiental |
| DE | - Dose Equivalente |
| DEPLAN | - Departamento de Planejamento Territorial e Geoprocessamento |
| FAPESP | - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo |
| IBGE | - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística |
| ICS | - Comissão Internacional de Estratigrafia |
| IGCE | - Instituto de Geociências e Ciências Exatas |
| IUGS | - União Internacional de Ciências Geológicas |
| LaQIMar | - Laboratório de Química Inorgânica Marinha |
| DOF | - Departamento de Oceanografia Física, Química e Geológica |
| IOUSP | - Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo |
| LAGEA | - Laboratório de Geoquímica Ambiental |
| LEIF | - Luminescência do Infravermelho |
| LERI | - Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos |
| LLV | - Luminescência de Luz Verde |
| LOE | - Luminescência Opticamente Estimulada |
| NACSN | - Código Estratigráfico Norte-Americano |
| PVC | - Policloreto de Vinila |
| RMSP | - Região Metropolitana de São Paulo |
| SAR | - Regeneração de Alíquota Única |
| TL | - Termoluminescência |
| UMG | - Último Máximo Glacial |
| PNCS | - Programa Nacional de Conservação dos Solos |
| PNMH | - Programa Nacional de Microbacias Hidrográficas |

SUMÁRIO

| | | |
|------------|---|-----|
| 1 | INTRODUÇÃO | 16 |
| 2 | EVOLUÇÃO DO RELEVO E METODOLOGIAS PARA PESQUISAS REFERENTES AO QUATERNÁRIO | 19 |
| 2.1 | O Quaternário | 19 |
| 2.2 | Período antrópico recente | 25 |
| 3 | ÁREA DE PESQUISA | 32 |
| 4 | MÉTODO E TÉCNICAS | 40 |
| 4.1 | Método | 40 |
| 4.2 | Técnicas cartográficas | 41 |
| 4.2.1 | Cartas geomorfológicas | 41 |
| 4.2.2 | Cartas de uso e cobertura da terra | 45 |
| 4.2.3 | Mapa de lineamentos da rede de drenagem | 46 |
| 4.3 | Procedimentos técnicos para a datação de sedimentos fluviais e coluvionares | 47 |
| 4.3.1 | Datação dos sedimentos fluviais com base no método do ²¹⁰ Pb por espectrometria γ | 47 |
| 4.3.1.1 | <i>Análise granulométrica</i> | 51 |
| 4.3.2 | Datação dos sedimentos coluvionares por LOE | 51 |
| 5 | ANÁLISE DOS RESULTADOS | 55 |
| 6 | CONSIDERAÇÕES FINAIS | 90 |
| | REFERÊNCIAS | 94 |
| | APÊNDICE A - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 1 | 106 |
| | APÊNDICE B - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 2 | 107 |
| | APÊNDICE C - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 3 | 108 |
| | APÊNDICE D - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 4 | 109 |
| | APÊNDICE E - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 5 | 110 |
| | APÊNDICE F - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 6 | 111 |
| | APÊNDICE G - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 7 | 112 |

| | |
|---|-----|
| APÊNDICE H - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 8 | 113 |
| APÊNDICE I - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 9 | 114 |
| APÊNDICE J - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 10 | 115 |
| APÊNDICE K - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 11 | 116 |
| APÊNDICE L - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS PERFIS COLUVIAIS: CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO, VARIAÇÃO TEMPORAL DE SUAS IDADES E CONDIÇÕES PALEOCLIMÁTICAS | 117 |
| APÊNDICE M - GRANULOMETRIA DOS SEDIMENTOS FLUVIAIS AMOSTRADOS PARA A DETERMINAÇÃO DO ²¹⁰PB | 118 |
| APÊNDICE N - CARTA GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 1962 | 119 |
| APÊNDICE O - CARTA GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 1978 | 120 |
| APÊNDICE P - CARTA GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 1988 | 121 |
| APÊNDICE Q - CARTA GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 2009 | 122 |
| APÊNDICE R - CARTA GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 2013 | 123 |
| APÊNDICE S - CARTA DE USO E COBERTURA DA TERRA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 1962 | 124 |
| APÊNDICE T - CARTA DE USO E COBERTURA DA TERRA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 1978 | 125 |
| APÊNDICE U - CARTA DE USO E COBERTURA DA TERRA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 1988 | 126 |

| | |
|--|------------|
| APÊNDICE V - CARTA DE USO E COBERTURA DA TERRA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 2009 | 127 |
| APÊNDICE X - CARTA DE USO E COBERTURA DA TERRA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 2013 | 128 |
| ANEXO A - PALEODOSE MÉDIA, DESVIO PADRÃO, DOSE ANUAL E AS CONCENTRAÇÕES DOS ISÓTOPOS RADIOATIVOS DOS PERFIS COLUVIAIS | 129 |

1 INTRODUÇÃO

A compreensão da dinâmica evolutiva do relevo cuestiforme em diferentes escalas espaciais e temporais se constitui como premissa para o conhecimento pleno desse sistema geomorfológico.

A sequência de fenômenos denudativos mais aceita no círculo acadêmico para a explicação da gênese e evolução do relevo de cuevas no Brasil foi estabelecida por Ab'Sáber (1949). De acordo com o autor, tais fenômenos envolvem o processo de circundenudação, sendo aquele da Bacia Sedimentar do Paraná considerado como um dos mais extensos da superfície terrestre.

A análise realizada por Penteado (1968, 1976) pondera sobre a interferência da tectônica na circundenudação dessa unidade geológica. Para a autora, as linhas de fraqueza instituídas por um conjunto de falhamentos de idade pós-cretácea que, supostamente, se estendem na zona concêntrica das escarpas cuestiformes, facilitaram o desenvolvimento de processos erosivos. As etapas de sua evolução foram detalhadas até os níveis erosivos submetidos às oscilações paleoclimáticas curtas do Quaternário. Ressalta-se que as informações geocronológicas de ambas as propostas foram determinadas por meio de datação relativa.

No que tange aos referidos falhamentos, Silva (1997) e Facincani (2000) demonstraram que alguns desses derivam de um regime neotectônico. A identificação dessa conjuntura evidencia a complexidade dos mecanismos morfogenéticos que atuaram na esculturação das cuevas na Bacia Sedimentar do Paraná.

Neste contexto, acredita-se que a aplicação de métodos de datação absoluta nos depósitos sedimentares que integram a paisagem desse compartimento pode auxiliar na reconstituição mais precisa dos processos denudacionais responsáveis por sua evolução.

A datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) do material coluvionar define o tempo decorrido após a última exposição dos grãos à luz solar entre 100 anos A.P. e 1 Ma A.P. (AITKEN, 1998; WAGNER, 1998; CORRÊA, 2001). Desta forma, a idade obtida permite a distinção de eventos geomórficos que ocorreram do Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior) ao período antrópico recente.

Em relação a esse último período, a datação dos sedimentos fluviais pelo método do chumbo-210 (^{210}Pb) permite a avaliação de seus processos morfodinâmicos, pois essa abordagem possui uma resolução temporal que atinge os últimos 150 anos (GOLDBERG, 1963; IVANOVICH; HARMON, 1992). Ademais, a inserção de propostas metodológicas nos

estudos da Antropogeomorfologia tem contribuído para a mensuração das mudanças morfológicas numa escala histórica de tempo. A formulação de geoindicadores possibilita a quantificação de características das formas do relevo que indicam processos morfodinâmicos sob a ação antrópica durante um intervalo aproximado de 100 anos.

A bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) foi selecionada como área de estudo em razão de seu elevado potencial para a aplicação dos distintos métodos de datação, bem como a definição de um quadro específico de geoindicadores. Além de sua disposição na transição entre as Cuestas Areníticas-Basálticas e a Depressão Periférica Paulista, essa área apresenta uma evolução temporal do uso da terra associada às atividades agropecuárias (PINTON, 2011).

Assim, esta pesquisa teve como objetivo geral avaliar a dinâmica dos processos morfogenéticos do relevo cuestiforme no Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior) e no período antrópico recente. Com base nessa avaliação, propôs-se reconstituir a sequência denudativa numa escala de tempo geológico, bem como verificar as implicações da constituição de morfologias antropogênicas na evolução desse compartimento numa escala histórica de tempo.

Para atingir o referido objetivo geral, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- Determinar a cronologia absoluta de episódios deposicionais mediante a datação por LOE do material coluvionar para a realização de inferências sobre os processos morfogenéticos;
- Analisar o arranjo morfoestrutural para identificar as zonas de fraqueza que condicionam a evolução do relevo cuestiforme;
- Identificar e mensurar as mudanças morfológicas induzidas pela evolução do uso da terra e, dessa forma, discutir a influência de morfologias antropogênicas nos processos morfodinâmicos da bacia do Córrego do Cavalheiro.

O conjunto de objetivos dessa pesquisa sustenta a averiguação da hipótese de que a evolução dos processos morfogenéticos do relevo de cuestas no Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior) e no período antrópico recente pode ser detalhada e compreendida por meio da datação absoluta de distintos depósitos sedimentares que envolvem a sua paisagem.

A abrangência temporal dessa hipótese fomentou a concepção de outra secundária, que considera a bacia hidrográfica como unidade espacial de análise da dinâmica morfogenética das cuestas nos diversos intervalos de tempo do Quaternário.

Para a fundamentação dos pressupostos desta tese, o capítulo 2 apresenta a revisão teórica sobre a evolução do relevo e metodologias para pesquisas que envolvem o Quaternário, considerando os intervalos de tempo geológico e histórico; o capítulo 3 caracteriza a área de estudo segundo os seus aspectos físicos e socioeconômicos; o capítulo 4 propõe o tratamento sistêmico como abordagem teórica e, ainda, evidencia os procedimentos técnicos utilizados para a elaboração de documentos cartográficos e datação absoluta de depósitos sedimentares; e o capítulo 5 traz a análise dos resultados e sistematiza a sequência denudativa do relevo cuestiforme para conceber uma proposta de modelo evolutivo que se estende do Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior) ao período antrópico recente. Por fim, o capítulo 6 apresenta as considerações finais acerca da tese.

2 EVOLUÇÃO DO RELEVO E METODOLOGIAS PARA PESQUISAS REFERENTES AO QUATERNÁRIO

Os estudos do Quaternário auxiliam na compreensão dos processos morfogenéticos mais recentes que envolvem a esculturação das formas de relevo. Ademais, o surgimento do homem fornece caráter de excepcionalidade ao período (SALGADO-LABOURIAU, 1994), representando a introdução de um novo agente modificador da paisagem.

Dessa forma, torna-se necessária uma discussão conceitual que abarque as peculiaridades tanto na escala de tempo geológico quanto no período antrópico recente do Quaternário.

2.1 O Quaternário

O termo Quaternário foi utilizado inicialmente por Jules Desnoyers em 1829 para identificar os sedimentos aluviais e marinhos situados sobre o conjunto de rochas do Terciário da Bacia de Paris, sendo oficializado em 1833 por Henri Rebour (ELIAS, 2013).

O significado do termo se manteve incerto por alguns anos, pois outras palavras vieram a ser utilizadas para a sua designação, assim como Recente¹, instituída por Charles Lyell (FAIRBRIDGE, 1968). Elias (2013) ainda destaca que esse pesquisador subdividiu o Quaternário em duas épocas: Pleistoceno e Holoceno.

No que tange à cronologia do Quaternário, a revisão da literatura (SALGADO-LABOURIAU, 1994; PILLANS, 2004; GRADSTEIN et al., 2004; SUGUIO, 2010) evidencia algumas controvérsias na definição de seu limite inferior – transição Plioceno-Pleistoceno, e na referida subdivisão do período – limite Pleistoceno-Holoceno.

Assim, com o intuito de manter a concordância com os padrões adotados internacionalmente, tais limites foram fixados com base na formalização cronoestratigráfica da Comissão Internacional de Estratigrafia (ICS) de 2016 (INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY, 2016), sendo o limite Plioceno-Pleistoceno estabelecido há 2,6 Ma A.P., e o limite Pleistoceno-Holoceno em 0,0117 Ma A.P. (Figura 1).

¹ A palavra “Recente” é usada por alguns geólogos para designar o Holoceno, e por outros para todo o Quaternário (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

Figura 1 - Cronoestratigrafia internacional do Cenozoico: limites do Quaternário

| Éon | Era | Período | Época | Idade | Idade numérica (Ma) | Presente | |
|-------------|-----------|--------------|-------------|-------------|---------------------|----------|-------|
| | | | | | Presente | | |
| Fanerozoico | Cenozoico | Quaternário | Holoceno | | 0.0117 | Presente | |
| | | | | Superior | 0.126 | | |
| | | | | Médio | 0.781 | | |
| | | | Pleistoceno | Calabriano | 1.806 | | |
| | | | | Gelasiano | 2.588 | | |
| | | | | Plioceno | 3.600 | | |
| | | | | Zancleano | 5.333 | | |
| | | | Neogeno | Mioceno | Messiniano | | 7.246 |
| | | | | | Tortoniano | | 11.62 |
| | | | | | Serravaliano | | 13.82 |
| | | Langhiano | | | 15.97 | | |
| | | Burdigaliano | | | 20.44 | | |
| | | Oligoceno | | Aquitânico | 23.03 | | |
| | | | | Chatiano | 28.1 | | |
| | | | | Rupeliano | 33.9 | | |
| | | | | Priaboniano | 38.0 | | |
| | | | | Bartoniano | 41.3 | | |
| | | Paleogeno | Eoceno | Lutetiano | 47.8 | | |
| | | | | Ypresiano | 56.0 | | |
| | | | | Thanetiano | 59.2 | | |
| | | | Paleoceno | Selandiano | 61.6 | | |
| | | | | Daniano | 66.0 | | |

| Quaternário | Época | Idade | Presente |
|-------------|------------|--------|----------|
| | | | |
| Pleistoceno | Superior | 0.0117 | 0.0117 |
| | Médio | 0.126 | 0.126 |
| | Calabriano | 1.806 | 1.806 |
| | Gelasiano | 2.588 | 2.588 |

Fonte: Adaptado de ICS (2016).

De forma geral, o Pleistoceno é caracterizado por episódios glaciais, intercalados por fases de menor duração e aumento da temperatura, correspondentes aos interglaciais (SALGADO-LABOURIAU, 1994). O Holoceno, por sua vez, representa uma época livre de glaciações, em que as condições paleoclimáticas desse intervalo caracterizam o início de um novo interglacial (NETO; NERY, 2005).

As oscilações paleoclimáticas do Quaternário influenciam na dinâmica dos processos morfogenéticos, tornando a análise dos seus materiais correlatos imprescindível para a interpretação da evolução do relevo. De acordo com Ab'Sáber (1969, p. 4), “o relevo atual comporta um saldo de interferências que só pode ser compreendido à custa de uma investigação minuciosa dos seus depósitos superficiais”.

Entre os depósitos superficiais continentais, destacam-se os colúvios em razão de seu material constituinte se comportar como registro das taxas de mudanças e frequências de eventos geomórficos do passado geológico recente (SELBY, 1993; FUCHS; LANG, 2009; MOURA, 2009), fundamentação básica da Geomorfologia do Quaternário. Os colúvios correspondem aos “depósitos incoerentes com aspecto terroso, comumente maciços e de composição em geral arenoargilosa, embora possam conter fragmentos rochosos de tamanhos diversos e mais ou menos intemperizados” (SUGUIO, 2010, p. 48), cuja formação está relacionada ao transporte predominantemente gravitacional.

No Brasil, alguns estudos no planalto tropical úmido de sudeste estabeleceram tais depósitos como unidades fundamentais na análise da evolução do relevo (MEIS; MONTEIRO, 1979; MEIS; MOURA, 1984; MOURA et al., 1993). Thomas e Thorp (1995) enfatizaram que a datação do material coluvionar auxilia na compreensão da sequência evolutiva da paisagem como resposta às mudanças paleoclimáticas quaternárias.

Em relação aos métodos de datação, salienta-se a sua diversidade no estudo do Quaternário. Colman, Pierce e Birkeland (1987) agruparam-nos em seis grupos: siderais; isotópicos; radiogênicos; químicos e biológicos; geomórficos; e correlação. Suguio (2010, p. 293) indica que tais métodos “compreendem desde procedimentos rudimentares e bastante intuitivos, os quais, em geral, fornecem idades relativas, até procedimentos muito sofisticados, que normalmente permitem obter as chamadas idades absolutas”.

Sallun et al. (2007) assinalam que, atualmente, existem mais de 40 métodos de datação absoluta aplicáveis em materiais associados aos eventos do Quaternário, entre os quais se encontram aqueles baseados em danos causados por radiação em materiais geológicos.

Esses danos estão relacionados à mudança de algumas propriedades físicas de sólidos não-condutores (alguns minerais) decorrentes da interação com partículas α e β , radiação- γ e raios cósmicos. Parte desses “danos” ou “defeitos” é reversível, mas outra parte é mais estável e aumenta linearmente com o tempo de exposição à radiação e pode ser empregada na datação de eventos geológicos. (SALLUN et al., 2007, p. 402).

Os métodos de datação absoluta por luminescência de minerais “têm demonstrado grande potencialidade na datação de depósitos quaternários, pois alcançam idades muito mais antigas (até cerca de 10^6 anos) que o método do radiocarbono” (SALLUN et al., 2007, p. 402). Esses métodos envolvem a Termoluminescência (TL), a Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos (LERI) e a LOE.

A literatura relacionada aos métodos de datação baseados na luminescência tem apresentado a abordagem da LOE com maior potencial sobre as demais ao considerar que o mecanismo de liberação das cargas aprisionadas por estímulo luminoso da radiação solar é o mais próximo do natural (STOKES, 1999; FUCHS; LANG, 2009). Essa abordagem surgiu a partir da década de 1980, tendo como premissa o estabelecimento do período de tempo transcorrido desde que a população aprisionada de elétrons em minerais encontrados nos depósitos – com destaque para o quartzo e o feldspato – foi liberada pela última vez. Dessa forma, a LOE é estabelecida como um método de datação absoluta de eventos deposicionais,

cuja abrangência temporal se estende desde cerca de 100 até 1 Ma A.P., segundo os níveis de saturação do material analisado (AITKEN, 1998; WAGNER, 1998).

As valiosas contribuições de Huntley, Godfrey-Smith e Thewalt (1985) permitiram a disseminação de pesquisas envolvendo o método da datação por LOE. Recentemente, Fuchs e Lang (2009) apresentaram um conjunto de possibilidades e desafios para a datação do material coluvionar por meio da LOE, bem como evidenciaram como ela vem sendo aplicada na reconstrução da paisagem derivada de mudanças paleoclimáticas ou de influências tectônicas.

Eriksson, Olley e Payton (2000) mostraram a possibilidade do uso da LOE em colúvios para a compreensão da sequência de eventos responsáveis pelo desenvolvimento de um terreno severamente degradado na Tanzânia por ravinas e voçorocas.

Em relação ainda à presença de voçorocas na paisagem, Lang e Mauz (2006) dataram os sedimentos que preenchem tais feições na porção central da Europa por meio do método da LOE, com o intuito de avaliar as respostas da paisagem às mudanças paleoclimáticas.

Fuchs, Fischer e Reverman (2010), por sua vez, dataram os sedimentos coluvionares para reconstruir os processos de erosão em bacia hidrográfica na Alemanha. A datação por LOE de colúvios também foi considerada na análise da dinâmica evolutiva de deslizamentos em vertentes na Espanha (GUTIÉRREZ; LUCHA; GALVE, 2010).

Kamp Jr., Haserodt e Shroder Jr. (2004) utilizaram a abordagem da LOE em colúvios no Paquistão para investigar as possíveis relações de eventos sísmicos e glaciações na evolução da paisagem. Thomas, Nagabhushanam e Reddy (2008) mostraram a possibilidade de datar artefatos arqueológicos por meio da LOE, na Índia.

Admite-se, à vista do exposto, que tal método pode ser utilizado para a

[...] datação de eventos deposicionais ocorridos ao longo do Quaternário, desde eventos climáticos regionais de grande magnitude (mudanças nos padrões de circulação regional), eventos tectônicos que afetaram a rede de drenagem (inversão e capturas por soerguimento das cabeceiras), até episódios erosivos recentes, desencadeados por alterações nos padrões de uso do solo. (CORRÊA; ESPÍNDOLA; MENDES, 2002, p. 46).

A pesquisa de Corrêa (2001) também se insere nessa perspectiva ao apresentar um modelo de evolução baseado na reconstituição dos eventos geomórficos numa dimensão espaço-temporal mais restrita.

É importante salientar que o método de datação por LOE possui duas subdivisões segundo o comprimento de onda da fonte luminescente: Luminescência do Infravermelho (LEIF) para o feldspato potássico e a Luminescência de Luz Verde (LLV) para o quartzo.

De acordo com Stokes (1999), o cálculo básico para determinar a idade da última estabilização do depósito por luminescência pode ser expresso na seguinte equação:

$$\text{Idade} = \text{Paleodose/Dose Ambiental} \quad (1)$$

A paleodose, também conhecida como Dose Equivalente (ED), corresponde à radiação ionizante do decaimento dos isótopos de urânio, tório e potássio, incluindo ainda uma contribuição menor da radiação cósmica, à qual o material esteve exposto desde a sua deposição. A dose ambiental, por sua vez, condiz à taxa que a amostra foi exposta a radiação ionizante, demonstrando a proporção do acúmulo de elétrons. Se o intervalo de tempo considerado for igual a um ano, esta taxa é denominada de dose anual (CORRÊA; ESPÍNDOLA; MENDES, 2002).

A dose anual pode ser influenciada pela variação de alguns fatores, tais como os níveis de umidade e a intensidade do intemperismo químico, resultando no estabelecimento da seguinte equação para o seu cálculo:

$$D_a = 0,92 (D_{\hat{a}}) / 1 + 1,25 \text{ H}_2\text{O} + D_c / 1 + 1,14 \text{ H}_2\text{O} + D_c + (D_{\hat{a}i}) \quad (2)$$

Onde:

D_a = dose anual; $D_{\hat{a}}$ = dose de radiação beta; D_c = dose de radiação gama; D_c = dose de radiação cósmica; $D_{\hat{a}i}$ = dose de radiação beta interna oriunda do K^{40} para as amostras de K-feldspato e H_2O = teor de água da amostra (expresso de 0 a 1).

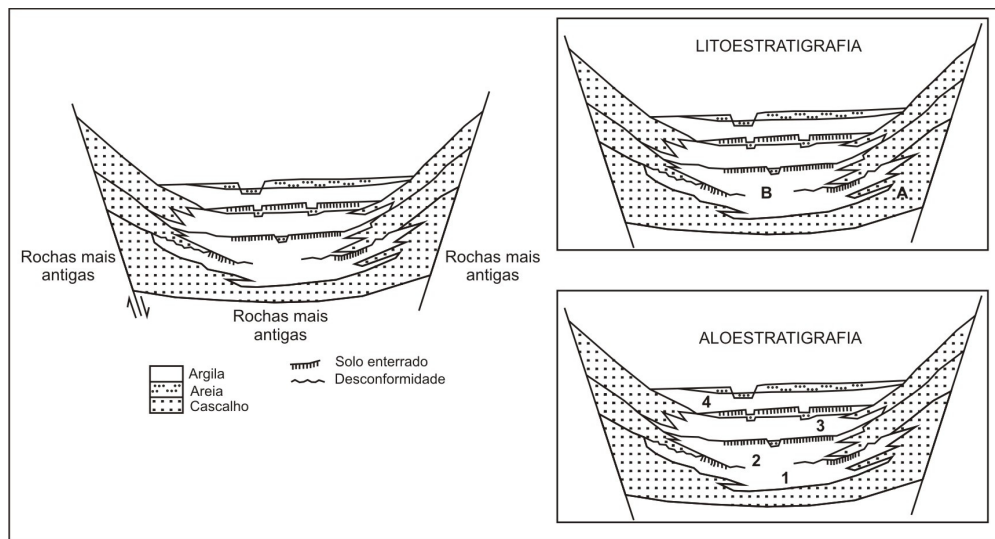
A liberação dos elétrons aprisionados na estrutura cristalográfica do cristal de quartzo ou feldspato por estímulo luminoso reduz o sinal da LOE a zero. No instante em que os grãos são soterrados e conservados distantes do alcance da luz solar, começam a acumular elétrons aprisionados em razão do efeito da radiação ionizante emitida pelo decaimento de radioisótopos contidos no depósito. De acordo com Corrêa, Espíndola e Mendes (2002, p. 48), uma

[...] parte desta radioatividade natural origina-se dentro dos próprios grãos de quartzo e feldspato (radiação beta), mas a dose de radiação é oriunda, principalmente, do depósito em si (radiação gama). Se o fluxo de radiação ionizante for constante, então o tempo de soterramento pode ser determinado pela medição da dose armazenada nos grãos, dividida pelo fluxo da radiação ionizante ambiental (dose ambiental).

A viabilidade da datação por LOE deve ser verificada por meio da realização de pré-testes, pois a aplicação dessa abordagem nas situações em que os sedimentos não foram suficientemente expostos à luz solar antes da deposição pode superestimar o tempo decorrido desde o último soterramento. Neste contexto, considera-se que a apreciação das sequências deposicionais durante a coleta do material sedimentar se constitui em procedimento complementar imprescindível para a exequibilidade da datação.

A descontinuidade e a pequena espessura dos depósitos sedimentares quaternários dificultam a sua classificação estratigráfica por meio de metodologias tradicionalmente utilizadas com os depósitos antigos, pois essas são limitadas no estabelecimento de quadros estratigráficos com maior nível de detalhe, tal como na litoestratigrafia (Figura 2). Neste viés, recomenda-se a adoção das unidades aloestratigráficas implantadas pelo Código Estratigráfico Norte-Americano (NACSN) de 1983, as quais se fundamentam como instrumento para a análise dos depósitos cenozoicos, especialmente os quaternários.

Figura 2 - Exemplos de classificações litoestratigráfica e aloestratigráfica de depósitos em um gráben



Fonte: NACS (1983) apud Melo et al. (2005, p. 267).

A unidade aloestratigráfica (Figura 2) condiz a um corpo sedimentar estratiforme, estabelecido por descontinuidades limitantes (MELO et al., 2005; HUGHES, 2010; SUGUIO, 2010). Essa unidade, de acordo com Suguio (2010, p. 38),

[...] permite discernir depósitos de litologias semelhantes superpostos, contíguos ou geograficamente separados, limitados por descontinuidades; ou, ainda, considerar como pertencentes a uma única unidade depósitos caracterizados por heterogeneidades litológicas ou que ocorram em níveis topográficos diferentes e exibam idades distintas.

Melo et al. (2005, p. 266) acrescentam que a unidade aloestratigráfica possui “[...] um forte significado temporal (uma vez que descontinuidades correspondem a planos de tempo relativo), individualizando eventos deposicionais, que podem ser apropriadamente analisados em termos paleoambientais”.

Por fim, ressalta-se que os depósitos sedimentares quaternários determinados pela dinâmica dos agentes naturais se encontram, atualmente, sujeitos às modificações impostas pela ação antrópica.

2.2 Período antrópico recente

A inserção das interferências antrópicas como agente modelador do relevo é uma consideração relativamente recente na literatura geomorfológica (NIR, 1983; GOUDIE, 1993; HAFF, 2003; SZABÓ, 2010), salvo algumas exceções destacadas por Goudie (1993) do final do século XIX e início do XX nas obras de Marsh (1864), McGee (1911), Shaler (1912), Gilbert (1917) e Sherlock (1922).

A premissa verificada na década de 70 sobre a conscientização ambiental numa escala global, acrescida da evidente influência humana no funcionamento dos sistemas geomorfológicos, forneceu as condições favoráveis para o desenvolvimento da Antropogeomorfologia, sendo o trabalho de Nir (1983) o precursor dessa proposta teórico-metodológica.

Além do uso da **abordagem sistêmica**, a Antropogeomorfologia depende das seguintes abordagens: **histórica**, para investigar a intervenção do homem no uso da terra, formas e processos geomorfológicos; **socioeconômica**, para investigar a dinâmica das atividades do homem; **geomorfológica**, para investigar a relação e a extensão dos processos geomorfológicos observados; e de **um planejador**, para unir esses vários pontos de vista (NIR, 1983).

No final da década de 80, as mudanças ambientais decorrentes do aquecimento global repercutiram em implicações diretas nos processos geomorfológicos. Neste viés, Goudie (1993) atenta para a necessidade de compreender o grau de intervenção das atividades antrópicas que compõem os efeitos das alterações na dinâmica climática sobre as taxas e os mecanismos de respostas dos sistemas geomorfológicos. Para isso, o autor instiga a busca de dados geomorfológicos por meio da cartografia geomorfológica evolutiva e de produtos do sensoriamento remoto. E destaca, ainda, que o uso de informações advindas de técnicas de

datação fornece subsídios à compreensão das influências antropogênicas nas mudanças do relevo em longos períodos de análise.

As profundas mudanças nas formas de relevo em razão do impacto causado pelo homem levaram os geomorfólogos do século XXI ao desenvolvimento de propostas que visem à predição das respostas que a natureza apresentará perante a força antrópica. É nesse contexto que Haff (2003) propõe a Neogeomorfologia. A concepção da Geomorfologia Antropogênica por Szabó (2010) também evidencia a importância da predição do equilíbrio natural diante das intervenções antrópicas.

No Brasil, Rodrigues (1997) foi responsável pela introdução e aplicação de uma metodologia fundamentada nas proposições de Nir (1983). De acordo com a autora, é necessário o reconhecimento de sistemas geomorfológicos em seus diversos estágios de intervenção antrópica (período de pré-perturbação, equivalente à fase anterior da intervenção antrópica; períodos de perturbação ativa e pós-perturbação, que representam a sequência de intervenções nas formas e materiais superficiais pela atividade antrópica) para que seja possível identificar unidades espaciais em suas combinações de morfologia original e antropogênica.

A morfologia original

[...] é a que não sofreu intervenção direta nas formas originais, ou seja, os sistemas geomorfológicos podem ter sido objeto de interferências importantes do ponto de vista dos processos, como no caso da ação do desmatamento, mas não sofreram remanejamentos diretos significativos de material como aqueles que ocorrem em áreas com aragem, pastagem intensiva e uso de trator (superfícies agrícolas) ou cortes, aterros e substituição por materiais tecnogênicos (superfícies urbanas). (RODRIGUES, 2005, p. 104).

A morfologia antropogênica, por sua vez, é aquela que se origina induzida pela interferência antrópica como ação geomorfológica, “[...] ação essa que pode: modificar propriedades e localização dos materiais superficiais; intervir em vetores, taxas e balanços dos processos e gerar, de forma direta e indireta, outra morfologia” (RODRIGUES, 2005, p. 101).

Rodrigues (2005, p. 102-103) adota as seguintes orientações básicas para o estudo dos efeitos das ações antrópicas no meio físico:

- a) observar as ações humanas como ações geomorfológicas na superfície terrestre;
- b) investigar nas ações humanas padrões significativos para a morfodinâmica;
- c) investigar a dinâmica e a história cumulativa das intervenções humanas, iniciando com os estágios pré-perturbação;
- d) empregar diversas e complementares escalas espaço-temporais;

e) empregar e investigar as possibilidades da cartografia geomorfológica de detalhe; f) explorar a abordagem sistêmica; g) usar a noção de limiar geomorfológico e a análise de magnitude e frequência; h) dar ênfase à análise integrada em sistemas geomorfológicos; i) levar em consideração as particularidades dos contextos morfoclimáticos e morfoestruturais; j) ampliar o monitoramento de balanços, taxas e geografia dos processos derivados e não derivados de ações antrópicas. (RODRIGUES, 2005, p. 102-103).

Esse conjunto de orientações respalda a mensuração dos processos morfodinâmicos do relevo cuestiforme e as suas relações com a ação antrópica, materializada na evolução temporal dos diversos tipos de uso da terra.

Pinton (2011), ao considerar as orientações básicas de Rodrigues (1997, 2005), realizou estudos da Antropogeomorfologia em bacia hidrográfica localizada em relevo cuestiforme sob intervenção de atividades antrópicas relacionadas, especialmente, ao cultivo da cana-de-açúcar. Assim, com base na correlação dos dados obtidos com as cartas geomorfológicas e de uso e cobertura da terra de distintos cenários em escala de detalhe da sua área de estudo, o referido autor constatou que a introdução do cultivo de cana-de-açúcar deu origem às morfologias antropogênicas, as quais se encontravam diretamente associadas com a dinamização dos processos erosivos lineares e alterações nas rupturas topográficas e formas de vertente.

A suposta dinamização foi investigada por meio de uma avaliação qualitativa das feições erosivas, considerando avanços em seus estágios evolutivos e, ainda, mediante a averiguação da quantidade das mesmas ao longo do período de análise. Todavia, tal procedimento não forneceu condições para a mensuração da taxa de evolução desses processos derivados ou não de ações antrópicas.

Recentemente, alguns estudos na área da Antropogeomorfologia passaram a empregar propostas metodológicas que podem elucidar tal investigação. Rodrigues (2010) desenvolveu um quadro de indicadores que consistem em parâmetros para a avaliação das mudanças ambientais e efeitos da intervenção antrópica do urbano em sistemas hidrogeomorfológicos do meio tropical úmido, para escalas regionais e de detalhe, considerando intervalos temporais de aproximadamente cem anos.

O quadro, construído com base em indicadores morfológicos, de materiais superficiais e de processos hidrogeomorfológicos,

[...] está estruturado em parâmetros e, por tipo (formas, materiais e processos, antropogênicos ou originais), por escala e por sistema geomorfológico, apresentando-se as respectivas unidades de medida e

intervalos temporais recomendados para o monitoramento. Trata-se de lista metodologicamente construída para leituras quantitativas isoladas ou correlacionadas e passíveis de interpretações na perspectiva da ciência geomorfológica. (RODRIGUES, 2010, p. 118).

É importante salientar que esse quadro advém de um conjunto de estudos efetuados na Região Metropolitana de São Paulo – RMSP (RODRIGUES, 2010), que contribuíram na discussão e aperfeiçoamento dos indicadores. Silva (2005) aplicou alguns desses indicadores para reconhecer e dimensionar a expansão urbana como modalidade de intervenção antrópica capaz de modificar processos geomorfológicos em remansos de reservatórios em duas bacias hidrográficas do contexto metropolitano paulista.

Os referidos indicadores também orientaram a proposta de Moroz-Caccia Gouveia (2010) para o resgate da geomorfologia pré-urbana e na avaliação da intensidade e implicações das intervenções antrópicas nas formas, materiais superficiais e nos processos hidrogeomorfológicos de bacia hidrográfica da RMSP.

A sistematização desse quadro foi inspirada na proposta dos geoindicadores do grupo de trabalho da Comissão de Ciências Geológicas para o Planejamento Ambiental (COGEOENVIRONMENT) da União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS).

Os geoindicadores foram estabelecidos no início da década de 90 em razão da necessidade de estabelecer parâmetros e definir a contribuição das ciências da Terra na distinção das mudanças ambientais rápidas de menor amplitude e efeitos espaciais restritos, com causas naturais e aquelas derivadas da interferência antrópica (COLTRINARI; McCALL, 1995; COLTRINARI, 2002).

De acordo com o referido grupo de trabalho, os geoindicadores

[...] são medidas de magnitudes, frequências, taxas e tendências de processos ou fenômenos geológicos que ocorrem em períodos de 100 anos ou menos, na – ou próximo à – superfície terrestre, sujeitos a variações significativas para a compreensão das mudanças ambientais rápidas. Os geoindicadores medem os eventos catastróficos e os mais graduais, mas evidentes no intervalo de uma vida humana. Sua aplicação pode ser complexa e de custo elevado, mas a maioria é relativamente simples e de baixo custo. (BERGER, 1996 apud COLTRINARI, 2002, p. 308).

Coltrinari e McCall (1995) evidenciaram a existência de algumas dificuldades inerentes às tentativas de avanços em estudos que visavam ir além da simples enumeração dos geoindicadores e os seus parâmetros espaço-temporais. Nessa conjuntura, Berger e Iams (1996 apud COLTRINARI, 2002) assinalaram que a

[...] diversidade dos ambientes terrestres e as múltiplas formas, magnitudes e duração das pressões exercidas pela intervenção antrópica sugerem, entretanto, a necessidade permanente de revisões e refinamento da lista original e um conhecimento mais profundo da dinâmica dos processos a serem monitorados. (BERGER; IAMS, 1996 apud COLTRINARI, 2002, p. 309).

Coltrinari (2002) salienta que tais dificuldades são acentuadas na zona tropical úmida em razão de fatores como: falta de conhecimento de sua complexidade; inexistência de bancos de dados; e maior intensidade da pressão das intervenções antrópicas sobre o ambiente natural, especialmente dos grandes aglomerados urbano-industriais. Neste contexto, alguns esforços foram realizados por Coltrinari (2002) e Gupta (2002). De forma geral, verificou-se que tanto as propostas de geoindicadores quanto os indicadores de Rodrigues (2010) concentraram esforços para identificar e quantificar os efeitos das ações antrópicas derivadas da expansão urbana.

Apesar disso, ambas reforçam os princípios apresentados pelo grupo de trabalho da COGEOENVIRONMENT no que tange às possibilidades de formulação de geoindicadores mais específicos em dimensões espaço-temporais diferenciadas, tanto do ponto de vista natural, quanto da diversidade das intervenções antrópicas.

Assim, ao considerar a disposição natural da bacia do córrego do Cavalheiro na transição entre as Cuestas Areníticas-Basálticas e a Depressão Periférica Paulista, e o contexto do uso da terra atrelado essencialmente à paisagem rural, surge a necessidade de estabelecer geoindicadores que possibilitem avaliar as implicações das atividades antrópicas nos processos morfodinâmicos desse sistema ambiental.

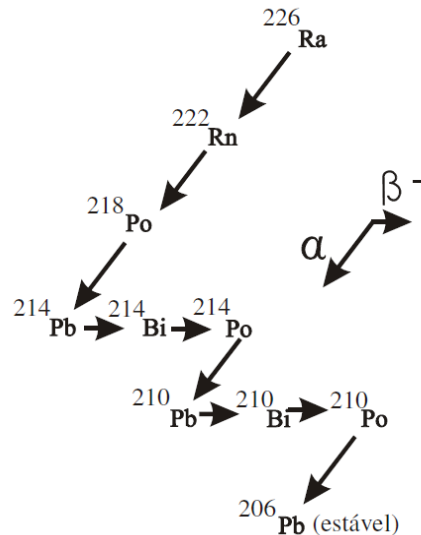
A definição de tais geoindicadores pode contribuir na criação de um banco de dados complementar para os estudos de sistemas que se encontram nos referidos compartimentos geomorfológicos sob dinâmica socioeconômica análoga à área de estudo.

A aplicação do método de datação do ^{210}Pb também tem se mostrado satisfatória no fornecimento de dados que ampliam a compreensão da influência de elementos antropogênicos na dinâmica dos processos geomorfológicos. A concepção desse método foi realizada por Goldberg (1963), sendo disseminado como traçador na geocronologia recente de sedimentos em virtude do potencial natural do radionuclídeo na definição de idades dos últimos 100-150 anos (BENNINGER et al., 1979; IVANOVICH; HARMON, 1992; BONOTTO; LIMA, 2006).

O ^{210}Pb é um radionuclídeo de ocorrência natural (tempo de meia-vida de 22,26 anos) pertencente à série de decaimento do urânio-238 – ^{238}U (APPLEBY; OLDFIELD, 1992;

KRISHNASWAMY et al., 1971; EAKINS; MORRISON, 1978; IVANOVICH; HARMON, 1992; BONOTTO; LIMA, 2006), individualizado no momento do decaimento do rádio-226 – ^{226}Ra (Figura 3).

Figura 3 - Esquema simplificado de decaimento do ^{226}Ra



Fonte: Adaptado de Ivanovich (1992).

O ^{210}Pb está presente na atmosfera como resultado de uma série de eventos, sendo removido pela precipitação (APPLEBY; OLDFIELD, 1992; EAKINS; MORRISON, 1978; GOLDBERG et al., 1978; BENNINGER et al., 1979; CARPENTER et al., 1984; BASKARAN; NAIDU, 1995; RAVICHANDRAN et al., 1995; SANTSCHI et al., 2001).

O ^{210}Pb resultante do decaimento do ^{226}Ra no sedimento é denominado de ^{210}Pb suportado, ao passo que aquele advindo das entradas atmosféricas, caracterizado como excesso, é chamado de ^{210}Pb não suportado. Para estimar a taxa de sedimentação baseada na geocronologia do ^{210}Pb é necessária a quantificação da atividade do ^{210}Pb total – suportado e não suportado. O ^{210}Pb suportado é determinado mediante estabelecimento do teor do ^{226}Ra na amostra, enquanto o cálculo do ^{210}Pb não suportado envolve a subtração dessa parcela do ^{210}Pb total (ROBBINS, 1978; APPLEBY; OLDFIELD, 1978; APPLEBY; OLDFIELD, 1992).

A diversidade de estudos baseados na aplicação do método de datação do ^{210}Pb proporcionou a identificação de suas limitações e o desenvolvimento de propostas de melhoramento, que culminaram na sua consolidação como cronômetro para avaliação da acumulação de sedimentos nos mais distintos ambientes.

Krishnaswamy et al. (1971) demonstraram que o ^{210}Pb é ideal para mensurar as taxas de deposição de sedimentos em ambientes lacustres. Eakins e Morrison (1978) confirmaram referida asserção ao determinarem a idade dos sedimentos em tal ambiente por meio de uma variação nos procedimentos do ^{210}Pb . Baskaran e Naidu (1995) mostraram a sua viabilidade na verificação da taxa de sedimentação em plataforma continental do Ártico, localizada no contato com o ambiente marinho. Baskaran et al. (1996) também comprovaram a eficiência desse método na análise do processo de deposição de sedimentos glaciomarinhos. O uso do método do ^{210}Pb nos sedimentos do fundo do Mar Negro por Crusius e Anderson (1991) também expôs a sua confiabilidade na configuração da cronologia de sedimentos em ambientes marinhos. A transição dos referidos ambientes com o continente é comumente marcada por sedimentos sujeitos à bioperturbação, apontada como responsável pela interferência na entrada do ^{210}Pb . Todavia, as pesquisas de Benninger et al. (1979) e Carpenter et al. (1984), em estuários, apresentaram resultados com relativa aplicabilidade à reconstrução da sedimentação, com ressalvas à camada superficial de sedimentos. Goldberg et al. (1978) e Ravichandran et al. (1995) utilizaram a geocronologia do ^{210}Pb em estuários para atrelar a entrada de material antropogênico na taxa de sedimentação. Santschi et al. (2001) complementam a discussão ao realizar a avaliação em sedimentos datáveis de distintas regiões costeiras.

Recentemente, as pesquisas de Cunha (2011), Conceição (2011) e Conceição, Navarro e Silva (2013) demonstraram que o método de datação do ^{210}Pb permite a realização de inferências sobre as possíveis implicações das atividades antrópicas na taxa de sedimentação dos canais de drenagem.

Nessa perspectiva, a datação dos sedimentos fluviais com base no método do ^{210}Pb fornece possibilidades para a reconstrução histórica da entrada de sedimentos derivados de atividades agrícolas na bacia do Córrego do Cavalheiro.

Por fim, admite-se que os recursos teórico-metodológicos destacados à Antropogeomorfologia se constituem de extrema valia ao planejamento ambiental da área de estudo, pois oferecem subsídios para a formulação de modelos que visam moderar, reverter e, até mesmo, estimar cenários futuros de sua morfodinâmica.

3 ÁREA DE PESQUISA

A bacia hidrográfica do Córrego do Cavalheiro está localizada no setor centro-leste do Estado de São Paulo, no município de Analândia, entre as coordenadas geográficas de 22°05'36'' e 22°07'58'' de latitude Sul e 47°39'14'' e 47°41'28'' de longitude Oeste, possuindo uma área de 9,9 km² (Figura 4).

O Córrego do Cavalheiro é afluente da margem esquerda do Rio Corumbataí, constituindo-se como uma das áreas de nascentes desse rio, o qual possui grande importância regional em virtude de seu potencial hídrico para o abastecimento dos municípios de Analândia, Corumbataí, Rio Claro e Piracicaba.

A área de estudo situa-se na maior unidade geológica do Estado de São Paulo – a Bacia Sedimentar do Paraná –, disposta na Depressão Periférica, mais especificamente na unidade designada de Zona do Médio Tietê (ALMEIDA, 1964), e nas Cuestas Areníticas-Basálticas.

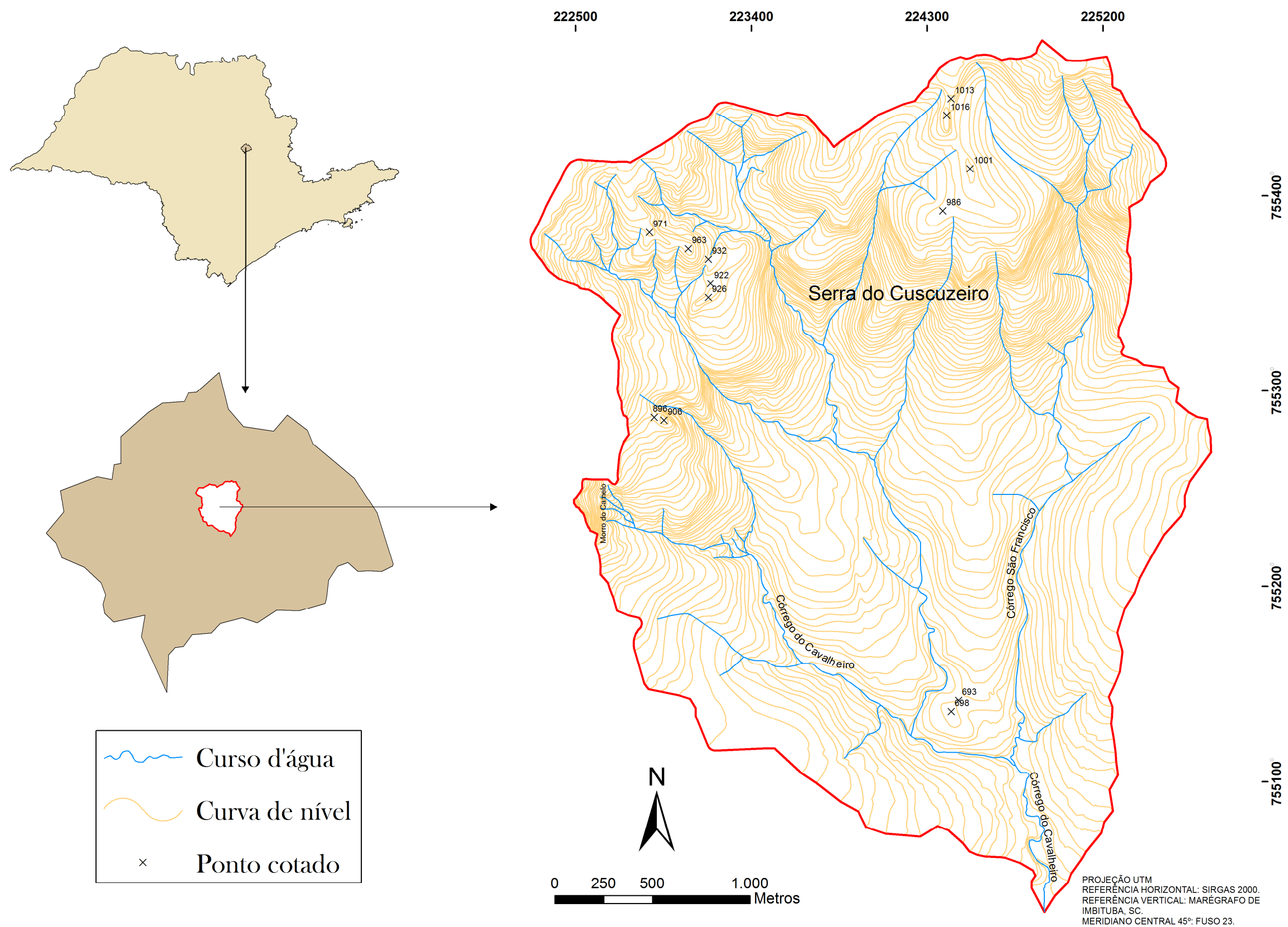
De acordo com Ab'Sáber (1949, 1969), a gênese de ambos os compartimentos está relacionada com o processo de circundenudação, de idade pós-cretácea, ocorrido nas margens da Bacia Sedimentar do Paraná, na qual os “[...] fenômenos de desnudação [sic] marginal se processaram de um modo mais generalizado e normal, vindo a corresponder, em conjunto, a um sistema típico de circundesnudação [sic], dos mais extensos de que se tem notícia no relevo terrestre” (AB’SÁBER, 1949, p. 9).

Ab'Sáber (1949, p. 4) ressalta que o processo de circundenudação é sempre o mesmo para qualquer bacia sedimentar, em que

[...] cessada a fase de deposição, quando tiver início fenômenos de epirogênese positiva ou quando houver uma mudança muito grande de nível de base para a hidrografia regional, há imediatamente, o reinício de atividades erosivas. Neste instante da história geológica regional, a hidrografia superimposta ao quadro geral da antiga bacia de sedimentação entalha profundamente as estruturas regionais, removendo, de um modo mais rápido, as camadas menos espessas da periferia, por intermédio do trabalho intensivo de rios de traçado subsequente.

No que tange ainda à morfogênese do relevo de cuestas da Bacia Sedimentar do Paraná, é importante salientar a existência de estudos que indicam que ela é resultado de fenômenos mais complexos do que aqueles típicos de circundenudação. Penteadó (1968, 1976) considera que a explicação genética desse conjunto de cuestas se dá sob duplo aspecto: tectônico e erosivo.

Figura 4 - Localização da bacia do Córrego do Cavalheiro



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nesse contexto, Facincani (2000) identificou um sistema de falhamentos de origem neotectônica que aparenta exercer influência nos processos erosivos responsáveis pela elaboração desse relevo.

Independentemente da abordagem adotada, a morfogênese responsável por ambos os compartimentos geomorfológicos da área de estudo desenvolve-se sobre litologias com idades variadas (Figura 5), que se estendem do Mesozoico ao Cenozoico.

De acordo com São Paulo (1984), datadas do Mesozoico, encontram-se as seguintes formações pertencentes ao Grupo São Bento: Piramboia, localizada no baixo curso do Córrego do Cavalheiro e; Botucatu e Serra Geral, situadas ao longo do *front* cuestiforme desdobrado da bacia do Córrego do Cavalheiro.

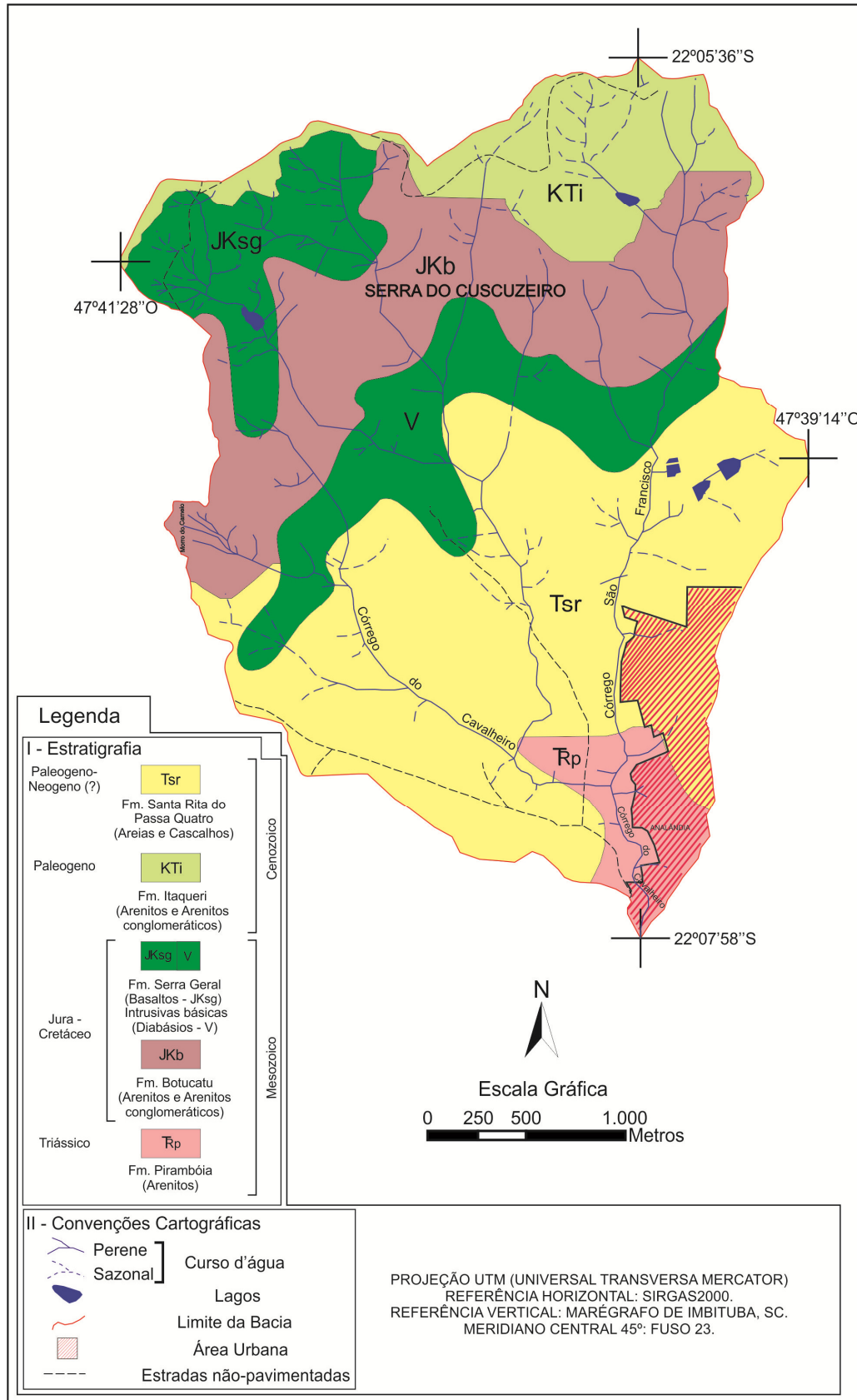
Em relação às litologias datadas do Cenozoico, verificam-se as formações Itaqueri (COTTAS; BARCELOS, 1981; RICCOMINI, 1997; BATEZELLI, 1998, 2003; LADEIRA; SANTOS, 2005) e Santa Rita do Passa Quatro (SÃO PAULO, 1984). A formação Itaqueri foi identificada no reverso das Cuestas Areníticas-Basálticas, localizado no extremo norte da bacia do Córrego do Cavalheiro, enquanto a formação Santa Rita do Passa Quatro abrange o setor centro-sul da área de estudo.

Acima dessas litologias, a área de estudo é distinguida pelas seguintes classes de solos (Figura 6): NEOSSOLOS, NITOSSOLOS, LATOSSOLOS e ARGISSOLOS (KOFFLER et al., 1992).

Em relação aos NEOSSOLOS, identificou-se a presença de dois tipos: o NEOSSOLO LITÓLICO, distribuído ao longo do *front* cuestiforme e; o NEOSSOLO QUARTZARÊNICO, situado no sudeste. Os NEOSSOLOS LITÓLICOS “[...] são por definição solos que apresentam reduzida profundidade efetiva. Esta condição limita seu uso com agricultura devido ao reduzido volume de terra disponível para o ancoramento das plantas e para a retenção da umidade” (OLIVEIRA, 1999, p. 77). A maior parcela dos NEOSSOLOS LITÓLICOS ocorre em relevo fortemente ondulado, sendo “[...] muito susceptíveis à erosão e apresentam sérias limitações à trafegabilidade” (OLIVEIRA, 1999, p. 77). Os NEOSSOLOS QUARTZARÊNICOS são caracterizados por serem basicamente de textura areno-quartzosa, implicando em elevada erodibilidade por causa da baixa adesão e coesão (OLIVEIRA, 1999).

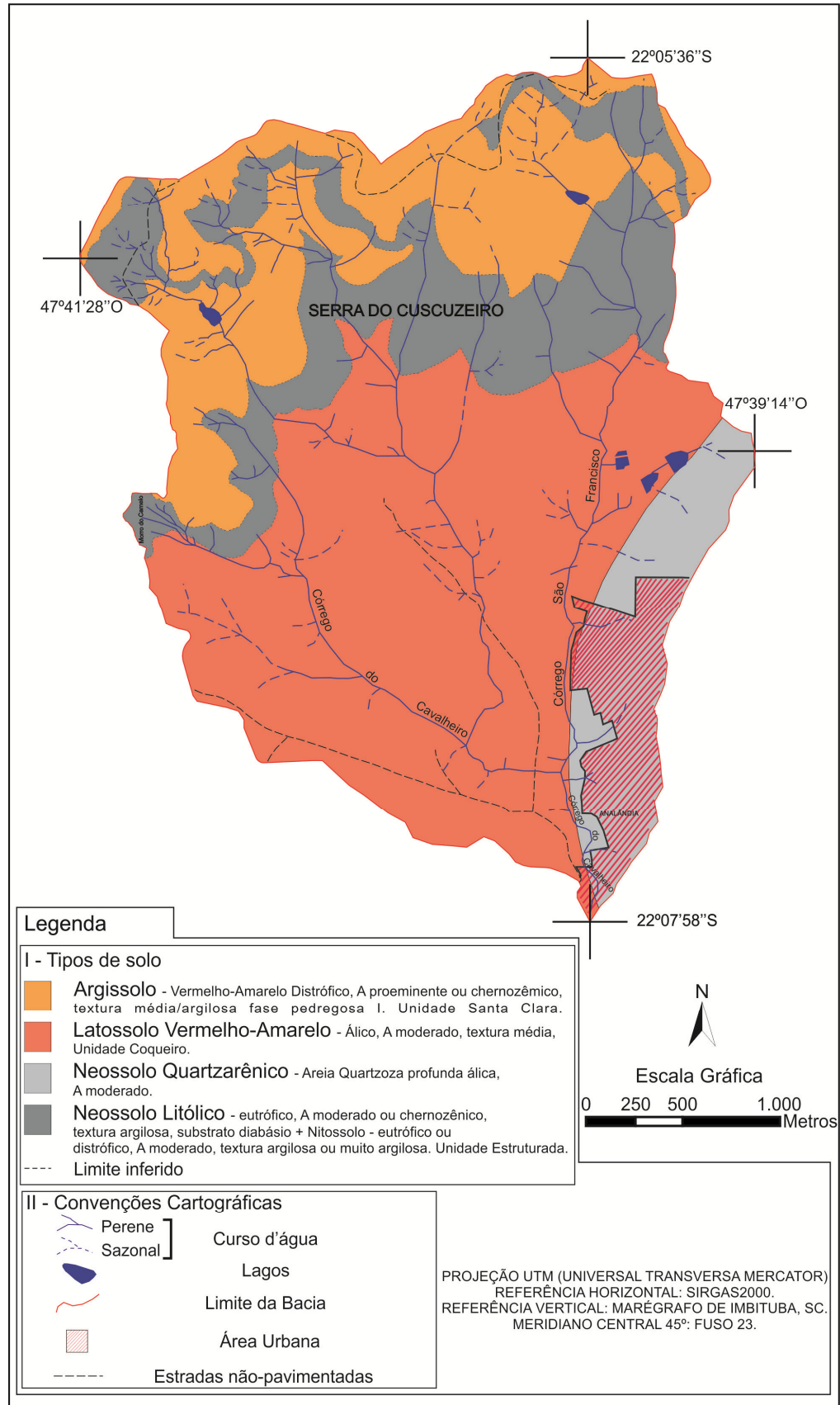
Os NITOSSOLOS ocorrem na área de estudo em associação com os NEOSSOLOS LITÓLICOS. Esse tipo de solo possui sua origem nos basaltos intemperizados da formação Serra Geral, caracterizando-se por um discreto aumento de argila em profundidade, mas com uma boa drenagem interna (OLIVEIRA, 1999).

Figura 5 - Esboço das unidades litoestratigráficas da bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP)



Fonte: Adaptado de São Paulo (1984).

Figura 6 - Esboço dos dados pedológicos da bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP)



Fonte: Adaptado de Koffler et al. (1992).

O LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO, representante da classe LATOSSOLOS, envolve o setor centro-sul da bacia do Córrego do Cavalheiro. Os LATOSSOLOS possuem boas propriedades físicas, tais como uma adequada permeabilidade interna e uma boa capacidade de infiltração, resultando em solos com relativa resistência à perda por erosão (LOMBARDI NETO; BERTONI, 1975 apud OLIVEIRA, 1999).

Por fim, o extremo norte da área de estudo é caracterizado pela presença dos ARGISSOLOS. Esse tipo de solo apresenta textura média ou arenosa em superfície e, um acréscimo de argila em profundidade, sendo facilmente preparado para o plantio. Oliveira (1999) ainda ressalta que esse solo possui uma elevada erodibilidade quando há uma mudança abrupta na sua textura.

De forma geral, Troppmair (1975) indica que os referidos solos sustentam as vegetações primitivas de campo sujo e cerrado. Na bacia do Córrego do Cavalheiro, Pinton (2011) verificou a substituição de tais espécies pela cultura da cana-de-açúcar.

Essa situação remete à dinâmica de uso da terra, que tem “[...] levado com frequência a processos degenerativos profundos da natureza” (ROSS, 1994, p. 63). Neste contexto, Ross (1995, p. 71) salienta que os diversos tipos de uso da terra “[...] revelam um retrato estático da manifestação dinâmica das relações socioeconômicas” em determinada paisagem.

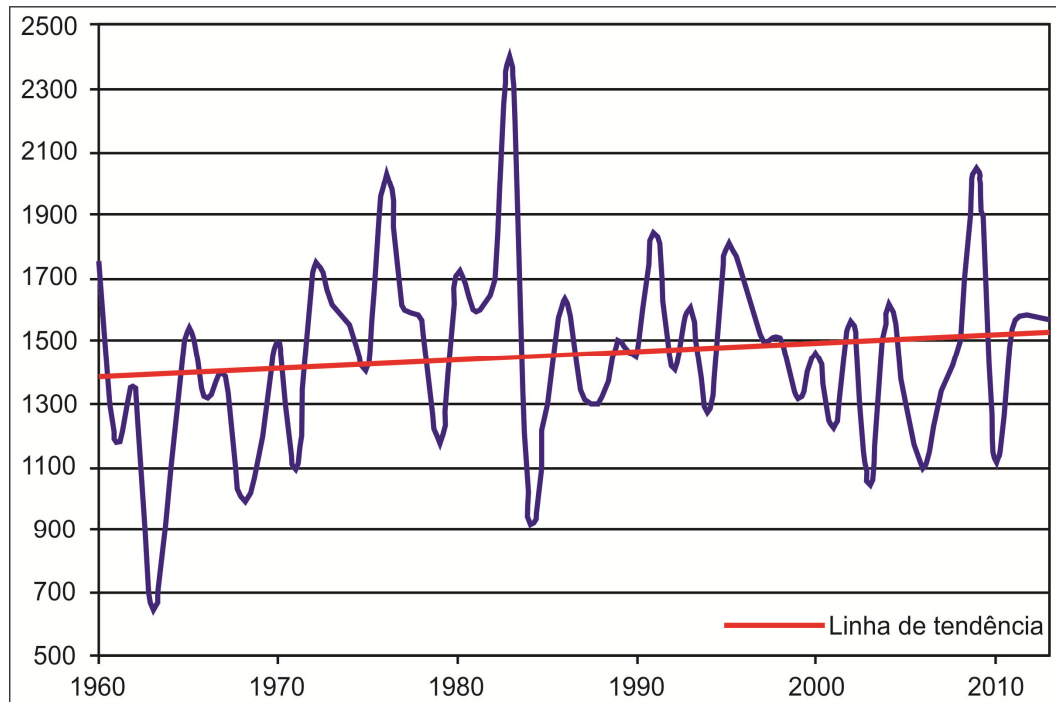
A evolução temporal do uso da terra realizada por Pinton (2011) evidencia que as relações socioeconômicas da bacia do Córrego do Cavalheiro estão vinculadas às atividades agropecuárias, sendo esse comportamento típico do cenário brasileiro, uma vez que se constitui em país exportador de produtos básicos e semimanufaturados de baixo valor agregado (BRASIL, 2015).

Lambim et al. (2001) destacam que as intensas modificações no uso da terra, quando reunidas em escala global, podem afetar aspectos fundamentais do sistema da Terra, contribuindo, por exemplo, para as mudanças climáticas regionais e locais. Nesse contexto, verifica-se a necessidade da caracterização dos aspectos climáticos da área de estudo.

De acordo com a classificação de Köppen e Geiger (1954), o tipo climático da bacia do Córrego do Cavalheiro corresponde ao Cwa, o qual possui a temperatura do mês mais frio inferior a 18° C, porém, superior a -3° C. Esse tipo climático apresenta quatro meses com temperaturas superiores a 10° C, sendo a temperatura do mês mais quente superior a 22° C. O período de chuva nesse tipo climático concentra-se no verão.

Em relação, ainda, à precipitação, o Gráfico 1 indica o total anual do município de Analândia (SP), de 1962 a 2013, sendo este intervalo temporal equivalente ao período antrópico recente adotado para análise na presente pesquisa.

Gráfico 1 - Precipitação total anual do município de Analândia (SP) ao longo da série histórica 1962-2013



Fonte: Elaborado pelo autor, com base em São Paulo (2015).

No que tange à dinâmica das massas de ar e tipos de tempo, a classificação proposta por Monteiro (1973) permite a distinção da área de estudo em subunidade (Centro-Norte) que integra os climas regionais tropicais alternadamente secos e úmidos, os quais fazem parte dos climas zonais controlados por massas equatoriais e tropicais.

Brino (1973, p. 107), ao estudar a definição climática da bacia do Rio Corumbataí e adjacências, com ênfase na caracterização dos tipos de tempo, acrescenta que:

[...] os tipos de tempo que ocorrem na área, do ponto de vista genético, enquadram-se em 2 (dois) grupos:

1 – Anticiclônicos – que conduzem a tipos de tempo secos – apresentando uma dependência acentuada dos fatores climáticos sub-regionais.

2 – Perturbados da Frente Polar Atlântica (FPA) – que origina tipos de tempo chuvosos, apresentando, na sua definição, contribuição decisiva do dinamismo atmosférico reinante, e apenas influência secundária dos fatores climáticos estáticos próprios da área.

Ressalta-se que a mencionada disposição da bacia do Córrego do Cavalheiro, na transição de dois compartimentos geomorfológicos, interfere em seu quadro climático. Boin (2000, p. 56) salientou que as “[...] correntes de leste encontram barreiras topográficas como as Serras de Botucatu, São Pedro e do Cuscuzeiro, que formam o *front* das Cuestas

Areníticas-Basálticas, posicionadas a Leste e Sudeste, do Planalto Ocidental, em cujas bordas precipitam”.

Por fim, evidencia-se que a intervenção antrópica na forma de mudanças do uso da terra também é responsável pela complexidade dos sistemas geomorfológicos (COOKE; DOORNKAMP, 1990). Essa situação revela os indícios da gênese de morfologias antropogênicas, as quais podem trazer implicações diretas nos processos morfodinâmicos responsáveis pela evolução do relevo cuestasiforme numa escala histórica de tempo.

As inferências sobre a dinâmica denudativa do relevo cuestasiforme ao longo do intervalo temporal dessa pesquisa se fundamentam nos pressupostos de abordagem teórica amplamente difundida, e consideram o conjunto de dados advindos de mapeamentos específicos e, ainda, a aplicação de métodos de datação absoluta.

4 MÉTODO E TÉCNICAS

4.1 Método

A orientação metodológica dessa pesquisa teve respaldo nos princípios da Teoria Geral dos Sistemas aplicados à ciência geográfica (CHRISTOFOLETTI, 1979). Ressalta-se que esses princípios ainda fundamentam a Antropogeomorfologia, cuja abordagem compreende as interferências antrópicas enquanto ações geomorfológicas que podem romper com o *steady state* de um sistema (NIR, 1983; RODRIGUES, 2005).

A escolha da bacia hidrográfica do Córrego do Cavalheiro como área de estudo justifica o uso da abordagem sistêmica quanto ao critério funcional, pois essa se constitui em um sistema aberto que recebe (*input*) e perde (*output*) energia e matéria. Em relação ao critério da complexidade estrutural, foram utilizadas as concepções dos sistemas processos-respostas e dos sistemas controlados.

Os sistemas processos-respostas

[...] são formados pela combinação de sistemas morfológicos e sistemas em sequência. Os sistemas em sequência indicam o processo, enquanto o morfológico representa a forma, a resposta a determinado estímulo. Ao definir os sistemas de processos-respostas, a ênfase maior está focalizada para identificar as relações entre o processo e as formas que dele resultam. (CHRISTOFOLETTI, 1979, p. 17).

Dessa forma, estabelece-se um equilíbrio entre o processo e a forma, e qualquer alteração no sistema em sequência promoverá alterações na forma. A análise dessa concepção no Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior) foi realizada com base na correlação entre as idades LOE do material coluvionar com as flutuações paleoclimáticas quaternárias de âmbito regional e o arranjo morfoestrutural que engloba a área de estudo. A distinção dos condicionantes relacionados aos episódios deposicionais permitiu a realização de inferências sobre os processos denudativos responsáveis pela evolução do relevo cuestasiforme. A avaliação das cartas geomorfológicas dos cenários de 1962, 1978, 1988, 2009 e 2013 possibilitou a identificação dos pormenores dessa concepção durante o período antrópico recente, pois o conjunto de informações contidas nesse material cartográfico forneceu subsídios para a interpretação dos processos morfodinâmicos relacionados às formas de relevo da área de estudo numa escala histórica de tempo.

Os sistemas controlados, por sua vez, “[...] são aqueles que apresentam a atuação do homem sobre os sistemas de processos-respostas” (CHRISTOFOLETTI, 1979, p. 19), visto que “[...] o homem pode intervir para produzir modificações na distribuição de matéria e energia dentro dos sistemas em sequência e, conseqüentemente, influenciar nas formas que com ele estão relacionadas” (CHRISTOFOLETTI, 1979, p. 19).

Esse aspecto do sistema foi avaliado por meio de uma análise correlativa entre os dados obtidos com as cartas geomorfológicas e as cartas de uso e cobertura da terra dos respectivos cenários da bacia do Córrego do Cavalheiro. Os referidos dados proporcionaram a identificação das implicações da dinâmica do uso da terra sobre a distribuição de matéria e energia, culminando em uma morfologia antropogênica. Ademais, esses dados permitiram a definição de geoindicadores específicos à paisagem rural. Por fim, evidencia-se que a aplicação do método de datação do ^{210}Pb complementa o entendimento das possíveis relações do modelado antrópico com a dinâmica evolutiva das feições geomórficas.

4.2 Técnicas cartográficas

4.2.1 Cartas geomorfológicas

As cartas geomorfológicas da bacia do Córrego do Cavalheiro foram elaboradas com base na proposta de Tricart (1965). Ressalta-se que as cartas dos cenários de 1962, 1978, 1988 e 2009 provêm da compilação e ajustes do material cartográfico produzido por Pinton (2011), ao passo que o cenário de 2013 foi produzido na presente pesquisa.

A base de dados utilizada para a elaboração desses documentos cartográficos compreendeu: pares estereoscópicos de fotografias aéreas²; esboço dos dados litológicos e; trabalhos de campo para a atualização dos dados mapeados nos cenários de 2009 e 2013.

As feições identificadas no mapeamento foram organizadas conforme os seguintes grupos de morfogênese definidos por Tricart (1965):

- **Feições estruturais:** bloco soerguido; cuevas e; patamar estrutural;

² Disponíveis no Departamento de Planejamento Territorial e Geoprocessamento (DEPLAN) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), UNESP-Câmpus de Rio Claro, para os cenários de 1962 (voo de agosto), 1978 (voo s/d) e 1988 (voo de julho) nas escalas de 1:25.000, 1:35.000 e 1:40.000, respectivamente; adquiridas por empréstimo na Casa de Agricultura do município de Analândia para o cenário de 2009, sendo o voo datado de julho de 2000, na escala 1:30.000; compradas via recursos da reserva técnica da FAPESP na BASE Aerofotogrametria e Projetos S.A. para o cenário de 2013, compreendendo voo realizado em julho de 2006, na escala de 1:30.000.

- **Formas de vertentes e interflúvios:** vertente retilínea; vertente irregular; vertente convexa; vertente côncava; caimento topográfico; ruptura topográfica; sulcos; ravinas; voçorocas; colo topográfico; morro testemunho; linhas de cumeada e; limite da bacia;
- **Ação das águas correntes:** cursos d'água perenes e sazonais; lagos; cascatas³; leques aluviais e; tipos de fundos de vale (em V ou fundo plano);
- **Feições antrópicas:** barragens; área urbana; estradas não-pavimentadas; pontes e; terraços agrícolas.

A extração deste conjunto de feições foi realizada por meio da fotointerpretação de pares estereoscópicos das fotografias aéreas de cada cenário. A operacionalização realizada por Pinton (2011) na elaboração das cartas geomorfológicas de 1962, 1978, 1988 e 2009 envolveu os procedimentos tradicionais de fotointerpretação mediante o uso de estereoscópio de bolso. O mapeamento do cenário de 2013 incorporou a fotointerpretação de imagens tridimensionais geradas pela técnica Anáglifo em meio digital do *software Stereo Photo Maker*.

A geração dessas imagens considerou as potencialidades apresentadas por Souza e Oliveira (2012) para o mapeamento geomorfológico. Essa técnica proporcionou um ganho significativo de tempo no processo de fotointerpretação em virtude da maior operacionalidade no manuseio do material, em que o uso de uma única imagem estática em meio digital impede a perda da visão tridimensional, comumente verificada no uso convencional dos pares estereoscópicos em razão dos movimentos realizados pelo usuário.

O uso dos anáglifos também permitiu maior qualidade no mapeamento geomorfológico ao favorecer maior precisão na identificação das feições do relevo, tanto no que se refere aos seus limites quanto à distribuição espacial na área de estudo, pois os diversos *softwares* utilizados na vetorização das referidas feições disponibilizam a ferramenta *zoom* para maior aproximação sobre tais imagens. Além disso, tais recursos possibilitaram a realização de correções automáticas dos dados digitalizados. Dessa forma, considera-se que a adoção de anáglifos se apresentou como promissora para a identificação das distintas feições geomorfológicas que caracterizam o setor de transição da Depressão Periférica Paulista com as Cuestas Areníticas-Basálticas.

Ressalta-se, ainda, a adoção do grupo **feições litológicas** para a indicação da litologia, a qual foi apresentada de acordo com a sugestão de Tricart (1965). Dessa forma, a litologia de

³ A simbologia para representar a cascata, segundo Tricart (1965), pode ser dividida com base no desnível topográfico. Porém, a escala das fotografias aéreas impossibilitou tal diferenciação durante a fotointerpretação. Assim, utilizou-se um símbolo genérico para a representação dessa feição nas cartas geomorfológicas.

menor compactação (rochas sedimentares) foi representada mediante hachuras com traços em cinza, e a de maior compactação (rochas magmáticas extrusivas) foi expressa por meio do preenchimento homogêneo de suas áreas com a cor cinza. É importante salientar que a representação da litologia sedimentar na proposta de Tricart (1965) é organizada conforme a delimitação de valores no espaçamento dos traços para a identificação dos diversos graus de compactação derivados de suas propriedades físico-químicas. Assim, onde a hachura possui maior espaçamento, é sinal de menor compactação dessa litologia. As áreas com menor espaçamento, por sua vez, caracterizam rochas sedimentares com maior compactação.

Por fim, evidencia-se que a simbologia utilizada na elaboração das cartas geomorfológicas da bacia do Córrego do Cavalheiro seguiu predominantemente a proposta de Tricart (1965). No entanto, ao considerar a complexidade estrutural da área de estudo, inerente aos processos morfogenéticos do relevo cuestiforme, acrescida da elevada umidade, típica da dinâmica climática local, houve a incorporação de alguns símbolos da proposta de Verstappen e Zuidam (1975). A Figura 7 contempla a simbologia adotada para o mapeamento geomorfológico da bacia do Córrego do Cavalheiro.

Figura 7 - Legenda das cartas geomorfológicas da bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP)

| | | | | | | |
|---|--|--|--------|--|-------------|---|
| 1 - Feições Estruturais | | | | | | |
| | Bloco soerguido |] Verstappen e Zuidam (1975)] Tricart (1965); Verstappen e Zuidam (1975)] Tricart (1965) | | | | |
| | Cuesta | | | | | |
| | Patamar estrutural | | | | | |
| 2 - Formas de vertentes e interflúvios | | | | | | |
| <u>A - Formas de Denudação</u> | | | | | | |
| a) Feições Generalizadas | | | | | | |
| | Vertente retilínea |] Verstappen e Zuidam (1975)] Tricart (1965) | | | | |
| | Vertente irregular | | | | | |
| | Vertente convexa | | | | | |
| | Vertente côncava | | | | | |
| | Caimento topográfico | | | | | |
| | Ruptura topográfica | | | | | |
| b) Feições Localizadas | | | | | | |
| | Sulcos |] Verstappen e Zuidam (1975)] Tricart (1965) | | | | |
| | Ravinas | | | | | |
| | Voçorocas |] Tricart (1965); Verstappen e Zuidam (1975) | | | | |
| | Colo topográfico |] Tricart (1965) | | | | |
| c) Relevos Residuais | | | | | | |
| | Morro testemunho |] Tricart (1965) | | | | |
| <u>B - Precisões Topográficas e Morfométricas</u> | | | | | | |
| | Linha de cumeada |] Tricart (1965) | | | | |
| | Limite da bacia |] Convenção cartográfica | | | | |
| 3 - Ação das Águas Correntes | | | | | | |
| <u>A - Feições Hidrográficas</u> | | | | | | |
| Curso d'água | <table border="0"> <tr> <td></td> <td>Perene</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Sazonal</td> </tr> </table> | | Perene | | Sazonal |] Tricart (1965); Verstappen e Zuidam (1975);] Convenção cartográfica |
| | Perene | | | | | |
| | Sazonal | | | | | |
| | Lagos |] Convenção cartográfica | | | | |
| | Cascata |] Tricart (1965) | | | | |
| <u>B - Formas de Acumulação e Natureza dos Aluviões</u> | | | | | | |
| a) Formas de Acumulação | | | | | | |
| | Leque aluvial |] Verstappen e Zuidam (1975) | | | | |
| <u>C - Modelado de Entalhe</u> | | | | | | |
| Vales | <table border="0"> <tr> <td></td> <td>em V</td> </tr> <tr> <td></td> <td>fundo plano</td> </tr> </table> | | em V | | fundo plano |] Verstappen e Zuidam (1975) |
| | em V | | | | | |
| | fundo plano | | | | | |
| 4 - Feições Antrópicas | | | | | | |
| | Barragem |] Verstappen e Zuidam (1975) | | | | |
| | Área urbana |] Tricart (1965) | | | | |
| | Estradas não-pavimentadas |] Convenção cartográfica | | | | |
| | Terraço agrícola |] Tricart (1965); Verstappen e Zuidam (1975) | | | | |
| | Pontes |] Tricart (1965) | | | | |
| 5 - Feições Litológicas | | | | | | |
| (Classificadas de acordo com a resistência) | | | | | | |
| | Compactas |] Tricart (1965) | | | | |
| | Menos compactas | | | | | |

Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.2 Cartas de uso e cobertura da terra

A elaboração das cartas de uso e cobertura da terra foi realizada em meio digital com base nas etapas apresentadas por Cunha e Pinton (2009). Assim como exposto nas cartas geomorfológicas, as cartas de uso e cobertura da terra de 1962, 1978, 1988 e 2009 advêm de adequações do material desenvolvido por Pinton (2011), e o cenário de 2013 foi composto mediante mapeamento executado nessa pesquisa.

Dessa forma, a base de dados das cartas de uso e cobertura da terra considerou o referido conjunto de pares estereoscópicos de fotografias aéreas e, ainda, os trabalhos de campo para a reambulação dos cenários de 2009 e 2013. Ressalta-se que as imagens tridimensionais geradas pela técnica anáglifo também foram empregadas no processo de elaboração da carta de uso e cobertura da terra de 2013, apresentando elevado potencial à identificação dos princípios da proposta de Ceron e Diniz (1966).

Em relação às classes de uso e cobertura da terra da área de estudo, evidencia-se que essas foram definidas por meio de adaptações das propostas metodológicas de Anderson et al. (1979) e do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE (2013). Ambas permitem a inclusão de categorias de maior detalhe para atender as particularidades de cada pesquisa.

Neste contexto, a classificação do uso e cobertura da terra da bacia do Córrego do Cavalheiro considerou suas características naturais, tipos de culturas e estruturas das edificações, sendo estabelecidas as seguintes classes:

- **Área urbanizada:** áreas antrópicas não-agrícolas de uso intensivo, estruturadas por edificações e sistema viário (residências; arruamentos; comércio e serviços; residências).
- **Mata:** envolve a vegetação natural encontrada nas encostas do *front* cuneiforme e a mata ciliar. A inclusão da mata ciliar nessa classe se deu em razão das dificuldades na diferenciação entre mata ciliar e mata de encosta, tanto na área do *front*, que é intensamente cortada por drenagens obsequentes, quanto nas áreas onde a mata ciliar se distribuía continuamente sobre os interflúvios e fundos de vale.
- **Cerrado:** vegetação campestre, fisionomicamente caracterizada por um estrato arbustivo, esparsamente distribuído sobre um herbáceo.
- **Pasto limpo:** áreas dominadas por herbáceas de ocorrência natural e, ainda, aquelas manejadas para fins de pastagem.
- **Pasto sujo:** áreas compostas pela associação de herbáceas e arbustos.

- **Silvicultura:** áreas destinadas à implantação e/ou compostas pelo cultivo de Eucalipto ou Pinus para o fornecimento de matéria-prima à indústria madeireira ou uso como técnica conservacionista.
- **Lavoura permanente:** áreas com cultura de ciclo longo.
- **Citrus:** lavouras de laranja.
- **Área construída:** equivale às edificações que compõem as propriedades rurais.
- **Cana-de-açúcar:** áreas utilizadas para o cultivo de cana-de-açúcar.

4.2.3 Mapa de lineamentos da rede de drenagem

Os lineamentos, segundo Veneziani (1987), podem representar as feições que constituem os alinhamentos de relevo e de drenagem.

De acordo com Soares e Fiori (1976, p. 82-83), os alinhamentos de relevo estão contidos numa quebra positiva, compreendendo “uma feição bastante saliente no relevo, com disposição retilínea ou levemente curva, e forte estruturação dos elementos de relevo; de modo geral, apresentam um conjunto de lineações paralelas”, tais como as cristas. Os alinhamentos de drenagem, por sua vez, são formados em quebra negativa e correspondem à disposição em linha reta das lineações de drenagem, as quais englobam os elementos de drenagem fortemente estruturados, retilíneos ou em arco (SOARES; FIORI, 1976).

Ambas as feições auxiliam na interpretação da estrutura, fornecendo indicativos da direção e mergulho das camadas. Ressalta-se, ainda, que os alinhamentos de drenagem favorecem a identificação das áreas de fraturamento, pois os cursos d’água tendem a se estabelecer preferencialmente sobre as linhas susceptíveis da estrutura.

Dessa forma, ao considerar que tais áreas podem influenciar na dinâmica denudacional quaternária do relevo cuestasiforme, realizou-se a extração dos lineamentos associados à rede de drenagem por meio do reconhecimento de seus trechos retilíneos e de suas formas anômalas (cotovelos).

A identificação desses atributos foi realizada com base na interpretação da rede de drenagem da área de estudo e circunvizinhança, obtida mediante um recorte da carta topográfica Corumbataí (Folha SF-23-Y-A-I-2) na escala 1:50.000 do IBGE (1971).

4.3 Procedimentos técnicos para a datação de sedimentos fluviais e coluvionares

4.3.1 Datação dos sedimentos fluviais com base no método do ^{210}Pb por espectrometria γ

A definição das áreas ideais para a amostragem da coluna de sedimentos exige, *a priori*, um conhecimento sobre a geomorfologia da área de estudo (GARCÍA-ORELLANA; SANCHEZ-CABEZA, 2012), em específico, a compreensão da dinâmica dos processos deposicionais do seu sistema fluvial.

Neste viés, os dados extraídos de mapeamentos geomorfológicos se constituem como informação preliminar básica para o reconhecimento dos referidos processos, pois a identificação de determinadas formas originadas pela ação das águas correntes permite a realização de inferências sobre os processos geomorfológicos vinculados à dinâmica fluvial.

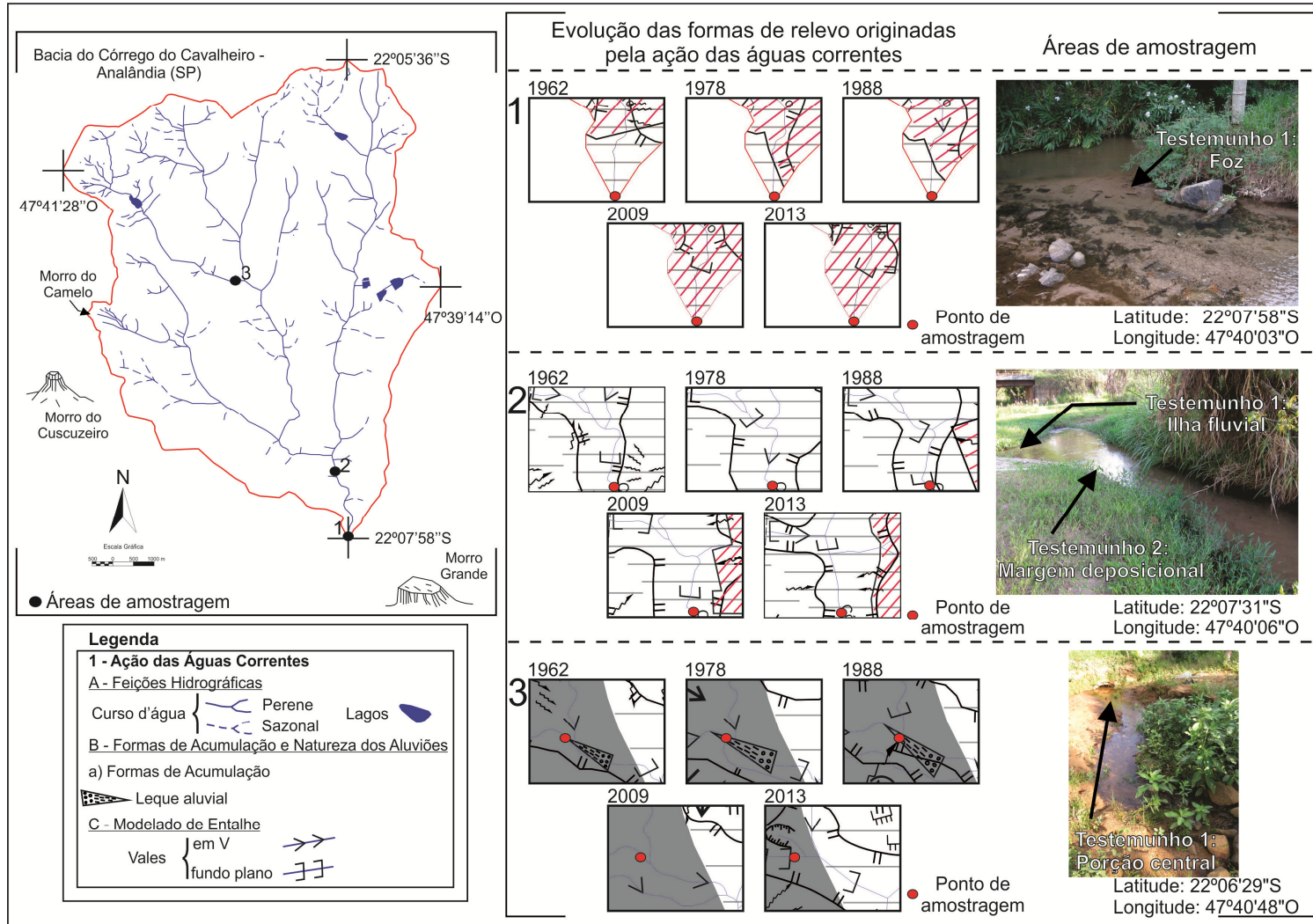
A cartografia geomorfológica retrospectiva da bacia do Córrego do Cavalheiro possibilitou a análise evolutiva dos leques aluviais e dos vales em fundo plano, os quais assinalam indícios sobre a possível sobrecarga de sedimentos. Assim, realizou-se uma pré-seleção de áreas em que tais formas se mantiveram ao longo de considerável período de tempo. Para a validação dessas áreas como adequadas para a coleta dos sedimentos fluviais, ainda foram realizados trabalhos de campo para a verificação *in loco* da suposta sedimentação.

A Figura 8 apresenta a distribuição espacial das três áreas estabelecidas para a amostragem e o seu respectivo detalhamento no que tange à evolução das feições geomorfológicas adotadas como referência para a sua definição e, ainda, a quantia de testemunhos coletados.

A coleta de único testemunho na área 1 se deu ao considerar que essa corresponde ao exultório da bacia, cujo local é marcado naturalmente por maior quantia de sedimentos, os quais, possivelmente, derivam de todo o sistema. Ademais, a análise do mapeamento geomorfológico evolutivo desse trecho evidencia a constituição de um vale em fundo plano em local preteritamente mapeado com vale de fundo em v. Esse comportamento foi identificado na transição entre os cenários de 1988 e 2009, e demonstra o aumento no aporte de sedimentos no período mais recente, sendo esse ainda mantido em 2013.

A área 2 está localizada a jusante da confluência do Córrego do Cavalheiro com o Córrego São Francisco. A presença de vales em fundo plano ao longo de todo o período de análise representa um ambiente deposicional. Além disso, a identificação de uma pequena ilha fluvial durante os trabalhos de campo no local reforça tal conjectura.

Figura 8 - Áreas selecionadas para a amostragem de sedimentos fluviais



Fonte: Elaborado pelo autor.

Neste viés, com o intuito de adquirir maior nível de detalhe, e até mesmo distinguir as taxas de sedimentação desse ambiente, foram coletados dois testemunhos: o primeiro em uma das margens da ilha e o segundo na margem deposicional do curso d'água. Acredita-se que os sedimentos desse local sejam provenientes do Morro do Camelo e do reverso cuestasiforme, expressando a influência da introdução do cultivo da cana-de-açúcar em ambas as áreas.

O testemunho amostrado na área 3, situada na porção central da área de estudo, também pode revelar o material oriundo do reverso cuestasiforme. A seleção dessa área advém da verificação de leques aluviais ao longo do período 1962-1988 e, vales em fundo plano, em praticamente todos os cenários, com exceção de 2009.

A coleta de sedimentos fluviais foi realizada por meio do amostrador de sedimentos vertical Wildco (modelo 77263), composto por tubo de acrílico transparente removível medindo 1 m de comprimento e 50 mm de diâmetro.

A amostragem do material envolve a inserção e a retirada do tubo em posição vertical do fundo do curso d'água. Durante a execução desse procedimento, a manipulação do amostrador exigiu cautela para evitar a perda da camada superficial e a mistura dos estratos sedimentares do testemunho. De acordo com Ruiz-Fernández e Díaz-Asencio (2012), esses são os tipos de problemas mais comuns que implicam em prejuízos posteriores na determinação das mudanças na taxa de sedimentação.

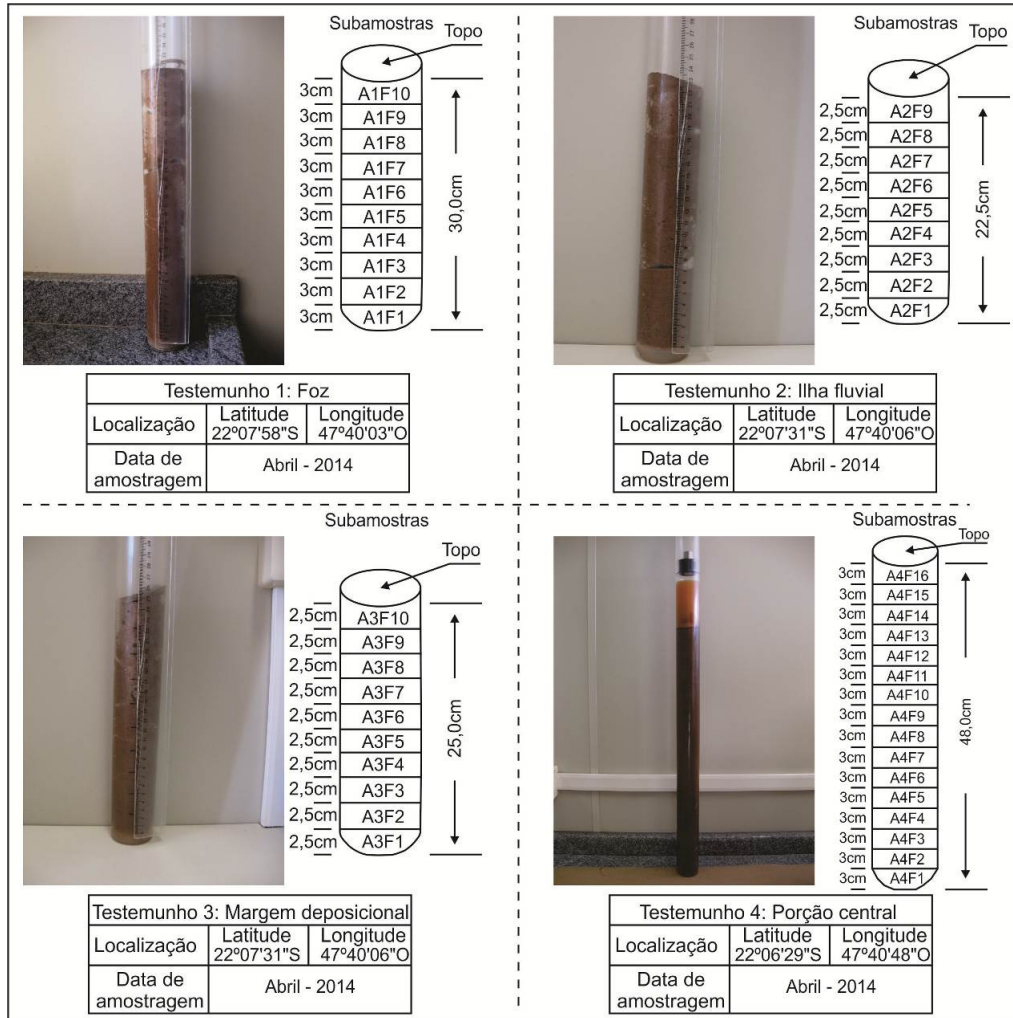
Após cada coleta, os tubos receberam etiquetas de identificação, sendo mantidos na posição vertical para impossibilitar a mistura de sedimentos inconsolidados. Neste momento, ainda foram obtidas informações consideradas de referência para o registro e a descrição das amostras, tais como a sua localização geográfica, data e profundidade.

Posteriormente, com o objetivo de iniciar o tratamento das amostras, os tubos foram transportados para o Laboratório de Geoquímica Ambiental (LAGEA), localizado no Departamento de Planejamento Territorial e Geoprocessamento (DEPLAN) da UNESP - Câmpus de Rio Claro (SP), sob coordenação do Prof. Dr. Fabiano Tomazini da Conceição.

Os testemunhos amostrados foram seccionados em subamostras, as quais foram codificadas para os demais ensaios laboratoriais (Figura 9). Os valores da espessura das seções – entre 2,5 e 3 cm – foram determinados com base na dimensão do testemunho e na suposta taxa de sedimentação da bacia do Córrego do Cavalheiro. O seccionamento das subamostras foi realizado por meio do uso de espátula de plástico. Durante esse processo, adotou-se a recomendação de Ruiz-Fernández e Díaz-Asencio (2012) para lavar os instrumentos em contato com o sedimento a fim de impedir qualquer tipo de contaminação e a

mistura de material entre as seções. Na sequência, as subamostras, individualizadas em recipientes de plástico, foram colocadas para a secagem natural.

Figura 9 - Descrição dos testemunhos fluviais amostrados da área de estudo



Fonte: Elaborado pelo autor.

As etapas seguintes consistiram na desagregação dos sedimentos em gral de porcelana com pistilo, homogeneização, pesagem e acondicionamento de uma massa mínima de 20 gramas em placas de petri próprias para a leitura espectrométrica. A quantia de sedimentos acondicionada corresponde ao valor usualmente utilizado por detectores de germânio (Ge) na determinação da concentração do ^{210}Pb e outros radionuclídeos presentes nos sedimentos (GARCÍA-ORELLANA, 2012).

A quantificação da atividade dos elementos ^{210}Pb , ^{226}Ra e césio-137 (^{137}Cs) com base na espectrometria γ de alta resolução foi realizada no Laboratório de Química Inorgânica Marinha (LaQIMar), vinculado ao Departamento de Oceanografia Física, Química e Geológica (DOF) do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOUSP), sob

responsabilidade do Prof. Dr. Rubens Cesar Lopes Figueira. O laboratório é composto por três espectrômetros γ , modelos GMX25190P, GEM50P e GMX45P4 da EG&G ORTEC. Os equipamentos apresentam resolução média de 2,0 keV para o pico de 1332,35 keV de Cobalto-60 (^{60}Co) e se encontram acoplados ao *software* MAESTRO versão 6.08.

4.3.1.1 Análise granulométrica

Os distintos processos envolvidos em sistemas dinâmicos podem causar perturbações no registro sedimentar (RUIZ-FERNÁNDEZ; MULSOW, 2012). Nos cursos d'água, evidencia-se o constante retrabalhamento do material em razão dos processos erosivos. Nesse contexto, Ruiz-Fernández e Mulsow (2012) sugerem o estudo de alguns parâmetros complementares para melhorar a qualidade da interpretação das taxas de sedimentação estabelecidas com base no método do ^{210}Pb , entre os quais se destaca a granulometria.

A variação na textura dos sedimentos pode induzir ao estabelecimento de perfis irregulares de ^{210}Pb e ^{137}Cs , pois esses radionuclídeos apresentam aparente seletividade, sendo comumente retidos nas partículas finas dos sedimentos (RUIZ-FERNÁNDEZ; MULSOW, 2012).

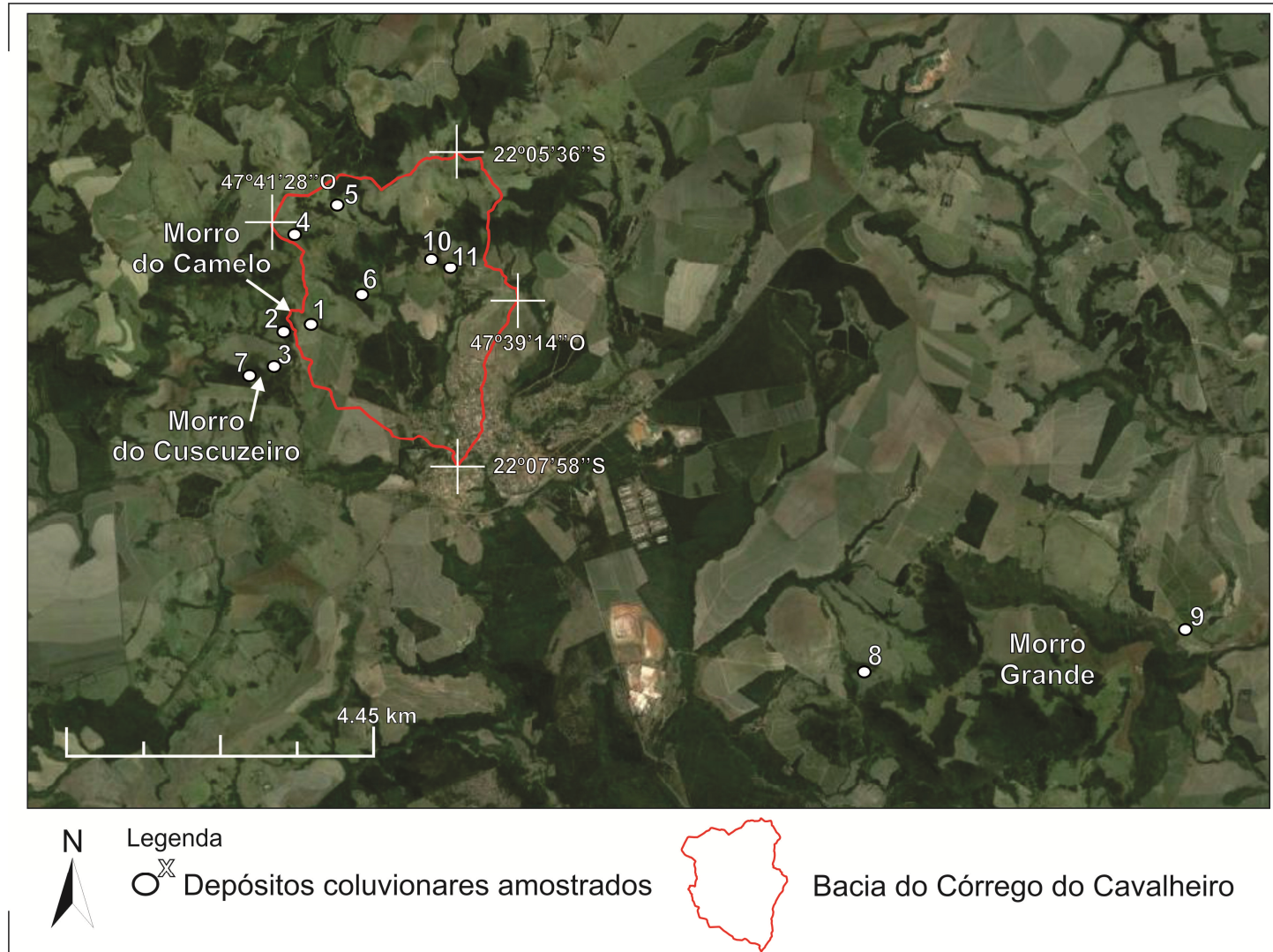
He e Walling (1996) demonstraram a adsorção preferencial do ^{210}Pb e ^{137}Cs pela fração mais fina de solos e sedimentos derivados de depósitos aluviais. Nessa mesma perspectiva, Ontiveros-Cuadras et al. (2012) identificaram a maior retenção do ^{210}Pb na fração argilosa.

A análise granulométrica de alíquotas das amostras foi executada no LAGEA por meio do método da pipeta, baseado na proposta de Camargo et al. (2009).

4.3.2 Datação dos sedimentos coluvionares por LOE

A coleta de amostras do material sedimentar para a datação por LOE foi realizada em 11 depósitos coluvionares identificados em trabalhos de campo na bacia do Córrego do Cavalheiro e circunvizinhança (Figura 10). A opção de ultrapassar os limites da área de estudo foi adotada durante a análise de cartas topográficas, fotografias aéreas e imagens orbitais de alta resolução do *Google Earth*, tendo em vista a pré-identificação de rampas coluvionares. Neste processo, constataram-se lineamentos nos arredores da área de estudo. Desta forma, além da datação por LOE do material de depósitos coluvionares do entorno da área de estudo fornecer indícios sobre a influência da tectônica na morfogênese das cuestas, as idades obtidas permitem a ampliação do universo de análise dos processos denudativos desse relevo no Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior).

Figura 10 - Localização dos depósitos coluvionares selecionados para a datação por LOE



Fonte: *Google Earth*TM (2014), adaptado e organizado pelo autor.

A identificação dos depósitos coluvionares foi realizada por meio da análise das características do material e da situação topográfica das seções de coleta. Neste viés, a distinção de camadas com variações na coloração e textura de seus sedimentos, acrescida de inúmeros seixos e da inclinação local se constituíram como indicadores de material transportado pela gravidade.

Os depósitos coluvionares 1, 2, 4, 6 e 8 apresentaram quatro ou mais camadas diferenciadas, sendo as superficiais excluídas da coleta em razão das características de seus sedimentos, que demonstravam perturbação pós-deposicional relacionada à presença de raízes e matéria orgânica. Os depósitos coluvionares 3, 5, 7, 9, 10 e 11 não se enquadraram no contexto descrito, pois a constatação de pequena influência da bioperturbação permitiu a coleta do material desde a camada superficial. No total, obtiveram-se 32 amostras.

Após a abertura e a limpeza dos perfis, procedeu-se ao registro das informações relevantes para a descrição dos depósitos coluvionares, tais como: nome do sítio de coleta, localização, altitude, classificação das cores dos sedimentos por meio do sistema Munsell, e a profundidade das camadas e do perfil, sendo essa última correspondente ao valor da tradagem até o contato do material coluvionar com o substrato rochoso.

Em seguida, realizou-se a amostragem em cada camada por meio da introdução de um tubo de Policloreto de Vinila (PVC) com 5 cm de diâmetro e 40 cm de comprimento. Para facilitar tal procedimento, o tubo foi configurado com chanfradura na ponta inserida no material sedimentar. Quando necessário, a inserção contou com o auxílio de uma marreta e uma placa de madeira na extremidade do tubo que sofria a pressão do movimento.

A retirada do tubo ocorreu de forma cuidadosa para evitar a mistura e a fragmentação do material sedimentar contido no seu interior. Assim, foi utilizada uma pá de jardim e o martelo geológico nas laterais da perfuração até o momento em que era possível alavancá-lo de lado. No momento em que o tubo se encontrava livre, era vedado com tampa específica, e recebia a marcação da direção de sua inserção no material coluvionar, sendo ainda armazenado em sacos de polietileno preto com a indicação de seu código de coleta para posterior identificação. Ressalta-se que o procedimento de remoção do tubo foi realizado sob pano preto para impedir a incidência de luz solar no material coletado e o comprometimento da datação por LOE em virtude da possibilidade de redução do sinal da luminescência a zero.

As amostras coletadas foram acondicionadas no LAGEO, situado no DEPLAN - UNESP - Câmpus de Rio Claro (SP), sob coordenação da Prof^ª. Dr^ª. Cenira Maria Lupinacci e, posteriormente, encaminhadas à empresa Datação, Comércio & Prestação de Serviços Ltda., responsável pela datação absoluta por LOE do material coluvionar da presente

pesquisa. Para a determinação mais precisa das idades LOE, solicitou-se a adoção do protocolo SAR com 15 Alíquotas, uma vez que abrange 15 curvas de calibração e, conseqüentemente, 15 idades para obter a sua média. O Anexo A apresenta as medições da paleodose média, o desvio padrão, a dose anual e as concentrações dos isótopos radioativos que envolveram o material amostrado dos perfis coluviais.

Por fim, como análise complementar às características obtidas em campo dos sedimentos, determinou-se a sua granulometria com base na proposta metodológica de Camargo et al. (2009).

5 ANÁLISE DOS RESULTADOS

O conjunto de 32 idades absolutas obtidas por LOE dos onze perfis de colúvios amostrados (Apêndices A, B, C, D, E, F, G, H, I, J e K) forneceu indícios sobre o desenvolvimento de processos denudacionais que envolvem a paisagem do relevo cuestiforme, enriquecendo a discussão sobre a morfogênese deste compartimento na Bacia Sedimentar do Paraná.

A ausência na literatura de outras datações absolutas do material coluvionar da área de estudo dificultou a aferição das idades desta pesquisa. Além disso, a pequena disponibilidade de dados cronológicos para outros depósitos quaternários inseridos no âmbito do relevo de cuevas intertropicais, em ambiente quente e úmido, restrita às idades LOE obtidas por Dias e Perez Filho (2015), contribuiu para tal conjuntura. Desta forma, a avaliação geocronológica foi realizada por meio de análise comparativa com dados de bibliografias que não se encontram diretamente relacionados às cuevas, mas se constituem em respostas às flutuações paleoclimáticas quaternárias que, possivelmente, ditaram em contexto regional os processos de denudação do relevo cuestiforme.

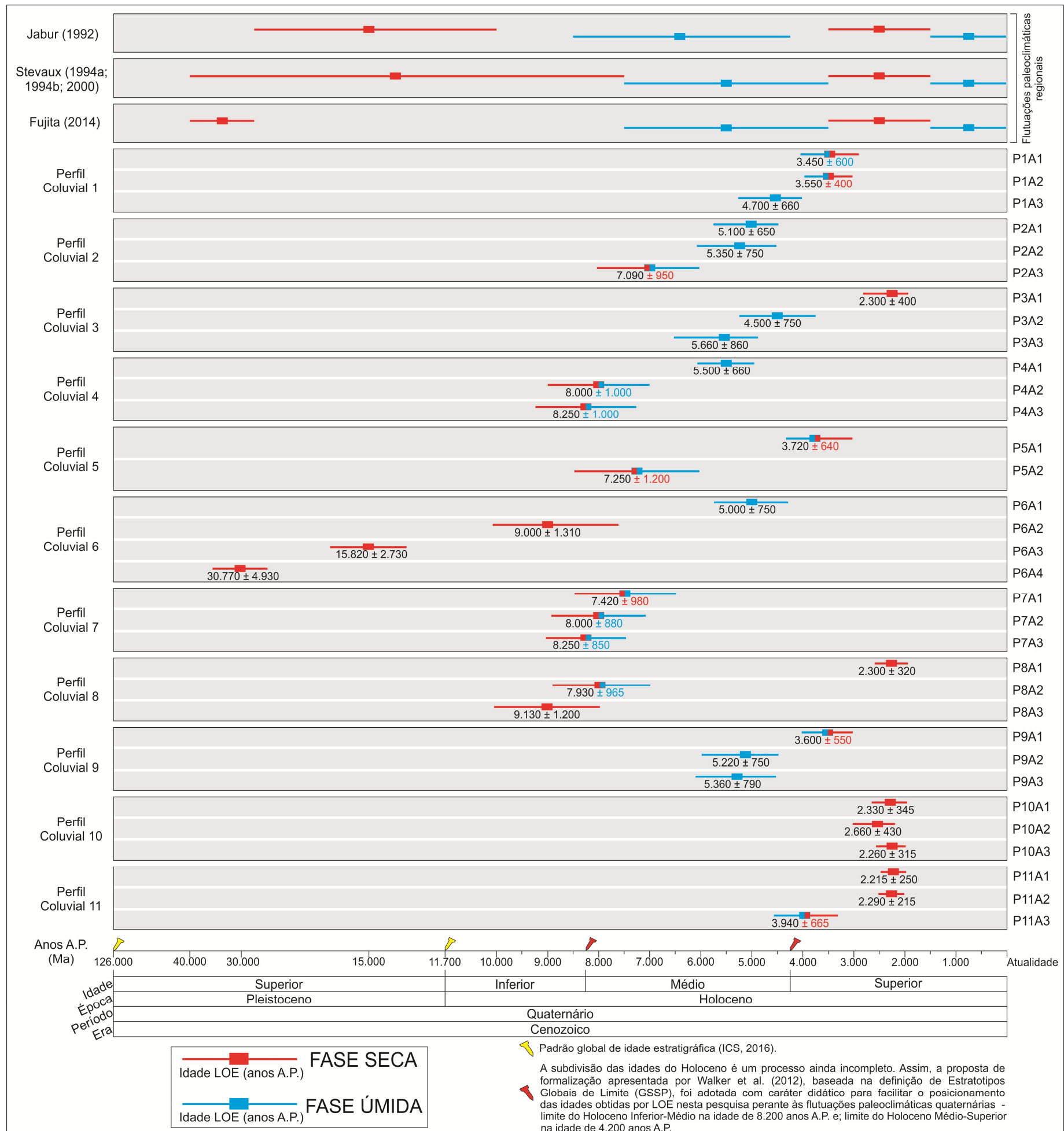
Neste viés, foram considerados os resultados estratigráficos, palinológicos e de datações absolutas por termoluminescência e radiocarbono de unidades geomorfológicas do sistema fluvial do alto curso do rio Paraná e áreas correlatas. Acredita-se que a correlação das idades de LOE com os dados desse sistema adquira consistência, pois a calha do Paraná se constitui no principal canal de drenagem da hidrografia regional (AB'SÁBER, 1949).

Os episódios deposicionais verificados nessa pesquisa coincidem com três eventos paleoclimáticos registrados em âmbito regional no Quaternário Tardio, sendo tais atividades geomórficas conduzidas primordialmente por uma fase seca na transição do Pleistoceno Superior com o Holoceno Inferior ($\cong 40.000$ até $\cong 11.700$ anos A.P.), estendendo-se até o início do Holoceno Médio ($\cong 7.500$ anos A.P.); uma fase úmida iniciada no Holoceno Médio, que se propaga no Holoceno Superior ($\cong 7.500$ até $\cong 3.500$ anos A.P.) e; uma fase seca no Holoceno Superior ($\cong 3.500$ até $\cong 1.500$ anos A.P.).

A Figura 11 apresenta as idades obtidas por LOE dos perfis coluviais da bacia do Córrego do Cavalheiro e circunvizinhança, associadas às principais flutuações paleoclimáticas regionais do Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior).

De forma geral, verificou-se a formação de depósitos coluvionares tanto em períodos apontados pela bibliografia com condições climáticas secas quanto sob condições úmidas.

Figura 11 - Idades LOE – perfis coluviais da bacia do Córrego do Cavalheiro e circunvizinhança – integradas ao compêndio de estudos das características paleoclimáticas de âmbito regional do Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior)



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em relação ao processo denudativo da fase úmida do Holoceno Médio-Superior (JABUR, 1992; STEVAUX, 1994a, 1994b, 2000; FUJITA, 2014), acredita-se que esse tenha sido influenciado pelos arranjos de feições morfotectônicas que envolvem o relevo cuestasiforme. Os perfis coluviais 1 (Apêndice A), 2 (Apêndice B) e 3 (Apêndice C), com camadas depositadas nessa fase (Figura 11), se encaixam no referido quadro.

O perfil coluvial 1 se encontra no extremo oeste da bacia do Córrego do Cavalheiro, no interior de uma voçoroca desenvolvida no setor de tálus do morro testemunho do Camelo (Apêndice L). A presença do colúvio no contexto de feição erosiva linear expõe a fragilidade desta cobertura friável, evidenciada pela granulometria arenosa em suas camadas. O perfil coluvial 2, externo aos limites da bacia, se encontra situado na face oeste do Morro do Camelo, sendo o material de suas camadas essencialmente arenoso. O perfil coluvial 3 também se localiza no exterior da bacia, no tálus da face leste do morro testemunho do Cuscuzeiro, em setor voltado para a Depressão Periférica. Assim como os outros dois perfis, as suas camadas possuem textura arenosa.

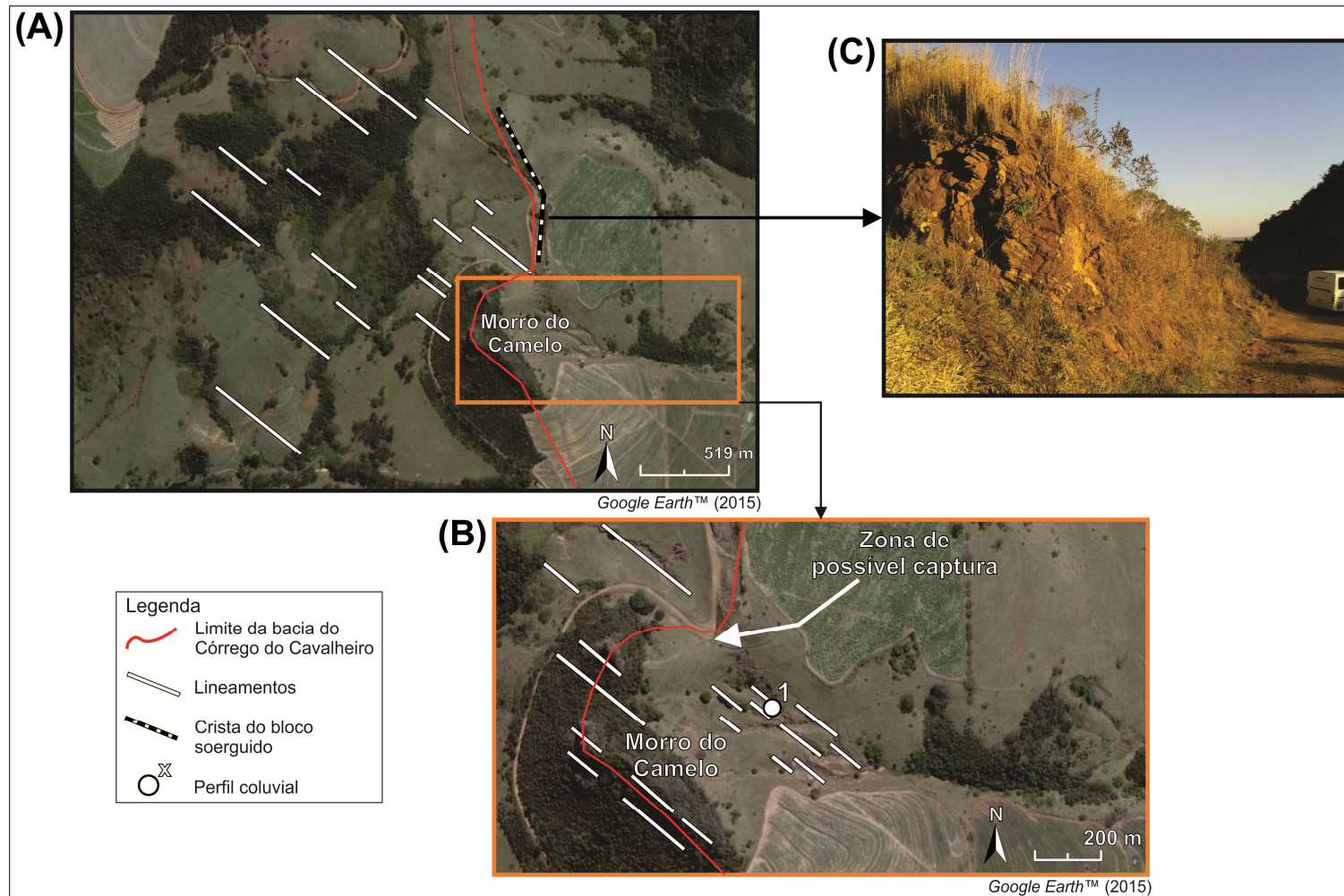
As deposições realizadas na fase úmida do Holoceno Médio-Superior estão relacionadas à camada mais profunda do perfil coluvial 1 (4.700 ± 660 anos A.P.) com aquelas amostradas no perfil coluvial 2 (5.100 ± 650 anos A.P.; 5.350 ± 750 anos A.P.; 7.090 ± 950 anos A.P.) e, ainda, com as duas mais profundas do perfil coluvial 3 (4.500 ± 750 anos A.P. e 5.660 ± 860 anos A.P.).

O posicionamento do perfil coluvial 1 no interior de uma voçoroca de cabeceira, composta por inúmeros canais de 1ª ordem com orientação NW-SE (Figura 12B), denota controle estrutural. O direcionamento preferencial desses canais responde às zonas de fraqueza que influenciam na dissecação da escarpa de cuestas a NW (Figura 12A). Ressalta-se que a configuração dos referidos canais coincide com a direção das juntas e falhas verificadas por Facincani (1995, 2000) nos locais onde ocorrem voçorocas.

Além disso, o bloco soerguido identificado ao norte desse perfil (Apêndice L), e os lineamentos de drenagem em seu entorno (Figura 13), se constituem como outros indicadores da existência de controle estrutural.

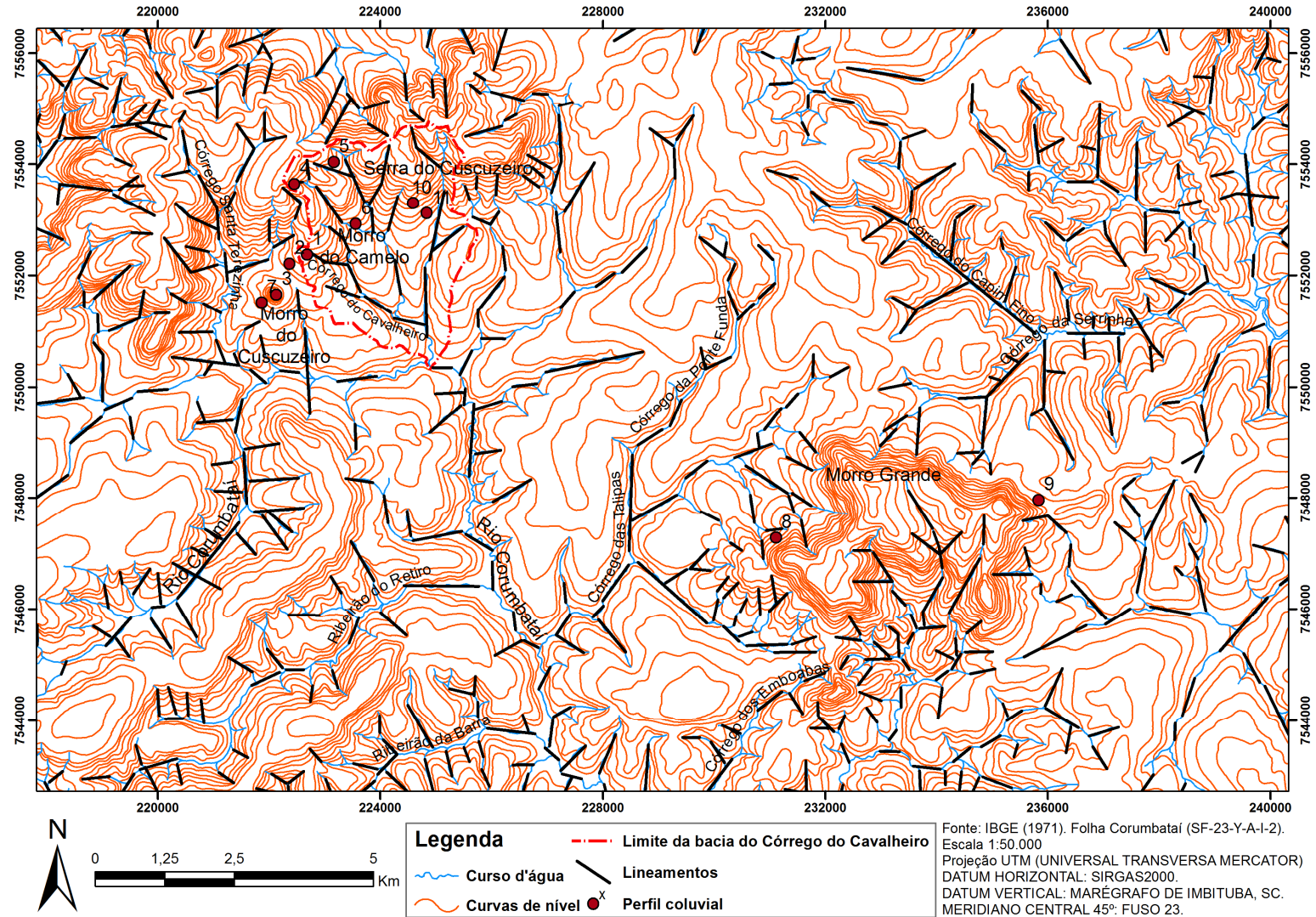
A análise da Figura 12A permite a visualização da crista do bloco soerguido direcionada preferencialmente para NW-SE, com mudança abrupta para NE-SW no segmento próximo ao morro testemunho do Camelo. Essas direções possuem correspondência com as falhas que controlam os blocos soerguidos identificados por Facincani (2000).

Figura 12 - Indicadores de controle estrutural no entorno do perfil coluvial 1. A. Sistema de fraturas NW-SE do escarpamento cuestiforme a NW do perfil; B. Alinhamento estrutural NW-SE dos canais de 1ª ordem da voçoroca do setor de tálus do morro testemunho do Camelo e possível zona de captura; C. Afloramento de diabásio no segmento NE-SW do bloco soerguido



Fonte: A e B. *Google Earth*™ (2015), adaptado e organizado pelo autor; C. Foto do autor.

Figura 13 - Mapa de lineamentos da rede de drenagem da bacia do Córrego do Cavalheiro e circunvizinhança



Fonte: Elaborado pelo autor.

De acordo com a autora, tais falhas são do tipo normal transtensivo NW-SE e inversa NE-SW, derivadas de regime neotectônico transcorrente, e normal distensiva pré-atual NE-SW, vinculada aos diques de diabásio. O afloramento de diabásio constatado *in loco* no segmento NE-SW dessa feição estrutural (Figura 12C) evidencia a situação assinalada para esse regime de tensão.

Em relação aos lineamentos de drenagem (Figura 13), a orientação preferencial NW-SE do Córrego do Cavalheiro demonstra o seu condicionamento às zonas de fraqueza impostas por fraturas e falhas. O alinhamento NE-SW do curso d'água que drena a vertente oposta do morro testemunho do Camelo, equivalente ao afluente da margem esquerda do Córrego Santa Terezinha, também sugere o controle tectônico.

Facincani (2000) destaca que as mudanças na direção dos cursos d'água são feições morfotectônicas frequentes nas adjacências de Analândia, as quais fornecem evidências dos fenômenos de capturas influenciados pela neotectônica.

As retomadas erosivas tanto do afluente da margem esquerda do Córrego Santa Terezinha, quanto do Córrego do Cavalheiro, pressupõem uma possível captura, a qual poderá colaborar com a evolução do morro testemunho (Figura 12B).

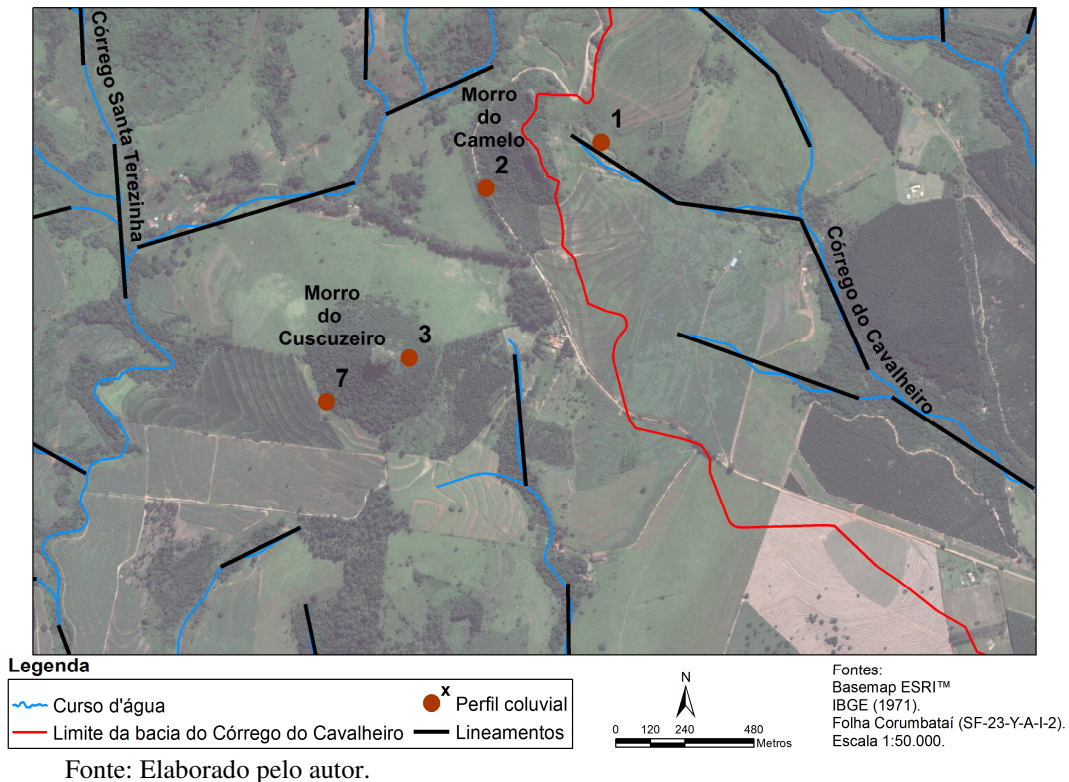
A configuração dos cursos d'água no entorno dos perfis coluviais 2 e 3 também evidencia o controle por estruturas de direção NW-SE e NE-SW. Ademais, verificou-se a presença de lineamento de drenagem organizado no sentido N-S. Aparentemente, o cruzamento desses feixes de lineamentos acompanha as zonas de ruptura dos morros testemunhos do Camelo e do Cuscuzeiro (Figura 14).

Cunha (2014) havia ponderado sobre a disposição espacial dessa rede de drenagem se constituir como indicativo da influência de estruturas falhadas no processo de esculturação e separação desses morros testemunhos do front cuestasiforme.

No contexto regional, Penteadó (1968, 1976) atribuiu às linhas tectônicas preexistentes ou reativadas, retratadas sob o mesmo conjunto de direções dos lineamentos de drenagem, a responsabilidade para o seccionamento de morros testemunhos do conjunto de escarpas cuestasiformes.

Nessa mesma perspectiva, Facincani (2000) reforça o controle exercido por falhamentos modernos na dissecação das zonas de escarpas e consequente compartimentação de morros testemunhos. A autora ainda acrescenta que as estruturas de direção NW-SE, NE-SW e N-S afetam a atividade geomórfica responsável pela formação de depósitos neocenozóicos.

Figura 14 - Lineamentos de drenagem no entorno dos morros testemunhos do Camelo e do Cuscuzeiro

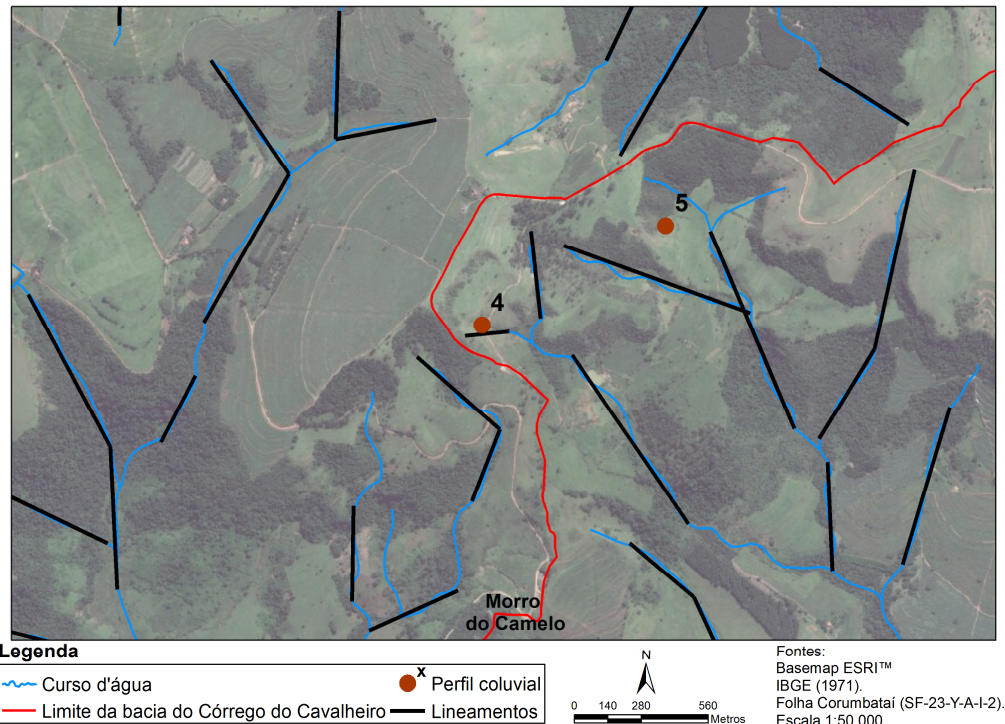


Desta forma, os mecanismos morfogenéticos que promoveram a deposição registrada na fase úmida do Holoceno Médio-Superior podem ter sido induzidos pelas fragilidades derivadas da disposição da morfoestrutura local, visto que essa é concordante com o padrão neotectônico regional determinado por Facincani (2000). Ressalta-se que o esboço neotectônico apresentado por Silva (1997) para a região do médio vale do Rio Mogi Guaçu também corrobora tal conjectura. De acordo com o autor, as zonas de fraqueza estabelecidas pelo conjunto de falhas com direção NW-SE, NE-SW e N-S favoreceram o desenvolvimento de processos morfogenéticos e de feições morfotectônicas.

Os vestígios do processo denudativo da fase úmida do Holoceno Médio-Superior também foram registrados na camada mais superficial amostrada do perfil coluvial 4 (Apêndice D), acumulada há 5.500 ± 660 anos A.P. Os sedimentos do perfil são argilosos, sendo a camada intermediária amostrada distinta das demais em razão da presença de seixos de quartzo.

Cabe ressaltar que o contato da Formação Serra Geral com as litologias sedimentares sotopostas e a identificação de lineamentos de direção NW-SE, NE-SW, N-S e E-W (Figuras 13 e 15) facilitam o desenvolvimento da erosão no extremo noroeste da bacia do Córrego do Cavalheiro.

Figura 15 - Lineamentos de drenagem no entorno dos perfis coluviais 4 e 5



Fonte: Elaborado pelo autor.

O desdobramento da cuesta, as linhas de patamares estruturais e rupturas topográficas e, ainda, a considerável quantia de voçorocas (Apêndice L) expõem as fragilidades desse setor. É importante salientar que o alinhamento E-W verificado no local se enquadra no quadro morfoestrutural reconhecido por Silva (1997) e Facincani (2000), auxiliando na articulação com a atividade neotectônica que influencia a morfogênese do relevo de cuestas.

A referida interposição de camada contendo seixos de quartzo alude aos princípios da classificação alostratigráfica para a distinção de outro evento deposicional. As idades das camadas mais profundas amostradas desse perfil (8.000 ± 1.000 anos A.P. e 8.250 ± 1.000 anos A.P.) respaldam tal princípio, pois elas indicam uma única deposição em momento da fase seca que se estende até o início do Holoceno Médio (Figura 11).

O posicionamento do perfil coluvial, abaixo de patamar estrutural (Apêndice L), demonstra que essa feição proporciona a quebra de energia do escoamento superficial, possibilitando a conservação desse material mais antigo. Desta forma, acredita-se que a dinâmica do processo denudativo em ambas as condições paleoclimáticas se configura de forma complexa e interdependente ao arranjo das feições geomorfológicas e morfoestruturais.

A situação do perfil coluvial 5 (Apêndice E) evidencia tal pressuposto, pois embora esse perfil se encontre sob o mesmo conjunto de feições geomorfológicas e estruturais verificadas no entorno do perfil coluvial 4 (Apêndice L e Figura 15), o fator que sustenta a

camada depositada na transição desses eventos paleoclimáticos (7.250 ± 1.200 anos A.P.) corresponde à sua disposição perante as feições locais.

O perfil coluvial 5 está localizado na parte superior de rampa posicionada na frente da segunda linha de *front* da cuesta (Apêndice L). A presença de seixos de quartzo dispersos em suas camadas expressa a proximidade com a cornija do *front* cuestiforme (87 m). A textura areia franca do material de suas camadas, acrescida da atuação do clima úmido e do desnível topográfico local, colabora no estabelecimento de feições erosivas lineares, representadas por sulcos nos arredores do perfil coluvial.

A proximidade desse perfil com a cornija pode ter contribuído para a menor efetividade da denudação no período úmido em razão da resistência litológica desse elemento do relevo cuestiforme. Além disso, a análise da Figura 15 evidencia que esse perfil coluvial se encontra afastado dos lineamentos de drenagem. Desta forma, acredita-se que a ausência de fragilidades decorrentes de tais feições estruturais pode ter propiciado o desenvolvimento moderado da atividade denudacional no período úmido.

O perfil coluvial 6 (Apêndice F) está situado no sopé de um patamar estrutural que se posiciona ao sul de um esporão da primeira linha do *front* cuestiforme (Apêndice L). As camadas amostradas, da base para o topo do perfil, possuem textura franco arenosa, sendo as mais profundas intercaladas por uma linha de pedras e aquela mais superficial pela presença de seixos de quartzo. Essa configuração textural, acrescida de clima atual úmido e declividade local, quantificada na faixa de 30 a 45% segundo Pinton e Cunha (2007), favorece o desenvolvimento de feições erosivas lineares.

As idades obtidas nesse perfil coluvial designam uma sequência de deposições que se estende da fase seca iniciada no Pleistoceno Superior até a fase úmida do Holoceno Médio-Superior (Figura 11).

As camadas mais profundas amostradas foram depositadas no Pleistoceno Superior – 15.820 ± 2.730 anos A.P. e 30.770 ± 4.930 anos A.P. Jabur (1992), por meio de dados palinológicos da bacia do Alto Paraná, obtidos em planícies aluviais distribuídas em áreas dos estados do Paraná e Mato Grosso do Sul, identificou a presença de vegetação esparsa de caráter xerofítico nesse intervalo de tempo, a qual respalda as primeiras interpretações sobre a existência de um clima seco em âmbito regional.

Essa mesma condição paleoclimática foi reconhecida por Stevaux (1994a, 1994b, 2000) nas proximidades de Porto Rico (PR) no Alto Paraná, embasado em análises sedimentológicas e palinológicas, acrescidas de datações por termoluminescência e radiocarbono em depósitos fluviais de terraços e planícies aluviais.

Os dados palinológicos e de datações por termoluminescência e radiocarbono obtidos por Parolin, Medeanic e Stevaux (2006) em turfeira localizada na planície de inundação do rio Esperança, próxima à margem direita do alto curso do rio Paraná, no município de Taquarussu (MS), reforçam as mencionadas condições de seca.

Guerreiro et al. (2013) também registraram ambiente mais seco no Pleistoceno Superior do alto curso do Paraná, próximo à cidade de Querência do Norte (PR). O estudo foi desenvolvido com base na análise de espículas de esponjas de água doce como indicadores *proxy* de condições paleoambientais, incorporada às informações adicionais provenientes de datações por LOE e radiocarbono em testemunhos situados em lagoas e leque aluvial.

A sistematização realizada por Fujita (2014) dos resultados de trabalhos elaborados no sistema fluvial do alto rio Paraná evidencia a influência do clima seco na evolução geomorfológica desse sistema fluvial no Pleistoceno Superior.

Acredita-se que o clímax dessa fase seca tenha ocorrido durante o Último Máximo Glacial (UMG), há aproximadamente 18.000-21.000 anos A.P. Apesar das variações locais acerca da intensidade e duração desse momento, o período mais seco é reconhecido por diversos autores após 21.000 anos A.P. (CLIMAP PROJECT MEMBERS, 1976; MANABE; HAHN, 1977; MARTIN et al., 1986; THOMAS; THORP, 1995; SUGUIO, 2010; NETO; NERY, 2005; SHIMIZU, 2008). Ademais, a natureza dos registros sedimentares do UMG revela a existência de processos morfogenéticos associados às sazonais precipitações de alta intensidade (THOMAS; THORP, 1995; SUGUIO, 2010; MUTZEMBERG, 2007; CORRÊA; SILVA; MELO, 2008; MELO, 2008; SILVA; CORRÊA, 2009; MISSURA, 2013).

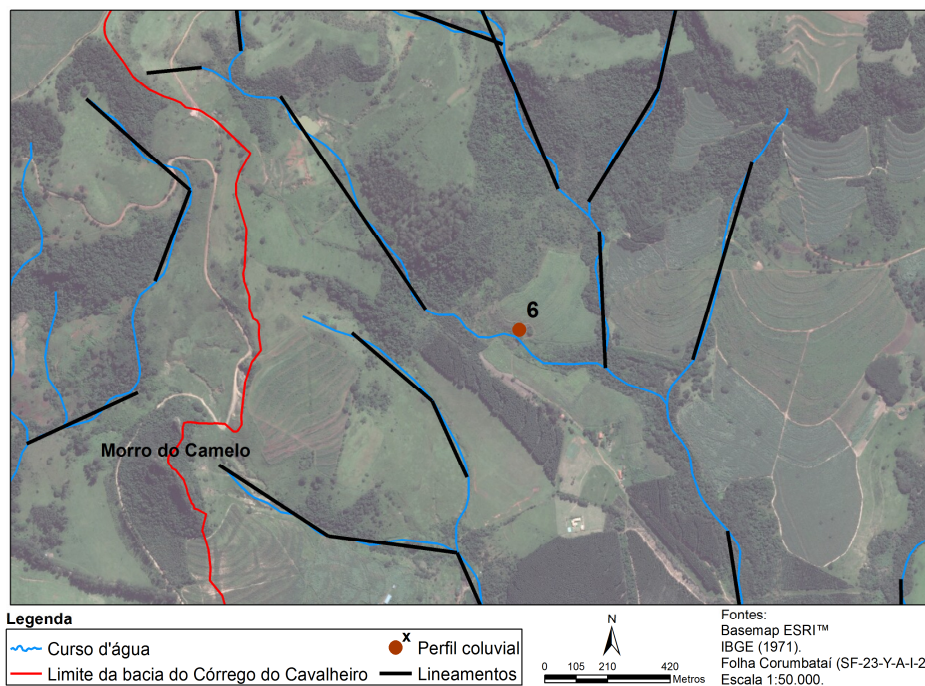
A constatação da linha de pedras sugere a influência do clima seco intercalado por episódios de chuvas torrenciais. Além disso, tal linha permitiu a individualização de unidade alostratigráfica superposta, com material datado do Holoceno Inferior-Médio, há 9.000 ± 1.310 anos A.P. As condições paleoclimáticas nesse intervalo (Figura 11), equivalentes ao final da fase seca e retomada gradual da umidade (JABUR, 1992; STEVAUX, 1994a, 1994b, 2000; THOMAS; THORP, 1995; PAROLIN; MEDEANIC; STEVAUX, 2006; MUTZEMBERG, 2007; GUERREIRO et al., 2013; MISSURA, 2013), remetem ao soterramento gradual do “paleopavimento detrítico rudáceo de subsuperfície” (AB’SÁBER, 1973).

Os seixos de quartzo na camada subsequente fornecem indícios de processo deposicional sob outra condição paleoclimática. A idade obtida (5.000 ± 750 anos A.P.) remete à fase úmida do Holoceno Médio-Superior (Figura 11). Assim, acredita-se que a maior umidade possa ter favorecido a denudação e transporte desse material.

Em relação aos depósitos da fase seca do perfil coluvial 6 (Figura 11), os mais antigos podem estar relacionados ao controle embutido pela configuração morfológica e estrutural de seu entorno. A distância de 333 m desse perfil em relação à cornija estabelece as condições favoráveis para o acomodamento do material proveniente dos remotos eventos deposicionais. Além disso, o patamar estrutural (Apêndice L) institui uma quebra de energia local, que dificulta a remoção das camadas mais profundas do perfil pela erosão de superfície.

A análise do mapa de lineamentos de drenagem (Figura 13) evidencia a ausência de linhas de fraqueza condicionadas pela referida morfoestrutura nas proximidades do perfil (Figura 16), auxiliando na manutenção desses depósitos.

Figura 16 - Ausência de lineamentos de drenagem nas proximidades do perfil coluvial 6



Fonte: Elaborado pelo autor.

O maior distanciamento do perfil coluvial 7 em relação aos lineamentos de drenagem nos seus arredores, controlados por estruturas de direção NW-SE, NE-SW e N-S (Figura 14), também pode ter sido responsável pela conservação de sedimentos mais antigos (Apêndice G). O perfil compõe o colúvio posicionado na face sudoeste do morro testemunho do Cuscuzeiro, e as camadas amostradas são caracterizadas pela textura areia franca.

As idades obtidas nesse perfil com suas respectivas margens de erro (7.420 ± 980 anos A.P.; 8.000 ± 880 anos A.P.; 8.250 ± 850 anos A.P.) permitem a distinção de único depósito no Holoceno Inferior-Médio, sob condição paleoclimática transicional entre fase seca e úmida (Figura 11).

Embora o perfil esteja afastado dos lineamentos, deve-se considerar que eles podem ter auxiliado no desencadeamento dos processos denudativos que envolvem a formação do morro testemunho (Figura 14). A deposição datada do contexto transicional para a fase úmida do Holoceno Médio-Superior e o registro deste paleoclima no perfil coluvial da face leste do Cuscuzeiro – Perfil 3 – denotam influência de fragilidades decorrentes dessa conjuntura estrutural. Ressalta-se que a diferença altitudinal de 41 m entre tais perfis pode justificar a distinção nas idades das deposições. O posicionamento do perfil coluvial 7 em nível inferior permitiu que a amostra coletada atingisse o material mais antigo.

A diferença de 28 m de altitude entre os perfis coluviais amostrados no Morro Grande estabeleceu uma situação similar àquela relatada acima. A altitude inferior do perfil coluvial 8 (Apêndice H) em relação ao perfil coluvial 9 (Apêndice I) pode ter auxiliado na identificação de camadas depositadas no final da fase seca que abarca o intervalo do Pleistoceno Superior – Holoceno Inferior-Médio (Figura 11).

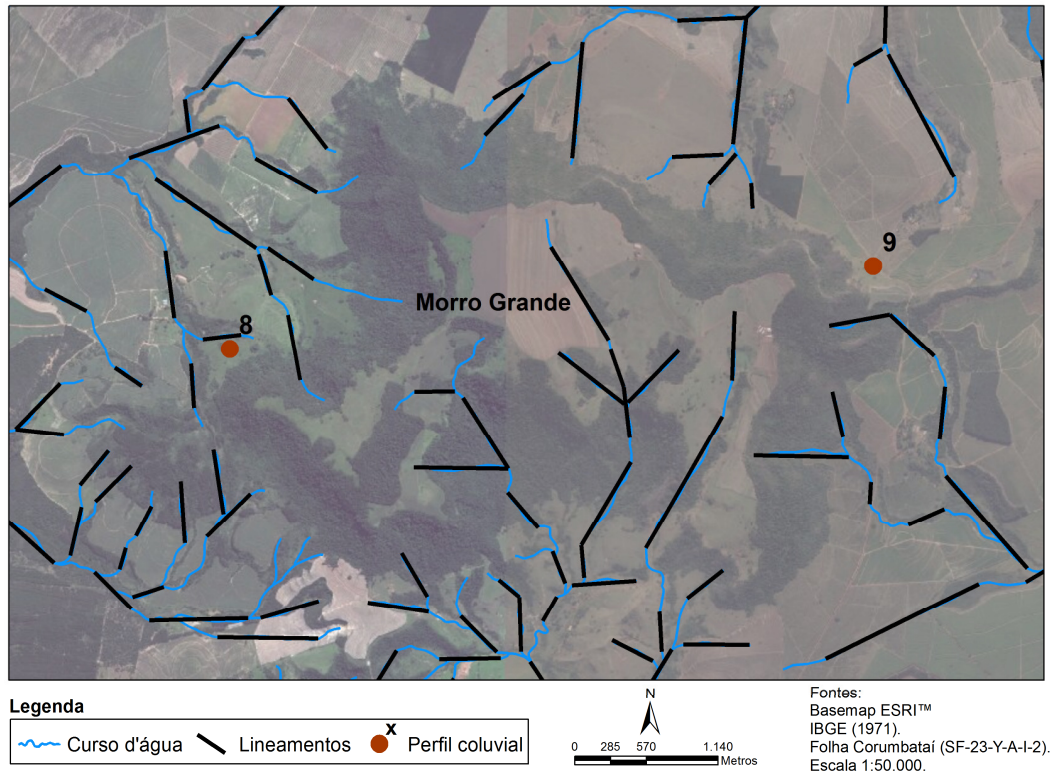
As camadas do perfil 8 submetidas à mencionada condição paleoclimática correspondem àquelas amostradas em maior profundidade, com idades entre 7.930 ± 965 anos A.P. e 9.130 ± 1.200 anos A.P. A camada mais profunda amostrada é distinguida por material de textura areia franca e presença de seixos de quartzo, ao passo que a camada subsequente é composta por sedimentos arenosos. Os seixos de quartzo reforçam a existência do clima seco, bem como indicam o contexto paleoclimático transicional dessas deposições.

A conservação desse material mais antigo se deve à quebra de energia do escoamento superficial em razão da constatação *in loco* de dois níveis de patamares estruturais situados acima do perfil. Ressalta-se que a avaliação da morfoestrutura do Morro Grande realizada por Cunha, Aguilar e Pinton (2015) distinguiu a presença dessas morfologias.

Em relação ainda ao arranjo morfoestrutural, o perfil se encontra circundado por lineamentos de drenagem de direção NW-SE, NE-SW e E-W, que configuram uma zona de ruptura no extremo oeste do Morro Grande (Figura 17). É importante salientar que essas linhas de fraqueza envolvem o sistema de falhamentos modernos reconhecido por Facincani (2000) na evolução desse morro.

A organização descontínua das camadas desse perfil coluvial, segundo a sequência geocronológica das flutuações paleoclimáticas (Figura 11), pode estar relacionada à maior resistência da litologia desse setor do morro, a qual supostamente dificultou o desenvolvimento do processo denudativo na fase úmida do Holoceno Médio-Superior.

Figura 17 - Lineamentos de drenagem do Morro Grande



Fonte: Elaborado pelo autor.

A análise das Figuras 13 e 17 evidencia que esse perfil está localizado no sopé de um esporão, cuja feição atesta ao referido comportamento litológico.

Em contrapartida, a concavidade de vertente analisada *in loco* na porção superior do perfil coluvial 9 pressupõe a maior fragilidade litológica do setor em que se encontra esse perfil, o que pode ter facilitado a atividade denudativa na fase úmida do Holoceno Médio-Superior. As idades das camadas amostradas em maior profundidade indicam única deposição há aproximadamente 5.200 anos A.P. (Figura 11). Ambas as camadas possuem textura arenosa, sendo limitadas por seixos de quartzo que permitem distinguir esse evento deposicional daquele registrado na camada superficial. Os seixos de quartzo depositados em momento da fase úmida ainda corroboram a suposição da menor resistência do material que compõe esse setor. É importante salientar que tais seixos podem ser o produto de um processo denudativo mais intenso incitado pela menor altitude do nível de base local, sendo esse constituído por curso d'água que drena para a Depressão Periférica Paulista (Figura 13).

A fragilidade inerente dos setores do Morro Grande também parece ter influenciado no processo denudativo da fase seca do Holoceno Superior, visto que as idades das camadas superficiais amostradas dos perfis (8 – 2.300 ± 320 anos A.P.; 9 – 3.600 ± 550 anos A.P.) assinalam atividade deposicional nessa condição paleoclimática (Figura 11).

A sequência geocronológica das deposições que envolvem as camadas amostradas do perfil coluvial 9 possui correspondência com aquela verificada nos perfis coluviais 1 e 3, também localizados em morros testemunhos. Ressalta-se que tais perfis se encontram direcionados para a região depressionária. Desta forma, acredita-se na existência de um padrão denudacional nos morros testemunhos nessa situação, sendo caracterizado por respostas expressivas à oscilação entre a fase úmida do Holoceno Médio-Superior e a seca do Holoceno Superior. Todavia, para a validação dessa conjectura, surge a necessidade da realização de datações em camadas mais profundas dos perfis coluviais e em outros morros testemunhos que envolvem o relevo cuestasiforme regional. Essa investigação pode fornecer subsídios para dimensionar a intensidade e a magnitude do processo denudativo realizado durante a referida flutuação paleoclimática e, ainda, as suas implicações na compartimentação de morros testemunhos.

Os resquícios da denudação realizada ao longo da fase seca do Holoceno Superior também foram identificados em perfis coluviais situados na frente das escarpas do *front* cuestasiforme da bacia do Córrego do Cavalheiro.

As idades obtidas no material datado do perfil coluvial 10 (Apêndice J), localizado no topo do tálus da primeira linha do *front* cuestasiforme (Apêndice L), indicam uma única deposição há aproximadamente 2.000 anos A.P. O perfil é composto por sedimentos franco-arenosos, sendo as camadas mais profundas diferenciadas da superficial pela presença de seixos de quartzo e de basalto. A inclinação do local e a proximidade com o substrato rochoso que sustenta a cornija pode ter influenciado na configuração das características texturais desse depósito.

A camada mais profunda amostrada do perfil coluvial 11 (Apêndice K), situado abaixo de um patamar estrutural da primeira linha de cuestas (Apêndice L), possui material depositado no início dessa fase seca, há 3.940 ± 665 anos A.P. Acredita-se que a manutenção desse material no perfil esteja relacionada à interferência do patamar estrutural, o qual reduz a energia do escoamento superficial, amenizando a dinâmica de processos erosivos.

Os seixos de quartzo dispersos na camada intermediária demonstram a ocorrência de outro pulso denudativo no interior da fase seca do Holoceno Superior, comprovado pelas idades obtidas nessa camada e naquela superficial (2.290 ± 215 anos A.P. e 2.215 ± 250 anos A.P.), que designam único evento deposicional.

A deposição nessa fase seca também foi registrada na segunda linha do *front* cuestasiforme, em específico, na camada superficial do perfil coluvial 5 (Apêndice E), acumulada há 3.720 ± 640 anos A.P.

Aparentemente, os perfis coluviais 10 e 11 não são influenciados diretamente por alinhamentos estruturais, pois a análise da Figura 13 evidencia que esses se encontram afastados dos lineamentos de drenagem. No entanto, Facincani (2000) destaca que os escarpamentos da região, incluindo a Serra do Cuscuzeiro, são controlados pela morfotectônica recente. As facetas triangulares identificadas *in loco* na área de estudo (Figura 18) se constituem como indicativo da erosão ativa de uma escarpa de falha. Neste sentido, a deformação da superfície derivada do falhamento pode ter favorecido o desenvolvimento dos depósitos coluvionares na fase seca do Holoceno Superior. O quadro de deposições dessa fase (Figura 11) coincide com o último episódio de formação de colúvios registrado por Bigarella (1971).

Figura 18 - Facetas triangulares das escarpas da primeira linha do front cuestasiforme: localização aproximada dos perfis coluviais 10 e 11



Fonte: Elaborado pelo autor.

A análise do conjunto de dados que envolvem os perfis coluviais amostrados permite assumir que os episódios deposicionais responsáveis pela sua origem são vestígios de mecanismos denudativos cíclicos (de curta duração) e poligênicos. A correlação do conjunto de idades das deposições com as flutuações paleoclimáticas de âmbito regional define ciclos de denudação conduzidos segundo a alternância de fases secas e úmidas de curta duração do Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior). O reconhecimento da

influência de fragilidades estruturais na organização de depósitos coluvionares evidencia a complexidade dos processos denudativos, admitindo o seu condicionamento pela justaposição de fatores de ordem morfoclimática e morfotectônica.

Neste contexto, ressalta-se que as idades obtidas por LOE convergem para a premissa de Penteadó (1968, 1976) sobre a ausência de material das remotas fases de pediplanação. A deposição mais antiga entre os perfis coluviais data do Pleistoceno Superior, ao passo que as superfícies identificadas pela autora, passíveis de associação topográfica com as rampas dos perfis analisados, foram formadas a partir do Eoceno, estendendo-se ao Mioceno ou Plioceno.

Essa conjuntura coincide com os resultados adquiridos por Corrêa, Espíndola e Mendes (2002) na reconstrução paleogeográfica do Planalto da Borborema. De acordo com os autores, “[...] a datação absoluta dos sedimentos de encosta permitiu identificar uma diferença substancial entre a idade real das formações superficiais e a idade atribuída às superfícies de erosão sobre as quais estas unidades estão depositadas” (CORRÊA; ESPÍNDOLA; MENDES, 2002, p. 55).

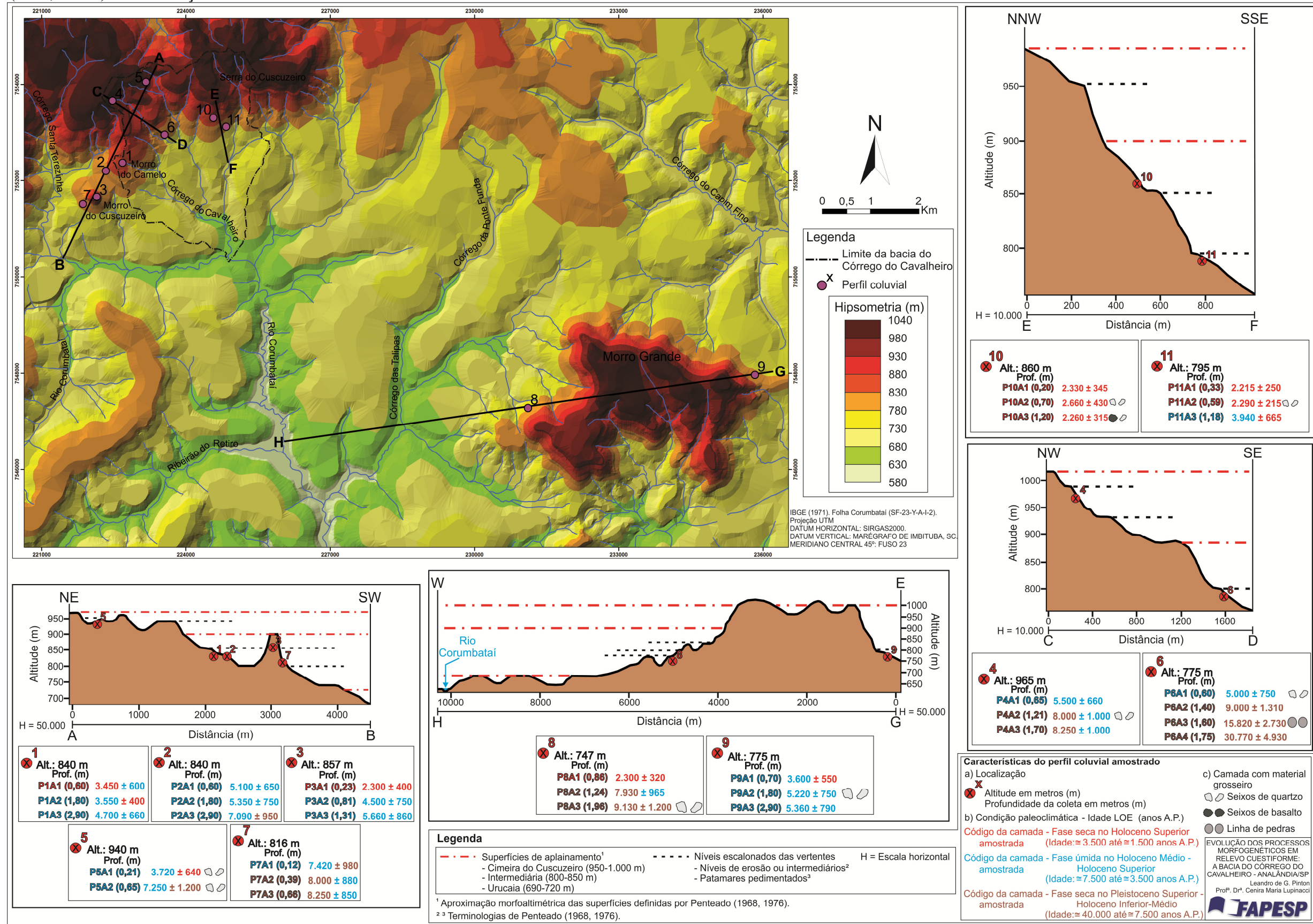
Além da mencionada discrepância temporal (heterocronia) entre a formação dos depósitos coluvionares e as superfícies de aplainamento de Penteadó (1968, 1976), a elaboração de perfis topográficos (Figura 19) envolvendo as rampas dos perfis coluviais amostrados demonstra que elas não possuem relação direta com as superfícies configuradas morfoaltimetricamente como sendo a Cimeira do Cuscuzeiro (950-1.000 m) e a Intermediária (800-850 m).

A análise dos perfis topográficos evidencia que, na paisagem atual, as rampas coluvionares integram os níveis escalonados das vertentes, os quais foram reconhecidos por Penteadó (1968, 1976) como patamares pedimentados.

A superposição desses fatos indica que, apesar de tais rampas estarem localizadas entre as supostas superfícies de aplainamento, a escala espacial e temporal dessas morfologias impede a concepção de interdependência morfogenética. Corrêa, Espíndola e Mendes (2002) verificaram conjectura semelhante, porém distinta pela fundamentação baseada na escala de análise e na avaliação de colúvios dispostos diretamente sobre as superfícies de aplainamento.

Em relação aos patamares pedimentados, ressalta-se que eles, juntamente com os baixos terraços e as várzeas, compreendem os níveis erosivos quaternários de Penteadó (1968, 1976).

Figura 19 - Hipsometria e perfis topográficos que compreendem as rampas dos depósitos coluvionares amostrados: associação topográfica com as superfícies de aplainamento de Penteadó (1968, 1976) e identificação de níveis escalonados das vertentes



Fonte: Elaborado pelo autor.

Ao considerar a altimetria, a autora distingue patamares entre a Superfície de Rio Claro e os seus altos terraços contemporâneos e nas margens das escarpas cuestiformes, sendo esse último conjunto passível de associação com aqueles relacionados aos depósitos coluvionares datados nessa pesquisa. No entanto, a abrangência espacial do estudo de Penteado (1968, 1976) possibilitou uma discussão sobre a morfogênese apenas para o primeiro conjunto de patamares, os quais teriam sido esculpidos por epíclis erosivos derivados de oscilações paleoclimáticas mais curtas, posicionadas com base numa cronologia relativa, entre o Pleistoceno Médio e o Holoceno “subatual e atual”.

De acordo com a interpretação de Penteado (1976, p. 54-55), a evolução paleomorfogenética desses patamares teve início no Pleistoceno Médio durante fase seca. Posteriormente, tais feições foram reentalhadas

[...] por uma fase sub-atual mais úmida que a atual, que escavou também o assoalho das várzeas. Uma última curta oscilação para mais seco teria sido fator responsável pela gênese da linha de cascalhos miúdos [...] Aziz Ab’Sáber e Bigarella, referindo-se a esses depósitos, supõem uma fase seca refletindo climas de savana e dominância de morfogênese mecânica. [...] foram identificados por Tom Miller, Instrutor da cadeira de Antropologia e Arqueologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, objetos manufaturados para os quais ele admitiu uma idade provável de 7.000 a 4.500 anos. Considerou os achados pertencentes a um tipo de cultura característica de ambientes de savana ou de clima mais seco.

Após essa fase seca,

[...] uma nova modificação do clima instalou a fase úmida atual [...] responsável pelas últimas mudanças na paisagem: deposição siltico-argilosa nas várzeas; substituição das grandes extensões de cerrados por florestas, as quais, transpondo os vales atingiram os chapadões arenosos interpenetrando-se no cerrado remanescente das fases mais secas anteriores; predomínio do intemperismo químico; componente vertical predominando sobre a paralela no balanço morfogenético das encostas, arredondamento das formas de vertente. (PENTEADO, 1976, p. 56).

No contexto dessa fase úmida atual, Penteado (1968, 1976) considera que as ações antrópicas interferem na morfodinâmica da paisagem regional.

O uso desregrado do solo, o deflorestamento e outras interferências no meio físico, advindas da organização do espaço, fatalmente rompem o equilíbrio morfogenético das vertentes, desencadeando uma série de processos novos como erosão acelerada, carreamento de solos, entulhamento de vales e depressões, construção de pseudo-terraços, enfim, um verdadeiro modelado antrópico. (PENTEADO, 1976, p. 60).

As idades LOE obtidas na presente pesquisa possibilitam o estabelecimento de correspondência parcial à reconstituição paleogeomorfológica realizada por Penteadó (1968, 1976), pois contribuem para a definição mais precisa dos períodos referentes aos epiciclos erosivos quaternários. Ademais, a associação dos depósitos coluvionares datados com os patamares pedimentados nas bordas das escarpas cuestiformes estende o registro do desenvolvimento dos processos paleomorfológicos para o setor de cuestras.

Desta forma, o conjunto de dados dessa pesquisa permite a proposição de um modelo evolutivo do relevo cuestiforme no Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior), caracterizado pela seguinte sequência denudativa:

1) Primeira fase seca (transição do Pleistoceno Superior com o Holoceno Inferior, estendendo-se até o início do Holoceno Médio): de 30.770 ± 4.930 a 8.000 ± 1.000 anos A.P.; registrada em deposições dos perfis coluviais 4, 6, 7 e 8, com a formação de linha de pedras durante o UMG, e a presença de seixos de quartzo em alguns depósitos ao longo da passagem para a próxima fase, fornecendo indícios de retomada da umidade.

2) Primeira fase úmida (Holoceno Médio-Superior): de 7.420 ± 980 a 4.500 ± 750 anos A.P.; identificada nos perfis coluviais 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 9, supostamente influenciada pelas fragilidades decorrentes dos lineamentos de drenagem de direção NW-SE, NE-SW, N-S e L-W (Figura 13) e do arranjo de morfologias locais (Apêndice L). Ressalta-se que Penteadó (1968, 1976) reconhece um clima mais seco nesse intervalo de tempo. Todavia, a condição paleoclimática definida pela autora foi estabelecida com base em método de datação relativa. Assim, admite-se a fase úmida por meio da maior precisão dos resultados das pesquisas de Jabur (1992), Stevaux (1994a, 1994b, 2000) e Fujita (2014), as quais tiveram como respaldo os métodos de datação absoluta.

3) Segunda fase seca (Holoceno Superior): de 3.940 ± 665 a 2.215 ± 250 anos A.P.; reconhecida nas camadas superficiais dos perfis 1, 3, 5, 8, 9 e em todas aquelas amostradas dos perfis 10 e 11, com seixos de quartzo nos depósitos mais próximos das escarpas do *front* cuestiforme.

Jabur (1992), Stevaux (1994a, 1994b, 2000) e Fujita (2014) assumem que, após o término dessa fase, há aproximadamente 1.500 anos A.P., o contexto paleoclimático regional é caracterizado por nova fase úmida que perdura até o presente. Penteadó (1976, p. 56)

também admite a definição de “fase úmida atual”. Entretanto, os resultados de alguns estudos recentes, realizados com base na datação por LOE do material dos níveis de terraços de rios regionais, pressupõem a existência de pulsos paleoclimáticos mais secos no interior dessa fase úmida do Holoceno Superior. De acordo com Dias e Perez Filho (2015), a esculturação dos níveis de baixos terraços do alto curso do rio Corumbataí teria se dado sob condições climáticas mais secas entre 2.500 a 1.100 anos A.P. Storani e Perez Filho (2015), por sua vez, indicam a possibilidade de períodos mais secos durante a elaboração de três níveis de terraços do Rio Mogi Guaçu há aproximadamente 1.900, 1.150 e 630 anos A.P.

A ausência de material datado desses momentos do Holoceno Superior nos perfis coluviais amostrados (Figura 11) sugere a sua remoção por algum processo erosivo, que pode estar atrelado às alterações morfodinâmicas provenientes de uma fase antropogênica.

As observações *in loco* realizadas durante a coleta de material para a datação por LOE permitiram a constatação de feições erosivas lineares intimamente relacionadas com as rampas coluvionares dos perfis amostrados nessa pesquisa. Moura (2009) salientava que os processos erosivos lineares eram mais acentuados nas áreas de depósitos coluvionares em razão de suas características friáveis e geométricas. Porém, essa mesma autora acrescenta que a morfologia das rampas coluvionares, caracterizada por menor declividade e grande extensão em área, proporciona o desenvolvimento de atividades antrópicas.

Neste viés, acredita-se que as mudanças morfológicas induzidas pela evolução do uso da terra essencialmente rural na bacia do Córrego do Cavalheiro tenham promovido a descaracterização das rampas coluvionares e, conseqüentemente, favorecido a retirada dos sedimentos de superfície da fase úmida do Holoceno Superior ou de seus supostos pulsos paleoclimáticos intermediários mais secos.

Ao considerar que o material removido pelos processos erosivos lineares tende a ser depositado nos vales dos cursos d’água, buscou-se a datação dos sedimentos fluviais pelo método do ^{210}Pb como recurso complementar para a interpretação da dinâmica evolutiva das feições geomórficas sob a influência da atividade antrópica. No entanto, o uso desse método na área de estudo foi ineficaz como traçador da geocronologia de sedimentos no período de tempo histórico. A granulometria arenosa dos sedimentos fluviais amostrados (Apêndice M), derivada da matriz litológica, impediu a quantificação da atividade dos elementos ^{210}Pb , ^{226}Ra e ^{137}Cs por meio da espectrometria γ de alta resolução. Esses resultados convergem com os parâmetros obtidos por He e Walling (1996), Ruiz-Fernández e Mulrow (2012) e Ontiveros-Cuadras et al. (2012), os quais demonstraram a adsorção preferencial dos referidos radionuclídeos pelas partículas finas dos sedimentos.

Assim, a fase antropogênica foi avaliada com base na proposta metodológica da Antropogeomorfologia, tendo como princípio norteador a sistematização de geoindicadores. A concepção desse princípio foi realizada por meio de uma análise correlativa entre os dados obtidos com as cartas geomorfológicas (Apêndices N, O, P, Q, R) e de uso e cobertura da terra (Apêndices S, T, U, V, X) dos cenários de 1962, 1978, 1988, 2009 e 2013 da bacia do Córrego do Cavalheiro.

4) Fase antropogênica (série histórica de 51 anos): a quantificação dos dados da cartografia geomorfológica retrospectiva forneceu informações sobre a evolução dos geoindicadores, bem como respaldo à identificação de mudanças morfológicas do relevo no período de 1962 a 2013. O cruzamento desse conjunto de dados com as informações das cartas de uso e cobertura da terra do mesmo intervalo permitiu dimensionar os efeitos das intervenções antrópicas nos processos morfodinâmicos e, conseqüentemente, determinar, de modo direto ou indireto, a constituição de uma morfologia antropogênica.

O estabelecimento dos geoindicadores da bacia do Córrego do Cavalheiro considerou os parâmetros extensão (metros) e quantidade (número total) de feições geomorfológicas de origem denudativa e deposicional – feições erosivas lineares (sulcos, ravinas e voçorocas); colo topográfico; ruptura topográfica e leque aluvial. A escolha desses geoindicadores pressupõe a natureza das feições geomorfológicas como passível à exposição da influência antrópica quando essas apresentam mudanças numa escala histórica de tempo.

As rupturas e os colos topográficos indicam, em um cenário natural, os setores de maior fragilidade dos materiais constituintes do relevo nos quais a ação denudativa tem sido mais eficiente. Tais feições tendem a evoluir considerando amplas escalas de tempo. Assim, os desajustes em seus parâmetros numa série histórica inferem às mudanças causadas pela ação humana. A referida inferência também pode ser identificada no comportamento das feições erosivas lineares, pois a sua expressividade em curto período de tempo responde de forma direta ou indireta à interferência antrópica na dinâmica dos processos erosivos lineares. Os leques aluviais, por sua vez, demonstram as deposições excessivas em trechos dos cursos d'água, as quais podem estar associadas à quebra de energia pela presença de uma soleira ou devido ao aumento significativo de materiais em suspensão na dinâmica fluvial. A fonte de abastecimento dos materiais pode ter vínculo com os processos erosivos lineares ou laminares, sendo esses sujeitos às alterações advindas do antrópico.

Os geoindicadores da bacia do Córrego do Cavalheiro e suas respectivas propriedades podem ser visualizados no Quadro 1.

Quadro 1 - Geoindicadores e propriedades para quantificação e detalhamento dos processos geomorfológicos da bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP)

| Geoindicadores | | Parâmetro | Unidade de medida | Origem |
|---------------------------|-----------------------|--------------|-------------------|------------|
| Feições Erosivas Lineares | Sulcos | Extensão | Metros | Denudativa |
| | | Quantidade | Número total | |
| | Ravinas | Quantidade | Número total | |
| | Voçorocas | Extensão | Metros | |
| | | Quantidade | Número total | |
| | Rupturas topográficas | Extensão | Metros | |
| Colos topográficos | Quantidade | Número total | | |
| Leques aluviais | Quantidade | Número total | Deposicional | |

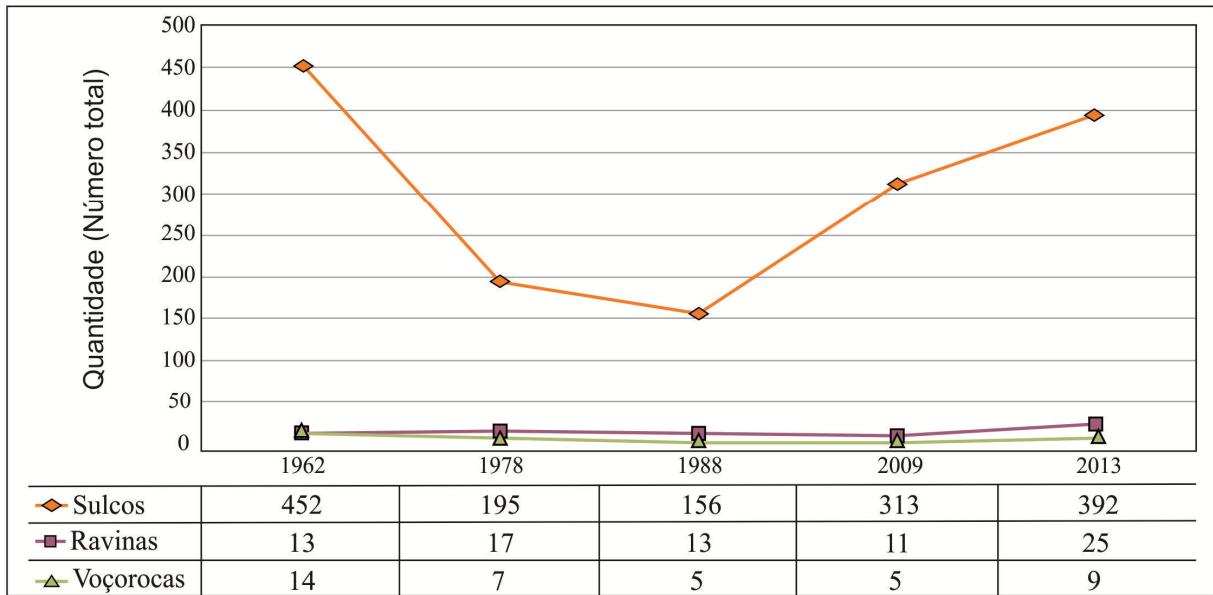
Fonte: Elaborado pelo autor.

O quadro se configura numa proposta de geoindicadores específicos que envolvem sistemas ambientais com dinâmica natural e socioeconômica análoga à bacia do Córrego do Cavalheiro. Acredita-se que essa proposta auxilie no monitoramento de processos morfodinâmicos naturais e, especialmente, aqueles induzidos pelo antrópico em curto intervalo temporal. É importante salientar que essa proposta se encontra aberta a novos esboços que considerem as particularidades das mais distintas dimensões espaço-temporais.

A análise dos Gráficos 2 e 3 indica uma diminuição significativa na quantidade e na extensão de sulcos e voçorocas no período de 1962 a 1978, possivelmente relacionada ao desenvolvimento de medidas conservacionistas no terreno. Esse cenário pode ter sido derivado das exigências instituídas por leis de âmbito federal para o combate da erosão em todo o território nacional. Entre as principais normas legais que tratam do tema, destaca-se a Lei nº 6.225, de 14/07/1975, que atribui ao Ministério da Agricultura a responsabilidade de discriminar regiões para execução obrigatória de planos de proteção ao solo e de combate à erosão (BRASIL, 1975a); o Decreto nº 76.470, de 16/10/1975, que cria o Programa Nacional de Conservação dos Solos (PNCS)⁴, com o objetivo de promover, sob a supervisão do Ministério da Agricultura, a adoção das práticas de conservação do solo (BRASIL, 1975b); e o Decreto nº 77.775, de 08/06/76, que regulamenta a Lei nº 6.225, de 14/07/1975, determinando prazos aos proprietários de terras para iniciar e concluir os trabalhos de proteção ao solo e de combate à erosão, contados da data em que a discriminação for estabelecida pelo Ministério da Agricultura (BRASIL, 1976).

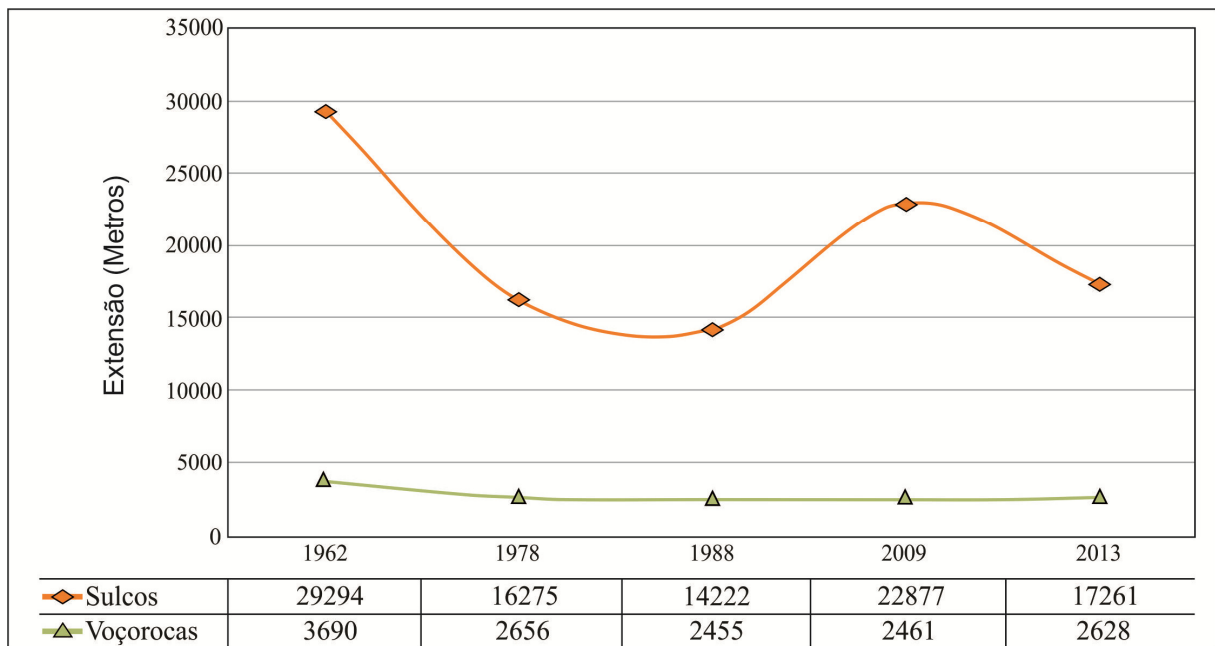
⁴ Esse programa foi extinto pelo Decreto nº 94.076, de 05/03/1987, sendo o seu acervo e encargos transferidos para o Programa Nacional de Microbacias Hidrográficas – PNMH (BRASIL, 1987).

Gráfico 2 - Evolução do parâmetro quantidade do geindicador feições erosivas lineares



Fonte: Elaborado pelo autor.

Gráfico 3 - Evolução do parâmetro extensão dos geindicadores sulcos e voçorocas



Fonte: Elaborado pelo autor.

As mudanças do uso e cobertura da terra da área de estudo entre os cenários de 1962-1978 (Gráfico 4) denotam melhorias no sistema de manejo agrícola, especialmente na constatação da redução do pasto sujo (26,1% para 10,9%), caracterizado pela degradação de seus solos decorrente da não observância de práticas de conservação, e o aumento de 16% na área composta pela classe de uso da terra pasto limpo (53,2% para 69,2%), comumente cultivado mediante recomendações conservacionistas.

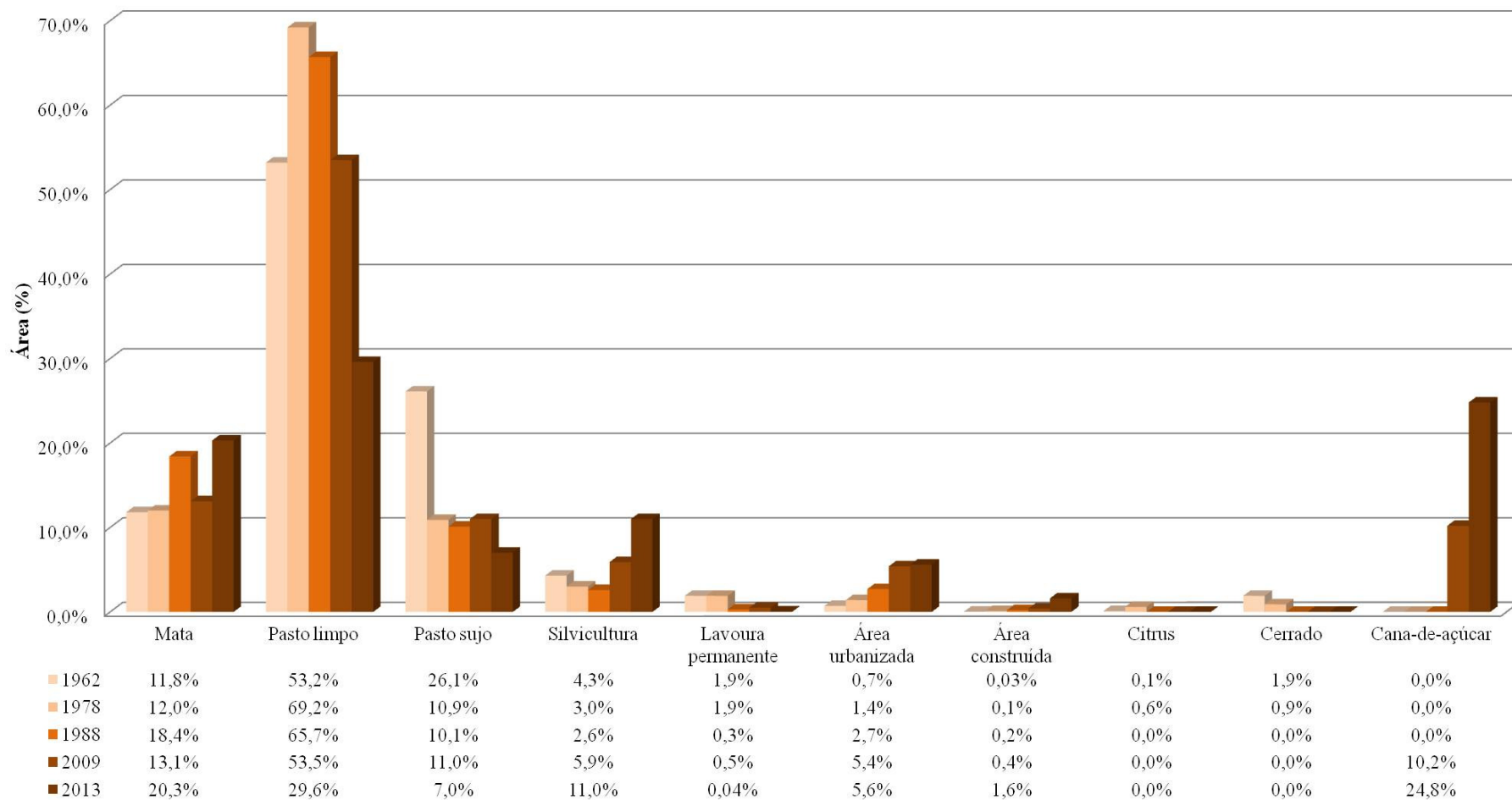
O sudoeste e sudeste da área de estudo se encaixam nessa situação, pois a referida troca de pastagens (Apêndices S e T) foi acompanhada por expressiva contenção de sulcos (Apêndices N e O), mesmo tendo em vista a suscetibilidade erosiva dos setores em razão da organização de seus aspectos litológicos e clinográficos – ambos são constituídos por litologias friáveis, em específico, a formação Santa Rita do Passa Quatro no sudoeste e, a transição dessa com a Formação Piramboia no sudeste, ao longo do vale do baixo curso do Córrego do Cavalheiro; e variação de declives quantificados nos valores de 12 a 45%, com predomínio da faixa de 12 a 20% (PINTON; CUNHA, 2007).

O estabelecimento do cultivo de citrus e a duplicação da área urbanizada no setor sudeste em 1978 (Apêndice T) também podem ter auxiliado no controle dos sulcos, pois tais usos envolvem a adoção de algum tipo de prática conservacionista.

A Figura 20 permite a visualização do decréscimo da quantia de sulcos no sudoeste e sudeste perante a variação espacial das classes de uso e cobertura da terra desses setores entre os cenários de 1962-1978.

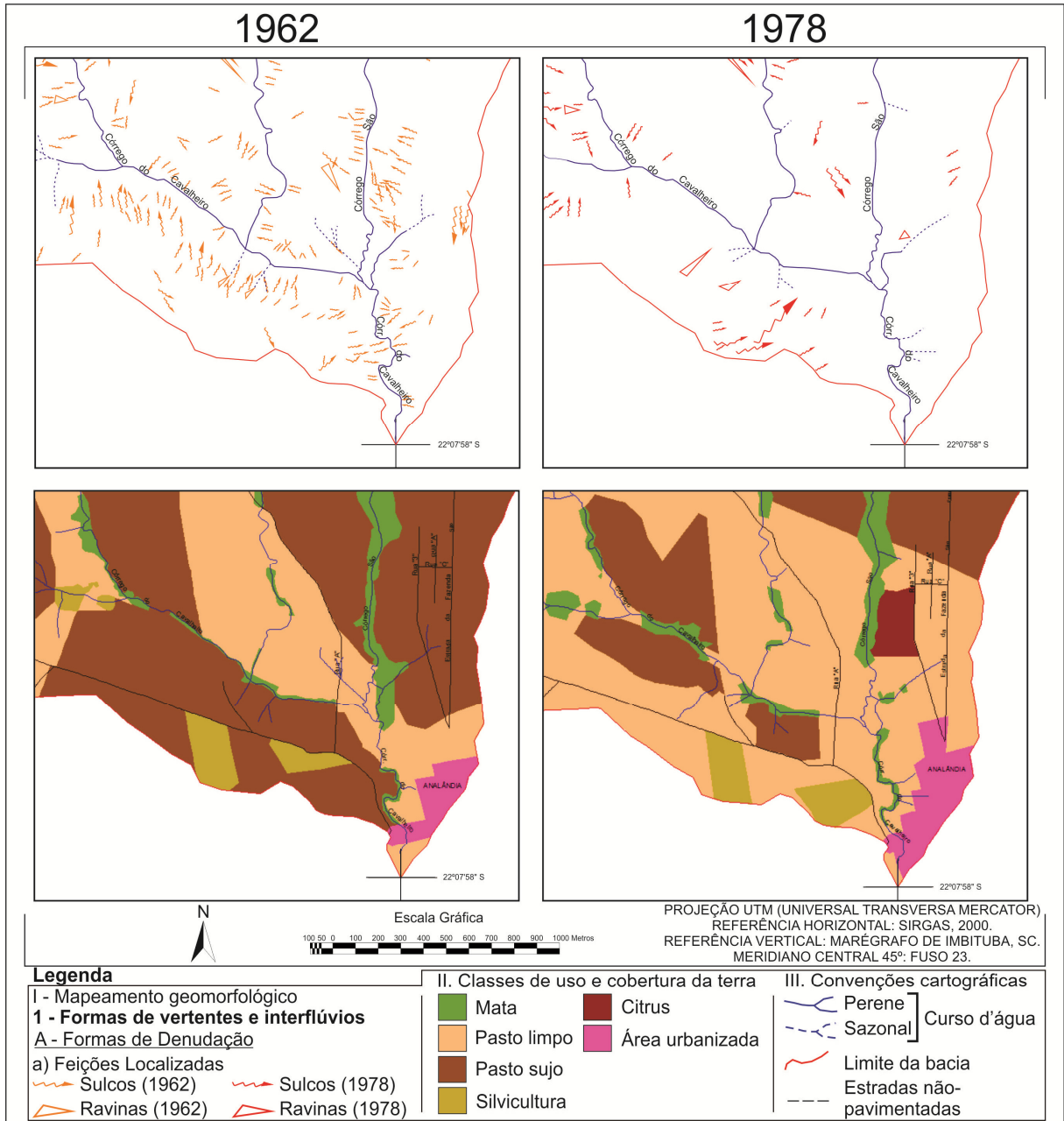
O terreno localizado no setor noroeste da área de estudo, em específico, entre um patamar estrutural e os trechos do curso d'água marcado por dois leques aluviais, apresenta conjuntura relativamente similar àquela descrita aos setores sudoeste e sudeste. A análise das cartas geomorfológicas de 1962 e 1978 (Apêndices N e O) evidencia a eliminação de sulcos ao mesmo tempo que houve a substituição da lavoura permanente por pasto limpo (Apêndices S e T). Embora o embasamento desse terreno seja composto pela formação Serra Geral, que tende a amenizar a dinâmica de processos erosivos por causa de sua maior compactação, a ocorrência de feições erosivas pode estar associada à variabilidade da declividade entre 20% a igual e superior a 45% (PINTON; CUNHA, 2007) e à presença do NEOSSOLO LITÓLICO.

Gráfico 4 - Evolução em porcentagem (%) da área ocupada pelas classes de uso e cobertura da terra da bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) no período de 1962 a 2013



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 20 - Mudanças morfológicas no geoindicador sulcos e a variação espacial das classes de uso e cobertura da terra no sudoeste e sudeste da bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) no período 1962-1978



Fonte: Elaborado pelo autor.

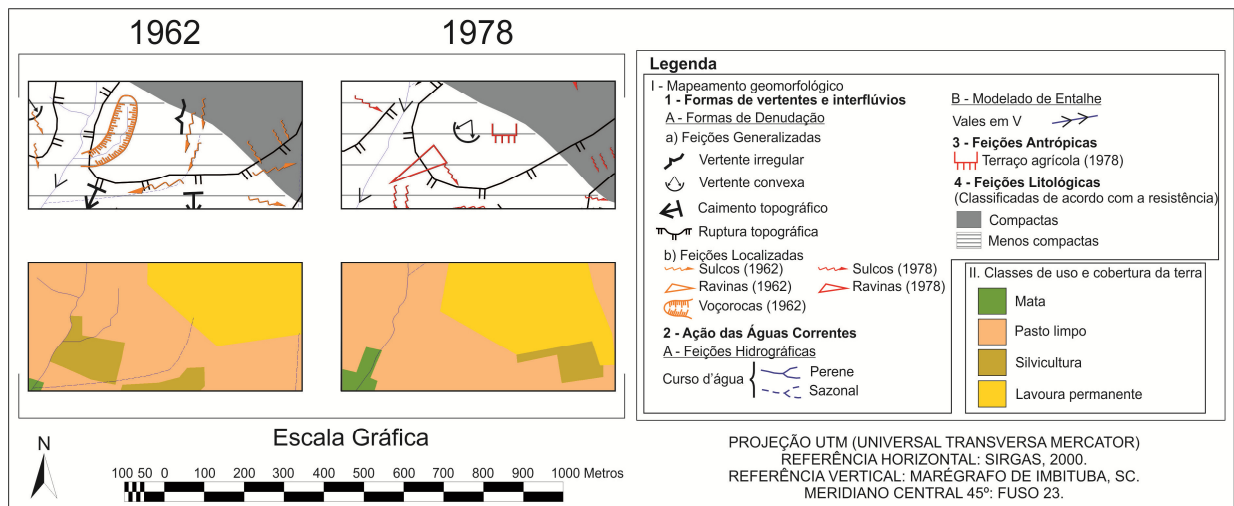
No que tange à interferência do uso da terra no comportamento das feições erosivas lineares do setor, destacam-se as peculiaridades do terreno a nordeste dos referidos leques aluviais. No cenário de 1962 (Apêndice N), o terreno apresentava sulcos que seguiam a orientação de um canal pluvial, delineando uma vertente irregular. Na carta geomorfológica de 1978 (Apêndice O), verificou-se que os sulcos e o canal pluvial foram suprimidos por terraços agrícolas, os quais podem ter favorecido na convexização da vertente.

A identificação de tal morfologia antropogênica demonstra a incorporação de um novo manejo relacionado às classes de uso da terra lavoura permanente e silvicultura, mantidas no terreno em ambos os cenários (Apêndices S e T). O emprego dessa técnica auxiliou na adequação dos plantios com a fragilidade local, sendo essa decorrente de discordância litopedológica (contato entre as formações Serra Geral e Santa Rita do Passa Quatro e classes de solo LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO e NEOSSOLO LITÓLICO) e declividade entre 5 e 20%, com predomínio da faixa de 5 a 12% (PINTON; CUNHA, 2007).

As limitações proeminentes desse terreno eram evidentes em face do manejo dos referidos usos da terra em 1962, pois além dos sulcos, havia uma voçoroca de grande extensão. No cenário de 1978, após a aplicação da técnica conservacionista, constatou-se a presença de uma ravina, caracterizando a amenização da degradação dos solos.

A Figura 21 ilustra a constituição da referida morfologia antropogênica e suas implicações às feições erosivas lineares e, ainda, a espacialização das classes de uso e cobertura da terra em cada cenário.

Figura 21 - Constituição de morfologia antropogênica e mudanças morfológicas nos geoindicadores sulcos e voçorocas em razão da variação espacial das classes de uso e cobertura da terra na área a nordeste dos leques aluviais no período 1962-1978



Fonte: Elaborado pelo autor.

As demais voçorocas da área de estudo que foram contidas nesse período estavam localizadas no oeste e noroeste em 1962 (Apêndice N). O controle dessas feições no cenário seguinte (Apêndice O) acompanhou a expansão das áreas de pasto limpo.

As ravinas foram exceção ao contexto descrito, pois houve um aumento no seu número total durante o período – de 13 em 1962 para 17 em 1978 (Gráfico 2). A análise da carta geomorfológica de 1962 indica que essas ravinas estavam concentradas no sudoeste e noroeste da área de estudo.

No sudoeste, o desenvolvimento de tais feições aparenta ter sido favorecido pela junção do pasto sujo (Apêndice S) com a formação Santa Rita do Passa Quatro, caracterizada por maior fragilidade em virtude de sua alta percentagem de areia. Em relação às feições registradas no noroeste, possivelmente foram definidas pelos elementos naturais que envolvem o setor, visto que o contato entre as formações Serra Geral e Botucatu, bem como a presença do NEOSSOLO LITÓLICO em faixa de declive de 30 a 45% (PINTON; CUNHA, 2007), facilitam a erosão.

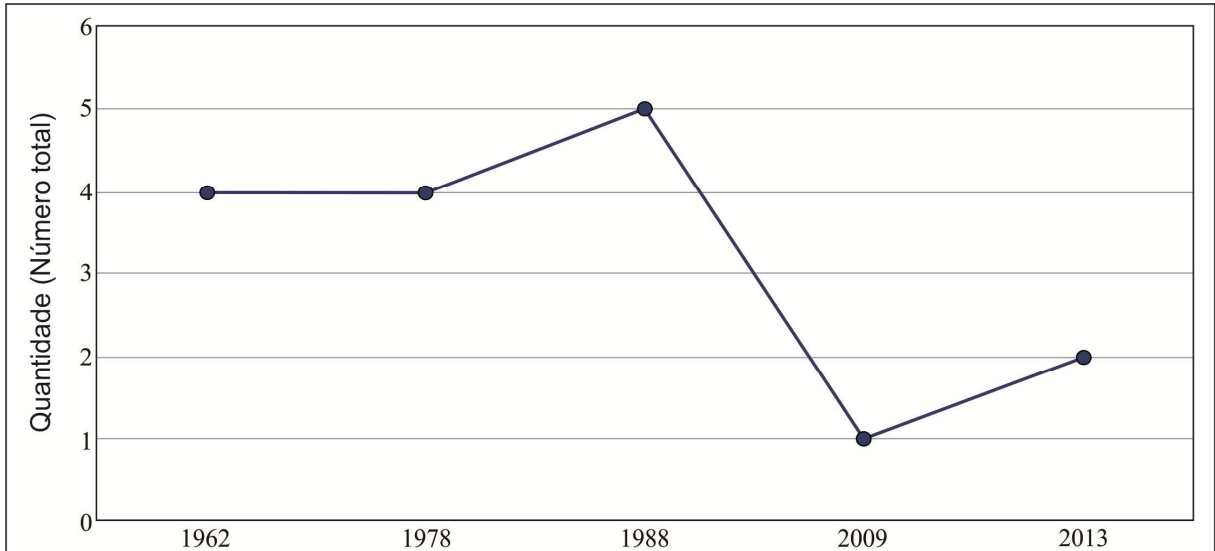
No cenário de 1978 (Apêndice O), verificou-se a contenção de parcela das ravinas identificadas no noroeste, e a manutenção daquelas do sudoeste, mesmo após a substituição do pasto sujo por pasto limpo (Apêndice T). Dessa forma, não é possível atribuir a exclusiva responsabilidade ao manejo da pastagem no controle dessa feição. O surgimento de um conjunto de ravinas no extremo leste da área de estudo, marcado pela permanência do pasto limpo no período 1962-1978, reforça a mencionada conjectura. Nesse setor, os contatos litopedológicos (formação Santa Rita do Passa Quatro – Formação Serra Geral; LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO – NEOSSOLOS LITÓLICOS) e a variação de declive, com predomínio das classes quantificadas nos valores de 12 a 20% e 30 a 45% (PINTON; CUNHA, 2007), podem ter incitado o processo erosivo linear.

A porção central da área de estudo também foi assinalada em 1978 por ravinas que não existiam em 1962. Nesse setor, a origem de tais feições se encontra mais relacionada à instituição de linhas de escoamento superficial em consequência de usos da terra que se mantiveram no período, referentes à lavoura permanente, pasto limpo e pasto sujo. Com exceção da formação Santa Rita do Passa Quatro, que apresenta maior fragilidade, a disposição do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO em terrenos com declividade de 5 a 12% (PINTON; CUNHA, 2007), diminui o risco de erosão do setor.

Em contrapartida ao contexto geral da redução de feições oriundas dos processos erosivos lineares entre os cenários de 1962 e 1978, registrou-se a manutenção do número total de leques aluviais (Gráfico 5) e, um pequeno aumento na quantia de colos topográficos

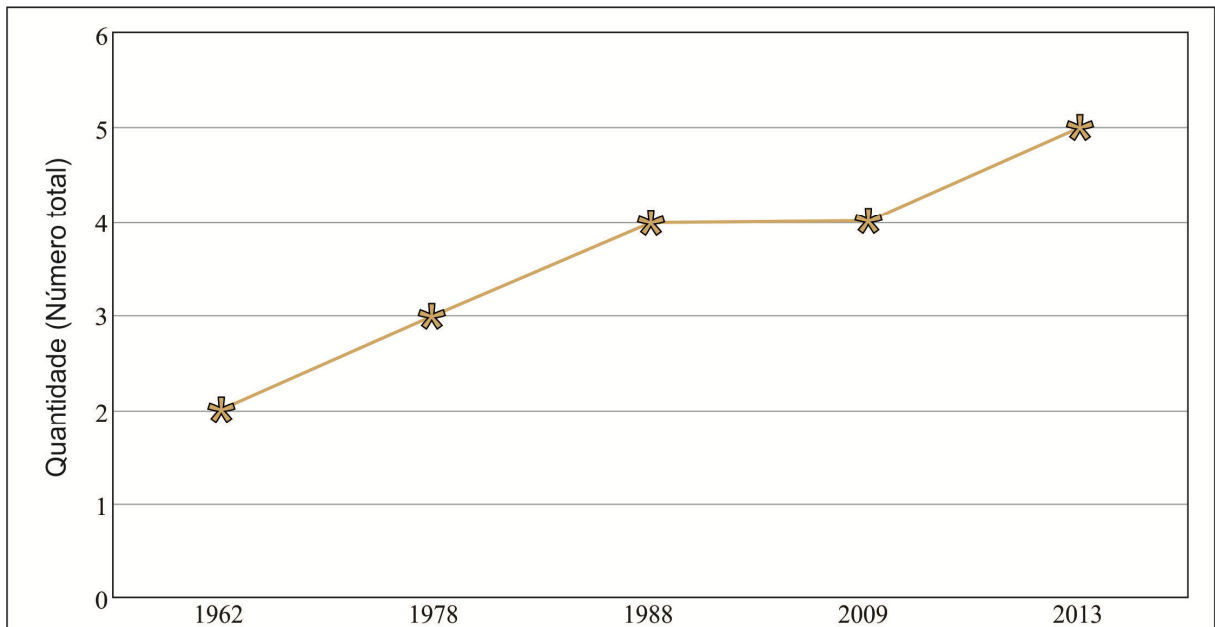
(Gráfico 6) e na extensão das rupturas topográficas (Gráfico 7). O comportamento desses geoindicadores demonstra a ocorrência moderada da erosão laminar.

Gráfico 5 - Evolução do geoindicador leques aluviais



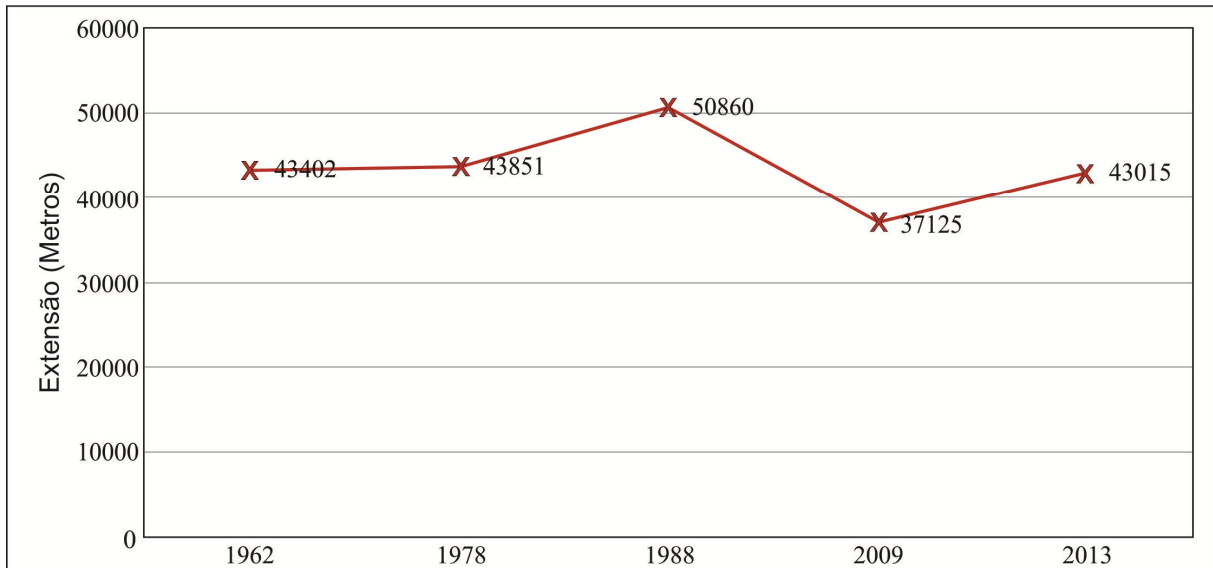
Fonte: Elaborado pelo autor.

Gráfico 6 - Evolução do geoindicador colos topográficos



Fonte: Elaborado pelo autor.

Gráfico 7 - Evolução do geoindicador rupturas topográficas



Fonte: Elaborado pelo autor.

O subsequente aumento das medidas desses geoindicadores no intervalo 1978-1988 e a diminuição concomitante nos valores dos parâmetros das feições erosivas lineares (Gráficos 2 e 3) indicam, respectivamente, uma aparente intensificação do processo erosivo laminar e a amenização da erosão linear. Essa conjuntura pode estar relacionada à dinâmica do uso e cobertura da terra no período, especialmente pela expansão das áreas ocupadas por mata e predomínio do pasto limpo (Gráfico 4).

Em relação ao aumento das áreas ocupadas por mata, acredita-se que esse pode ter sido decorrente da aplicação de dispositivos do antigo Código Florestal - Lei nº 4.771, de 15/09/1965⁵ (BRASIL, 1965), que definiram a obrigação de preservação e restauração da vegetação nativa nas margens de córregos e nascentes, e nas vertentes com declividade superior a 45°.

A recomposição da mata nas áreas previstas pela referida lei e, em outros setores da área de estudo (Apêndices T e U), foi acompanhada pela contenção de feições erosivas lineares (Apêndices O e P), com destaque para a supressão de voçorocas no noroeste e para a diminuição na quantidade de sulcos no oeste, leste, norte e sudoeste. Ressalta-se, ainda, a influência da mata e do pasto limpo na eliminação de ravinas no extremo leste.

No entanto, acredita-se que os arranjos espaciais que envolvem tais classes de uso e cobertura da terra auxiliaram na exposição dos materiais resultantes das intempéries locais aos processos erosivos laminares, pois a significativa extensão das rupturas topográficas no

⁵ Revogada pela Lei nº 12.651, de 25/05/2012 (BRASIL, 2012).

cenário de 1988 é proveniente de sua gênese e expansão no interior e entorno de parcelas consolidadas com pasto limpo e mata.

A única exceção ao contexto descrito foi identificada no sudeste da área de estudo, em específico, na margem esquerda do Córrego do São Francisco, cujas mudanças na configuração das rupturas topográficas no período 1978-1988 coincidiram com o desenvolvimento de morfologia antropogênica. A criação de taludes voltados ao nivelamento do terreno foi realizada com o intuito de favorecer a expansão da área urbana do município, que se manteve de forma gradual nos demais cenários (Apêndices V e X). De acordo com a análise do Gráfico 4, houve um aumento de 2,9% da área urbana entre 1988 e 2013 (2,7% para 5,6%).

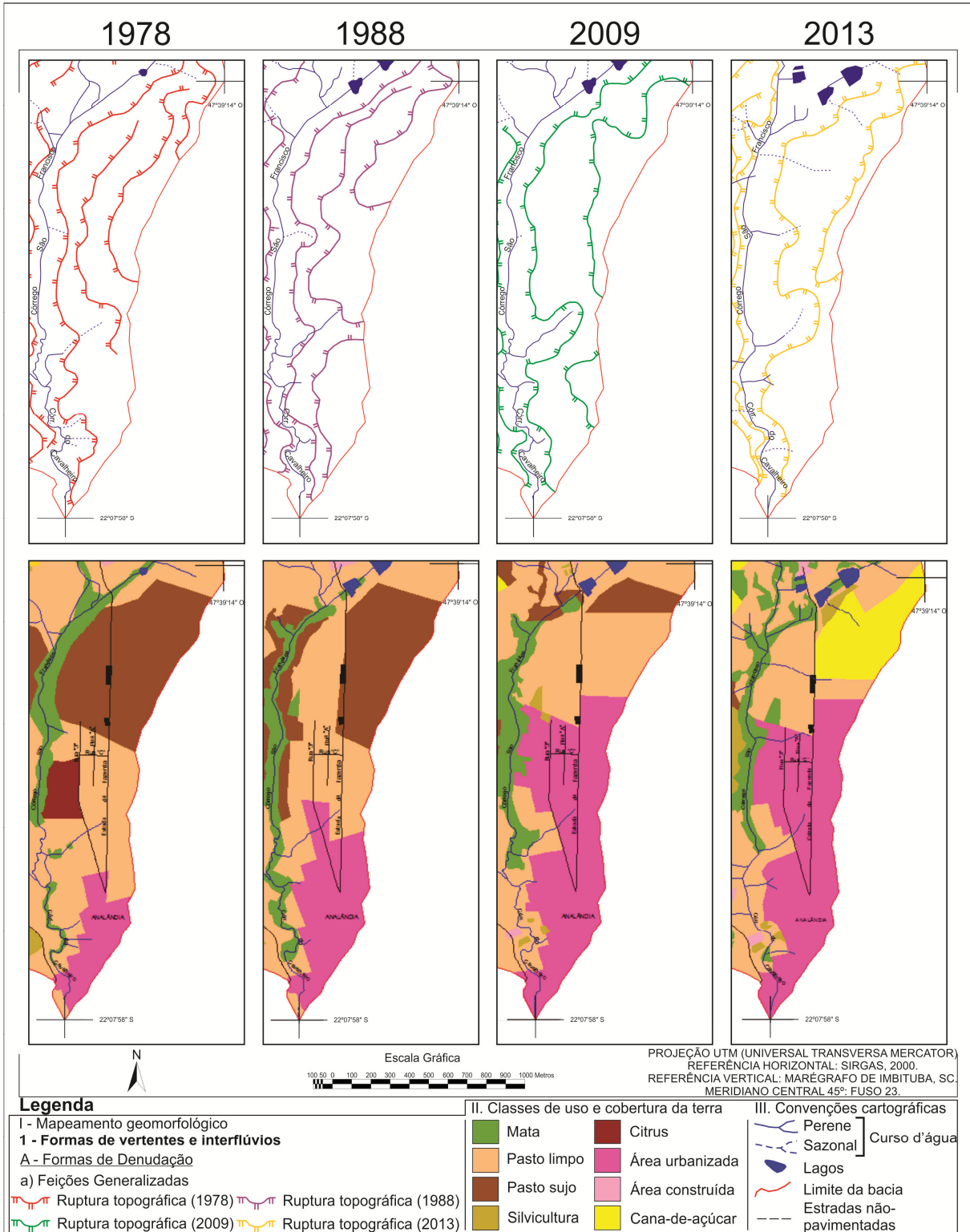
A avaliação das cartas geomorfológicas dos cenários de 1988, 2009 e 2013 (Apêndices P, Q e R) evidencia a manutenção de medidas corretivas direcionadas para a ampliação da área urbana neste setor. Ao longo desse intervalo de tempo, a redução na quantia de rupturas topográficas (4 em 1988 para 2 em 2013) resultou no aplainamento do relevo. A Figura 22 ilustra o estabelecimento da mencionada morfologia antropogênica proveniente de intervenções nas rupturas topográficas durante a expansão da área urbanizada entre 1978 e 2013.

A queda expressiva na extensão das rupturas topográficas no período 1988-2009 (Gráfico 7), acrescida da diminuição do número total de leques aluviais (Gráfico 5) e manutenção da quantia dos colos topográficos (Gráfico 6), sugerem a redução da intensidade da erosão laminar.

A introdução da cana-de-açúcar no período, ocupando 10,2% da área de estudo em 2009 (Gráfico 4), pode justificar a mencionada diminuição na extensão das rupturas topográficas, visto que esse cultivo é comumente realizado por meio da prática mecânica de terraceamento, a qual possibilita a descaracterização e, muitas vezes, a eliminação dessa feição geomorfológica.

A diminuição na quantidade dos leques aluviais (5 em 1988 para 1 em 2009), por sua vez, indica uma possível retomada erosiva dos cursos d'água envolvidos diretamente com tais feições, ou ainda decréscimo no fornecimento de sedimentos a montante desses cursos d'água. Essa última conjectura é invalidada ao considerar o aumento de feições erosivas lineares em 2009 no reverso cuneiforme (Apêndice Q), suposta área de origem do material que sustentava os quatro leques aluviais mapeados no noroeste da área de estudo em 1988 (Apêndice P).

Figura 22 - Constituição de morfologia antropogênica relacionada ao geoindicador rupturas topográficas decorrente da variação espacial da área urbanizada e demais classes de uso e cobertura da terra do sudeste da bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) no período 1978-2013



Fonte: Elaborado pelo autor.

Dessa forma, acredita-se que a maior carga de sedimentos destinada aos cursos d'água contribui para a erosão dos leques aluviais em razão do ganho de energia no transporte dessas partículas ao longo das escarpas de cuestas. Nir (1983) reforça tal asserção ao indicar que a erosão a jusante é mais intensa do que nas áreas de intervenção a montante, especialmente ao considerar o referido aumento da velocidade das partículas de sedimentos em sua trajetória.

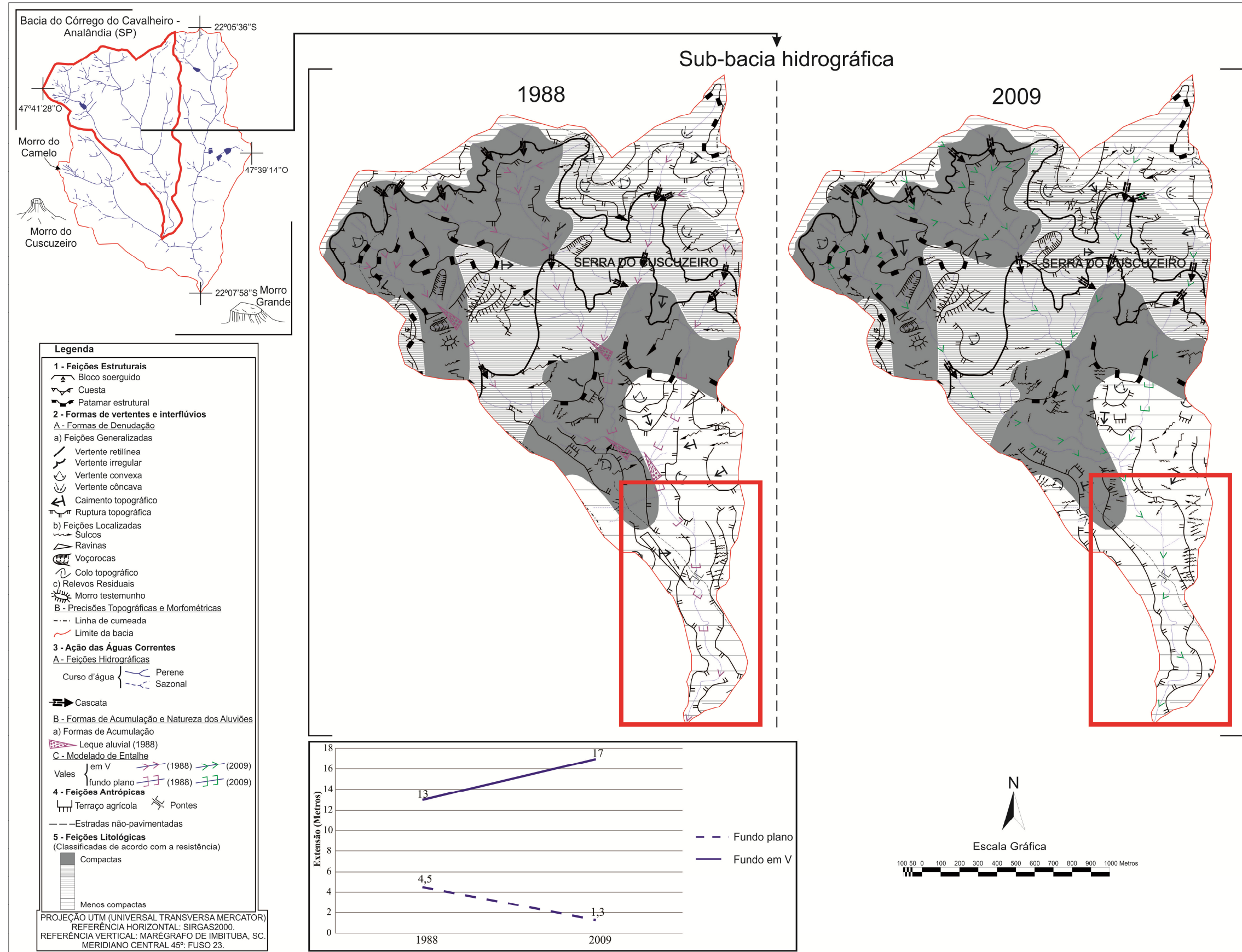
Além da descaracterização dos leques aluviais, essa dinâmica pode se constituir em uma das possíveis causas para a distinção entre um perfil erosivo em 2009 e deposicional em 1988 do sistema fluvial dessa sub-bacia do Córrego do Cavalheiro. No entanto, não se pode descartar a ocorrência de eventos associados às características morfoestruturais e climáticas da área de estudo na definição dos referidos perfis.

A constatação de um modelado de entalhe com vale em fundo v no cenário de 2009 em trecho a jusante dos leques aluviais identificados a noroeste em 1988, preteritamente mapeado com vale em fundo plano (Figura 23), confere indícios da influência antrópica no desenvolvimento dos referidos perfis. O aumento na extensão dos vales em v na sub-bacia diretamente envolvida com as referidas feições deposicionais de 13 metros para 17 metros e a conseqüente diminuição dos setores de vale em fundo plano (4,5 metros para 1,3 metros) reforçam o estabelecimento do perfil erosivo no cenário de 2009.

A mensuração do comprimento dos tipos de vales mostra o elevado potencial dessas formas para integrarem o conjunto de geoindicadores, mas restrito à identificação de particularidades acerca da dinâmica erosiva-deposicional de cursos d'água em sub-bacias hidrográficas de pequena extensão areal. O uso dessas formas como geoindicadores em sistemas de maior dimensão pode configurar generalizações na interpretação de seus processos morfodinâmicos.

Em contrapartida ao pressuposto de atenuação da erosão laminar no período 1988-2009, o aumento na quantidade e extensão dos sulcos e a manutenção do número total de voçorocas (Gráficos 2 e 3) indicam uma possível dinamização dos processos erosivos lineares. Esse contexto pode estar diretamente relacionado à diminuição de 5,3% da área coberta por matas (18,4% para 13,1%) e ao referido estabelecimento da cana-de-açúcar (Gráfico 4). O uso de maquinário no plantio dessa cultura tende a obliterar os sulcos, porém eles passam a ser organizados nos canais coletores que compõem os terraços agrícolas, caracterizados pela concentração do escoamento superficial.

Figura 23 - Mudanças na morfologia dos canais fluviais em sub-bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP) no período 1988-2009: ênfase no trecho a jusante dos antigos leques aluviais



Fonte: Elaborado pelo autor.

A espacialização das feições erosivas lineares em 2013 (Apêndice R) evidencia tal conjuntura, pois essas feições foram identificadas nas áreas submetidas ao cultivo da cana-de-açúcar (Apêndice X). Ressalta-se que o aumento na quantidade desses geoindicadores no período 2009-2013 (Gráfico 2) foi acompanhado pela ampliação da área cultivada com cana-de-açúcar (Gráfico 4). Além disso, o aumento no número total dos colos topográficos (Gráfico 6) e na extensão das rupturas topográficas (Gráfico 7) pode estar associado à adequação do terreno que compreende os canaviais.

Desta forma, admite-se a interferência do sistema de manejo desse uso da terra no desenvolvimento dos processos erosivos lineares e laminares, implicando em maior liberação de sedimentos para o sistema fluvial, que pode resultar na perda de seu potencial de transporte. O surgimento de um leque aluvial no período (Gráfico 5) expressa tal contexto, porém o número total (2) dessa feição em 2013 denota a possibilidade de saída do material desse sistema, iniciada entre os cenários de 1988 e 2009, quando foi constatada a queda em seu valor total. Nesta perspectiva, verifica-se que a energia do sistema é conduzida pelas características naturais da bacia do Córrego do Cavalheiro, as quais se mostraram susceptíveis à pressão exercida por atividades antrópicas.

De forma geral, as mudanças morfológicas quantificadas pelos geoindicadores estabelecidos nesta pesquisa demonstraram a interferência de mecanismos da fase antropogênica na evolução dos processos morfodinâmicos do relevo cuestasiforme.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise do conjunto de dados demonstrou que os processos denudativos do relevo cuestiforme no Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior) e no período antrópico recente se configuram de forma complexa, sendo interdependentes às flutuações paleoclimáticas regionais de curta duração; ao arranjo das feições geomorfológicas e morfoestruturais de âmbito local; e influenciados pela ação antrópica em curto intervalo temporal. Assim, admite-se que a sua dinâmica é cíclica e poligênica.

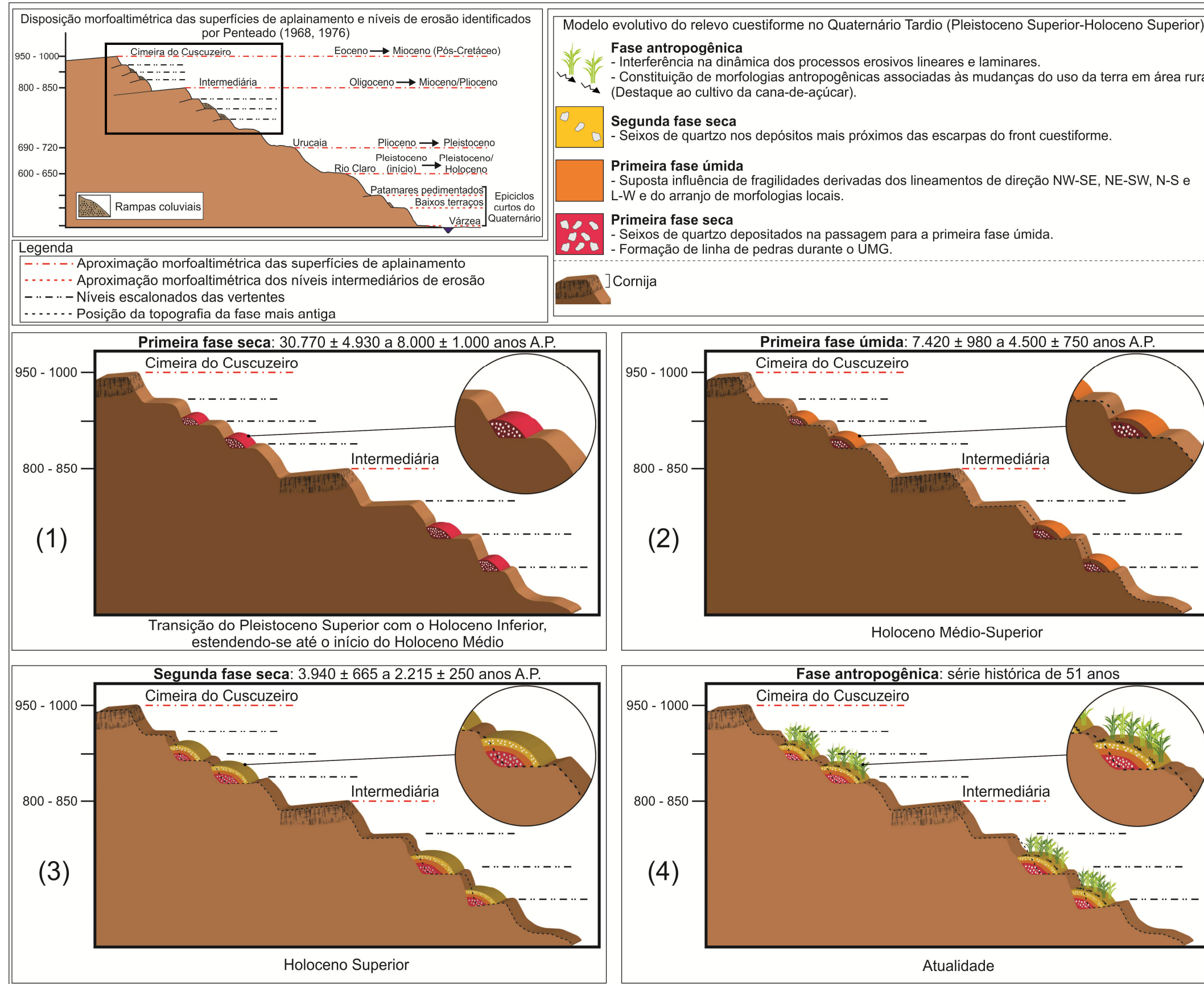
As idades obtidas por LOE dos episódios deposicionais permitiram o estabelecimento de uma cronologia absoluta dos processos denudativos associados à evolução das cuestras, especialmente aos epíclis erosivos provenientes das oscilações paleoclimáticas entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno Superior. Além disso, o conjunto de idades das camadas mais superficiais dos perfis coluviais amostrados, com valores entre 7.420 ± 980 a 2.215 ± 250 anos A.P., fornece indícios sobre a interferência de morfologias antropogênicas na morfodinâmica desse compartimento.

Na bacia do Córrego do Cavalheiro, a ausência de vestígios dos últimos 2.000 anos, acrescida da descaracterização das rampas coluvionares em razão das mudanças do uso da terra, indica a sobreposição da erosão acelerada. A ineficiência da datação dos sedimentos fluviais pelo método do ^{210}Pb na área de estudo dificultou a tentativa de dimensionar a intensidade dos processos morfodinâmicos sob os efeitos da intervenção antrópica. Entretanto, a quantificação das mudanças morfológicas numa série histórica de 51 anos mediante a concepção de geoindicadores corrobora a ação antropogênica condicionando a esculturação do relevo.

Nessa perspectiva, o modelo evolutivo do relevo cuestiforme entre o Pleistoceno Superior e o período antrópico recente foi composto por quatro fases, sintetizadas na Figura 24. Com o intuito de contribuir na interpretação da gênese e evolução das cuestras em âmbito regional, a Figura 24 ainda contempla as idades relativas e a disposição morfoaltimétrica das superfícies de aplainamento e níveis de erosão definidos por Penteadó (1968, 1976).

A análise da referida figura evidencia a convergência parcial das dimensões espaço-temporais da sequência denudativa e morfologias dessa pesquisa com aquelas da reconstituição paleogeomorfológica realizada por Penteadó (1968, 1976).

Figura 24 - Modelo de evolução do relevo cuestiforme no Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior) e no período antrópico recente



Fonte: Elaborado pelo autor e Danilo Ocanhas.

Assim, essa pesquisa pôde discernir formas de detalhe que expressam a atuação de sucessivos episódios denudativos quaternários na evolução das cuestas. As idades LOE e o posicionamento topográfico das rampas dos perfis coluviais datados testemunham a morfogênese sob os níveis escalonados das vertentes do relevo cuestiforme.

Apesar da aproximação topográfica com as superfícies de Cimeira do Cuscuzeiro e Intermediária (PENTEADO, 1968, 1976), a escala espacial das morfologias avaliadas e a abrangência temporal do método de datação adotado impossibilitaram a individualização de qualquer indício sobre as antigas fases de pediplanação.

Desta forma, como preconizado por Penteado (1976, p. 64), acredita-se que os vestígios dessas fases de aplainamento subsistem nos “blocos de canga”, ainda presentes no sopé das escarpas da segunda linha do front cuestiforme e no entorno de morros testemunhos.

Penteado (1968, 1976) assumia a necessidade de estudos sobre esses depósitos para elucidar a morfogênese do relevo cuestiforme. Contudo, a lacuna de informações acerca de seus significados no contexto da evolução das cuestas permanece até o presente momento. Neste sentido, considera-se que o desenvolvimento científico no período possibilite alternativas para a sua interpretação. As tecnologias atuais podem auxiliar na identificação e representação espacial desses depósitos, bem como na sistematização de bancos de dados que favoreçam análises integradas para a criação de modelos evolutivos. Para atender a este propósito, recomenda-se a incorporação de métodos de datação com maior abrangência temporal, entre os quais se destaca a aplicação de isótopos cosmogênicos. Apesar de uso incipiente no Brasil (LAUREANO et al., 2014), os estudos realizados com base nesse método têm se mostrado promissores para a mensuração de taxas de denudação e reconstituição plio-pleistocênica da paisagem (BRAUCHER et al., 1998; BRAUCHER et al., 2003; BRAUCHER et al., 2004; CHEREM et al., 2012; SALGADO et al., 2006; SALGADO et al., 2007; SALGADO et al., 2012; SHUSTER et al., 2012; WITTMANN et al., 2011).

Na presente pesquisa, a adoção de uma bacia hidrográfica de pequena dimensão dificultou o reconhecimento dos condicionantes que envolvem a reconstrução paleomorfogenética das cuestas, sendo necessária a ampliação da unidade espacial de análise nessa conjuntura. Desta forma, as propostas de estudo que visem esclarecer os processos de esculturação desse macrocompartimento numa escala de tempo geológico devem ser fundamentadas numa abordagem de âmbito regional. Em contrapartida, a utilização da bacia hidrográfica do Córrego do Cavalheiro subsidiou a interpretação da morfodinâmica no período antrópico recente.

Ressalta-se que as possibilidades de aplicação de outros métodos de datação absoluta em distintos materiais para integralizar a geocronologia da sequência denudativa do relevo cuestiforme com maior acurácia complementa a hipótese da presente pesquisa.

Em princípio, acreditava-se que a evolução dos processos morfogenéticos do relevo de cuestras no Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior-Holoceno Superior) e no período antrópico recente pudesse ser detalhada e compreendida por meio da datação absoluta de distintos depósitos sedimentares que envolvem a sua paisagem. No entanto, assim como exposto, apenas a datação por LOE do material coluvionar atestou esse pressuposto inicial. A datação dos sedimentos fluviais pelo método do ^{210}Pb , por sua vez, não se mostra viável para o detalhamento da fase antropogênica nas cuestras em razão do predomínio de coberturas sedimentares em sua composição litopedológica.

Por fim, considera-se que essa pesquisa se constitui como um novo esforço para a elucidação da complexidade dos processos morfogenéticos do relevo cuestiforme da Bacia Sedimentar do Paraná. Além disso, a avaliação da fase antropogênica por meio dos dados provenientes de geoindicadores específicos do meio rural colaborou com o desenvolvimento do arcabouço teórico-metodológico da Antropogeomorfologia, provendo ainda subsídios à orientação das atividades antrópicas da bacia hidrográfica do Córrego do Cavalheiro.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. A organização natural das paisagens inter e subtropicais brasileiras. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 41, p. 1-39, 1973.
- _____. Regiões de Circundesnudação pós-cretácea, no Planalto Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n. 1, p. 3-21, mar. 1949.
- _____. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 18, p. 1-23, 1969.
- AITKEN, M. J. **An introduction to optical dating**: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence. Oxford: Oxford University Press, 1998.
- ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim IGC**, São Paulo, n. 41, p. 167-262, 1964.
- ANDERSON, J. R. et al. **Sistema de classificação do uso da terra e do revestimento do solo para utilização com dados de sensores remotos**. Rio de Janeiro: IBGE, 1979.
- APPLEBY, P. G.; OLDFIELD, F. Application of lead-210 to sedimentation studies. In: IVANOVICH, M.; HARMON, R. S. (Eds.). **Uranium-series disequilibrium**: applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences. 2 ed. New York: Oxford, 1992. p. 731-778.
- _____. The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. **Catena**, v. 5, n. 1, p. 1-8, abr. 1978.
- BASKARAN, M. et al. Pu, ^{137}Cs and excess ^{210}Pb in Russian Arctic sediments. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 140, n. 1, p. 243-257, maio 1996.
- BASKARAN, M.; NAIDU, A. S. ^{210}Pb -derived chronology and the fluxes of ^{210}Pb and ^{37}Cs isotopes into continental shelf sediments, East Chukchi Sea, Alaskan Arctic. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 59, n. 21, p. 4435-4448, nov. 1995.
- BATEZELLI, A. **Análise da sedimentação cretácea no triângulo mineiro e sua correlação com áreas adjacentes**. 2003. 183 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.
- _____. **Redefinição litoestratigráfica da unidade Araçatuba e da sua extensão regional na Bacia Bauru no Estado de São Paulo**. 1998. 105 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1998.
- BENNINGER, L. K. et al. Effects of biological sediment mixing on the ^{210}Pb chronology and trace metal distribution in a Long Island Sound sediment core. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 43, n. 2, p. 241-259, maio 1979.
- BIGARELLA, J. J. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do carbono 14. **Paleoclimas**, São Paulo, n. 1, p. 1-22, 1971.

BOIN, M. N. **Chuvvas e erosões no Oeste Paulista: uma análise climatológica aplicada**. 2000. 264 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

BONOTTO, D. M.; LIMA, J. L. N. de. ²¹⁰Pb-derived chronology in sediment cores evidencing the anthropogenic occupation history at Corumbataí River basin, Brazil. **Environmental Geology**, v. 50, n. 4, p. 595-611, jul. 2006.

BRASIL. Decreto nº 76.470, de 16 de outubro de 1975. Cria o Programa Nacional de Conservação dos Solos - P.N.C.S., e dá outras providências. **Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil**, Brasília, DF, 17 out. 1975b. Disponível em: <<http://www2.camara.leg.br/legin/fed/decret/1970-1979/decreto-76470-16-outubro-1975-425065-publicacaooriginal-1-pe.html>>. Acesso em: 9 jan. 2016.

_____. Decreto nº 77.775, de 08 de junho de 1976. Regulamenta a Lei nº 6.225, de 14 de julho de 1975, que dispõe sobre discriminação, pelo Ministério da Agricultura, de regiões para execução obrigatória de planos de proteção ao solo e de combate à erosão, e dá outras providências. **Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil**, Brasília, DF, 09 jun. 1976. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/decreto/Antigos/D77775.htm>. Acesso em: 9 jan. 2016.

_____. Decreto nº 94.076, de 05 de março de 1987. Institui o Programa Nacional de Microbacias Hidrográficas e dá outras providências. **Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil**, Brasília, DF, 06 mar. 1987. Disponível em: <<http://www2.camara.leg.br/legin/fed/decret/1980-1987/decreto-94076-5-marco-1987-444426-publicacaooriginal-1-pe.html>>. Acesso em: 9 jan. 2016.

_____. Lei nº 12.651, de 25 de maio de 2012. Dispõe sobre a proteção da vegetação nativa; altera as Leis nºs 6.938, de 31 de agosto de 1981, 9.393, de 19 de dezembro de 1996, e 11.428, de 22 de dezembro de 2006; revoga as Leis nºs 4.771, de 15 de setembro de 1965, e 7.754, de 14 de abril de 1989, e a Medida Provisória nº 2.166-67, de 24 de agosto de 2001; e dá outras providências. **Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil**, Brasília, DF, 28 maio 2012. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_Ato2011-2014/2012/Lei/L12651.htm#art83>. Acesso em: 9 jan. 2015.

_____. Lei nº 4.771, de 15 de setembro de 1965. Institui o novo Código Florestal. **Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil**, Brasília, DF, 28 set. 1965. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/LEIS/L4771.htm>. Acesso em: 9 jan. 2016.

_____. Lei nº 6.225, de 14 de julho de 1975. Dispõe sobre discriminação, pelo Ministério da Agricultura, de regiões para execução obrigatória de planos de proteção ao solo e de combate à erosão e dá outras providências. **Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil**, Brasília, DF, 15 jul. 1975a. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/L6225.htm>. Acesso em: 9 jan. 2016.

_____. Ministério do Desenvolvimento, Indústria e Comércio Exterior. 2015. **Balança comercial brasileira: Janeiro 2015 – 4ª semana**. Disponível em: <<http://www.mdic.gov.br/sitio/interna/interna.php?area=5&menu=567>>. Acesso em: 26 jan. 2015.

BRAUCHER, R. et al. Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . **Earth and Planetary Science Letters**, v. 163, n. 1-4, p. 197-205, nov. 1998.

_____. In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 211, n. 3-4, p. 251-258, jun. 2003.

_____. Stone-line formation processes documented by in situ-produced ^{10}Be distribution, Jardim River basin, DF, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 222, n. 2, p. 645-651, maio. 2004.

BRINO, W. C. **Contribuição à definição climática da Bacia do Corumbataí e adjacências (SP), dando ênfase à caracterização dos tipos de tempo**. 1973. 119 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro, 1973.

CAMARGO, O. A. de. et al. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agrônomo de Campinas**. Campinas: Instituto Agrônomo, 2009. (Boletim técnico, 106, Edição revista e atualizada).

CARPENTER, R. et al. Mixing and cycling of uranium, thorium and ^{210}Pb in Puget Sound sediments. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 48, n. 10, p. 1949-1963, out. 1984.

CERON, A. O.; DINIZ, J. A. F. O uso das fotografias aéreas na identificação das formas de utilização agrícola da terra. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, ano 28, n. 2, p. 161-173, abr./jun. 1966.

CHEREM, L. F. S. et al. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 173-174, p. 118-127, nov. 2012.

CHRISTOFOLETTI, A. **Análise de sistemas em Geografia**. São Paulo: Hucitec, 1979.

CLIMAP PROJECT MEMBERS. The surface of the Ice-Age Earth. **Science**, v. 191, n. 4232, p. 1131-1137, mar. 1976.

COLMAN, S. M.; PIERCE, K. L.; BIRKELAND, P. W. Suggested terminology for Quaternary dating methods. **Quaternary Research**, v. 28, n. 2, p. 314-319, set. 1987.

COLTRINARI, L. Mudanças ambientais globais e geoindicadores. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 28, n. 2, p. 307-314, maio/ago. 2002.

COLTRINARI, L.; McCALL, G. J. H. Geoindicadores: ciências da Terra e mudanças ambientais. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v. 9, p. 5-11, 1995.

CONCEIÇÃO, F. T. da. **O uso do chumbo-210 para a avaliação das taxas de sedimentação em área com intervenção antrópica na baixa bacia do Rio Piracicaba (SP)**. Rio Claro: Instituto de Geociência e Ciências Exatas – UNESP, 2011. Projeto de Pesquisa – Auxílio Regular de Pesquisa apresentado para a FAPESP, processo nº 2011/0040-7.

CONCEIÇÃO, F. T.; NAVARRO, G. R. B.; SILVA, A. M. Anthropogenic influences on Cd, Cr, Cu, Ni, Pb and Zn concentrations in soils and sediments in a watershed with sugar cane crops at São Paulo State, Brazil. **International Journal of Environmental Research**, v. 7, n. 3, p. 551-560, 2013.

COOKE, R. U.; DOORNKAMP, J. C. **Geomorphology in environmental management**. New York: Oxford, 1990.

CORRÊA, A. C. de B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. 2001. 386 f. Tese (Doutorado em Organização do Espaço) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

CORRÊA, A. C. de B.; ESPÍNDOLA, C. R.; MENDES, I. A. Avaliação da dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil com base no método de datação da luminescência opticamente estimulada (LOE). In: GERARDI, L. H. de O.; MENDES, I. A. (Orgs.). **Do natural, do Social e de suas interações: visões geográficas**. Rio Claro: AGETEO, 2002. p. 41-58.

CORRÊA, A. C. de B.; SILVA, D. G. da; MELO, J. S. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do quaternário tardio no semi-árido nordestino. **Mercator**, Fortaleza, v. 7, n. 14, p. 99-125, jul./dez. 2008.

COTTAS, L. R.; BARCELOS, J. H. Novas considerações sobre a região de Itaqueri da Serra. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1981, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBG, 1981. p. 70-76.

CRUSIUS, J.; ANDERSON, R. F. Immobility of ^{210}Pb in Black Sea sediments. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 55, n. 1, p. 327-333, jan. 1991.

CUNHA, C. M. L. da. **A cartografia do relevo no contexto da gestão ambiental**. 2001. 128 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

_____. A influência da morfoestrutura na disposição de morros testemunhos: o caso do setor de cuevas de Analândia (SP). **Revista Geonorte**, Manaus, Edição Especial 4, v. 10, n. 6, p. 105-110, 2014.

_____. **Análise da dinâmica do uso da terra e suas interferências no sistema fluvial**. Rio Claro: Instituto de Geociência e Ciências Exatas – UNESP, 2011. Relatório de Pesquisa apresentado para a CNPQ, processo nº 400085/2009 – EDITAL MCT/CNPQ 02/2009 – CIÊNCIAS HUMANAS, SOCIAIS E SOCIAIS APLICADAS.

CUNHA, C. M. L. da; AGUILAR, R. L.; PINTON, L. de G. Cartografia morfométrica do relevo: uma discussão sobre técnicas e possibilidades para a análise morfoestrutural. In: ENCUESTRO DE GEÓGRAFOS DE AMÉRICA LATINA, 15., 2015, Havana. **Anais...** Havana: Universidad de La Habana, 2015. p. 1-10.

CUNHA, C. M. L. da; PINTON, L. de G. A cartografia das restrições legais ao uso da terra a partir de parâmetros da legislação ambiental. **CLIMEP**, Rio Claro, v. 4, n. 1, p. 29-52, jul./dez. 2009.

DIAS, R. L.; PEREZ FILHO, A. Geocronologia de terraços fluviais na bacia hidrográfica do Rio Corumbataí-SP a partir de luminescência opticamente estimulada (LOE). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p. 341-349, abr./jun. 2015.

EAKINS, J. D.; MORRISON, R. T. A new procedure for the determination of Lead-210 in lake and marine sediments. **International Journal of Applied Radiation and Isotopes**, v. 29, n. 9-10, p. 531-536, out. 1978.

ELIAS, S. A. History of Quaternary science. In: _____ (Ed.). **Encyclopedia of Quaternary science**. 2. ed. Amsterdam: Elsevier, 2013. p. 10-18.

ERIKSSON, M. G.; OLLEY, J. M.; PAYTON, R. W. Soil erosion history in central Tanzania based on OSL dating of colluvial and alluvial hillslope deposits. **Geomorphology**, v. 36, n. 1-2, p. 107-128, dez. 2000.

FACINCANI, E. M. **Influência da estrutura e tectônica no desenvolvimento das boçorocas da região de São Pedro, SP**: proposta de reabilitação e aspectos jurídico-institucionais correlatos. 1995. 124 f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1995.

_____. **Morfotectônica da depressão periférica paulista e cuesta basáltica**: regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba, SP. 2000. 222 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

FAIRBRIDGE, R. W. **The encyclopedia of geomorphology**. New York: Reinhold, 1968.

FUCHS, M.; FISCHER, M.; REVERMAN, R. Colluvial and alluvial sediment archives temporally resolved by OSL dating: implications for reconstructing soil erosion. **Quaternary Geochronology**, v. 5, n. 2-3, p. 269-273, abr./jun. 2010.

FUCHS, M.; LANG, A. Luminescence dating of hillslope deposits - A review. **Geomorphology**, v. 109, n. 1-2, p. 17-26, ago. 2009.

FUJITA, R. H. **Geomorfologia e evolução quaternária da calha do alto Rio Paraná, no segmento livre de barramentos, entre os reservatórios de Porto Primavera e Itaipu**. 2014. 110 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2014.

GARCÍA-ORELLANA, J. Determinación de ^{210}Pb y otros radionúclidos. In: SANCHEZ-CABEZA, J. A.; DÍAZ-ASENCIO, M.; RUIZ-FERNÁNDEZ, A. C. **Radiocronología de sedimentos costeros utilizando ^{210}Pb** : modelos, validación y aplicaciones. Viena: OIEA, 2012. p. 21-28.

GARCÍA-ORELLANA, J.; SANCHEZ-CABEZA, J. A. El ^{210}Pb como trazador de procesos ambientales. In: SANCHEZ-CABEZA, J. A.; DÍAZ-ASENCIO, M.; RUIZ-FERNÁNDEZ, A. C. **Radiocronología de sedimentos costeros utilizando ^{210}Pb** : modelos, validación y aplicaciones. Viena: OIEA, 2012. p. 4-9.

GOLDBERG, E. D. et al. A pollution history of Chesapeake bay. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 42, n. 9, p. 1413-1425, set. 1978.

GOLDBERG, E. D. Geochronology with ^{210}Pb . In: SYMPOSIUM ON RADIOACTIVE DATING, 1963, Vienna, Austria. **Proceedings...** Vienna: International Atomic Energy Agency, 1963. p. 121-131.

GOUDIE, A. Human influence in geomorphology. **Geomorphology**, v. 7, n. 1-3, p. 37-59, jul. 1993.

GRADSTEIN, F. M. et al. A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. **Episodes**, v. 27, n. 2, p. 83-100, jun. 2004.

GUERREIRO, R. L. et al. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments in ponds and alluvial sediments of Upper Paraná River, Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, Porto Alegre, v. 16, n. 1, p. 39-49, jan./abr. 2013.

GUPTA, A. Geoindicators for tropical urbanization. **Environmental Geology**, v. 42, n. 7, p. 736-742, out. 2002.

GUTIÉRREZ, F.; LUCHA, P.; GALVE, J. P. Reconstructing the geochronological evolution of large landslides by means of the trenching technique in the Yesa Reservoir (Spanish Pyrenees). **Geomorphology**, v. 124, n. 3-4, p. 124-136, dez. 2010.

HAFF, P. K. Neogeomorphology, prediction, and the anthropic landscape. In: WILCOCK, P. R.; IVERSON, R. M. (Eds.). **Prediction in geomorphology**. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 2003. p. 15-26.

HE, Q.; WALLING, D. E. Interpreting particle size effects in the adsorption of ^{137}Cs and unsupported ^{210}Pb by mineral soils and sediments. **Journal of Environmental Radioactivity**, v. 30, n. 2, p. 117-137, 1996.

HUGHES, P. D. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: the roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. **Geomorphology**, v. 123, n. 3-4, p. 189-199, nov. 2010.

HUNTLEY, D. J.; GODFREY-SMITH, D. I.; THEWALT, M. L. W. Optical dating of sediments. **Nature**, v. 313, p. 105-107, jan. 1985.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **Carta Topográfica Corumbataí (Folha SF-23-Y-A-I-2)**. Rio de Janeiro: IBGE, 1971. Escala 1:50.000.

_____. **Manual técnico de uso da terra**. 3. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2013.

INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY – ICS. **International chronostratigraphic chart**. 2016. Disponível em: <<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2016-04.jpg>>. Acesso em: 19 jun. 2016.

IVANOVICH, M. The phenomenon of radioactivity. In: IVANOVICH, M.; HARMON, R. S. (Eds.). **Uranium-series disequilibrium: applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences**. 2 ed. New York: Oxford, 1992. p. 1-33.

IVANOVICH, M.; HARMON, R. S. (Eds.). **Uranium-series disequilibrium: applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences**. 2 ed. New York: Oxford, 1992.

JABUR, I. C. **Análise paleoambiental do Quaternário Superior na bacia hidrográfica do Alto Paraná**. 1992. 184 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1992.

KAMP JR., U.; HASERODT, K.; SHRODER JR.; J. F. Quaternary landscape evolution in the eastern Hindu Kush, Pakistan. **Geomorphology**, v. 57, n. 1-2, p. 1-27, jan. 2004.

KOFFLER, N. F. et al. **Solos da bacia do Rio Corumbataí**. Rio Claro: Departamento de Cartografia e Análise da Informação Geográfica - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 1992. Escala: 1:50.000.

KÖPPEN, W.; GEIGER, R. **Klimate der Erde**. Gotha: Klett-Perthes, 1954. 1:16.000.000.

KRISHNASWAMY, S. et al. Geochronology of lake sediments. **Earth and planetary science letters**, v. 11, n. 1-5, p. 407-414, maio/ago. 1971.

LADEIRA, F. S. B.; SANTOS, M. dos. O uso de paleossolos e perfís de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: o caso da Serra de Itaqueri (SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 2, p. 3-20, 2005.

LAMBIM, E. F. et al. The causes of land-use and land-cover change: moving beyond the myths. **Global Environmental Change: Human and Policy Dimensions**, Norwich, v. 11, n. 4, p. 261-269, dez. 2001.

LANG, A.; MAUZ, B. Towards chronologies of gully formation: optical dating of gully fill sediments from Central Europe. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 19-20, p. 2666-2675, out. 2006.

LAUREANO, F. V. et al. Datação de soterramento utilizando os isótopos cosmogênicos ^{10}Be e ^{26}Al : síntese metodológica e breve revisão de suas aplicações em geociências. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 22, n. 2, p. 18-27, 2014.

MANABE, S.; HAHN, D. G. Simulation of the tropical climate of an ice age. **Journal of Geophysical Research**, v. 82, n. 27, p. 3889-3911, set. 1977.

MARTIN, L. et al. Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. **Boletim IG-USP**, São Paulo, Publicação Especial, n. 4, p. 1-161, set. 1986.

MEIS, M. R. M.; MONTEIRO, A. M. F. Upper Quaternary "rampas", Doce River valley, Southeastern Brazilian plateau. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 23, n. 2, p. 132-151, 1979.

MEIS, M. R. M.; MOURA, J. R. S. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: Southeastern Brazilian Plateau. **American Journal of Science**, v. 284, n. 3, p. 241-254, mar. 1984.

MELO, J. S. **Dinâmica geomorfológica do ambiente de encosta em Belo Jardim – PE: uma análise a abordagem a partir da perspectiva morfoestratigráfica aplicada aos depósitos colúviais**. 2008. 114 f. Dissertação (Mestrado em Regionalização e Análise Regional) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2008.

MELO, M. S. de et al. Processos e produtos morfogenéticos continentais. In: SOUZA, C. R. de O. et al. (Orgs.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 258-275.

MISSURA, R. **Bacia do Riacho Pioré-PE, análise morfotectônica e morfoestratigráfica.** 2013. 196 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2013.

MONTEIRO, C. A. de F. **A dinâmica climática e as chuvas no Estado de São Paulo – estudo geográfico sob forma de atlas.** São Paulo: Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, 1973.

MOROZ-CACCIA GOUVEIA, I. C. **Da originalidade do sítio urbano de São Paulo às formas antrópicas:** aplicação da abordagem da Geomorfologia Antropogênica na Bacia Hidrográfica do Rio Tamanduateí, na Região Metropolitana de São Paulo. 2010. 363 f. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Ciências Humanas e Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

MOURA, J. R. da S. de et al. O limite Pleistoceno-Holoceno no médio vale do rio Paraíba do Sul. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 4., 1993, São Paulo. **Resumos...** São Paulo: ABEQUA, 1993, p. 15-16. Disponível em: <http://www.abequa.org.br/trabalhos/anais_1993.pdf>. Acesso em: 9 jan. 2016.

MOURA, J. R. da S. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da (Orgs.). **Geomorfologia:** uma atualização de bases e conceitos. 9. ed. Rio de Janeiro: Bertrand, 2009. p. 335-364.

MUTZEMBERG, D. da S. **Gênese e ocupação pré-histórica do sítio arqueológico Pedra do Alexandre:** uma abordagem a partir da caracterização paleoambiental do vale do Rio Carnaúba-RN. 2007. 142 f. Dissertação (Mestrado em Arqueologia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2007.

NETO, J. L. S.; NERY, J. T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, C. R. de O. et al. (Orgs.). **Quaternário do Brasil.** Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 28-51.

NIR, D. **Man, a geomorphological agent:** an introduction to anthropic geomorphology. Jerusalem: Keter Publishing House, 1983.

OLIVEIRA, J. B. de. **Solos do Estado de São Paulo:** descrição das classes registradas no mapa pedológico. Campinas: Instituto Agrônomo, 1999. (Boletim Científico n. 45).

ONTIVEROS-CUADRAS, J. F. et al. Geochemical fractionation of ^{210}Pb in oxic estuarine sediments of Coatzacoalcos River, Gulf of Mexico. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 292, n. 3, p. 947-956, jun. 2012.

PAROLIN, M.; MEDEANIC, S.; STEVAUX, J. C. Registros palinológicos e mudanças ambientais durante o Holoceno de Taquarussu (MS). **Revista Brasileira de Paleontologia**, Porto Alegre, v. 9, n. 1, p. 137-148, jan./abr. 2006.

PENTEADO, M. M. **Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista.** 1968. 86 f. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro, 1968.

PENTEADO, M. M. **Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica Paulista**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1976. (Série teses e monografias, 22).

PILLANS, B. Proposal to redefine the Quaternary. **Episodes**, v. 27, n. 2, p. 127, 2004.

PINTON, L. de G. **A antropogeomorfologia na bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia/SP: uma avaliação da dinâmica do uso da terra e sua adequabilidade a legislação ambiental e a capacidade de uso**. 2011. 102 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geografia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2011.

PINTON, L. de G.; CUNHA, C. M. L. da. A carta de declividade como subsídio à análise da dinâmica pluvio-erosiva na bacia do Córrego do Cavalheiro - Analândia (SP). In: ENCONTRO NACIONAL DA ANPEGE, 7., 2007, Niterói, RJ. **Anais...** Niterói: Universidade Federal Fluminense, 2007. p. 1-3.

RAVICHANDRAN, M. et al. Geochronology of sediments in the Sabine-Neches estuary, Texas, U.S.A. **Chemical Geology** (Isotope Geoscience Section), v. 125, n. 3-4, p. 291-306, out. 1995.

RICCOMINI, C. Considerações sobre a posição estratigráfica e tectonismo deformador da formação Itaqueri na porção centro-leste do Estado de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 18, n. 1-2, p. 41-48, jan./dez. 1997.

ROBBINS, J. A. Geochemical and geophysical applications of radioactive lead isotopes. In: NRIAGU, J. O. (Ed.). **Biochemistry of lead in the environment**. Amsterdam: Elsevier, 1978. p. 285-393.

RODRIGUES, C. Avaliação do impacto humano da urbanização em sistemas hidrogeomorfológicos. Desenvolvimento e aplicação de metodologia na grande São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v. 20, p. 111-125, 2010.

_____. **Geomorfologia Aplicada: avaliação de experiências e de instrumentos de planejamento físico-territorial e ambiental brasileiros**. 1997. 299 f. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

_____. Morfologia original e morfologia antropogênica na definição de unidades espaciais de planejamento urbano: exemplo na metrópole paulista. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v. 17, p. 101-111, 2005.

ROSS, J. L. S. Análise Empírica da Fragilidade dos Ambientais Naturais e Antropizados. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v. 8, p. 63-74, 1994.

_____. Análises e sínteses na abordagem geográfica da pesquisa para o planejamento ambiental. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v. 9, p. 65-76, 1995.

RUIZ-FERNÁNDEZ, A. C.; DÍAZ-ASENCIO, M. Muestro de cores sedimentários. In: SANCHEZ-CABEZA, J. A.; DÍAZ-ASENCIO, M.; RUIZ-FERNÁNDEZ, A. C. **Radiocronología de sedimentos costeros utilizando ²¹⁰Pb: modelos, validación y aplicaciones**. Viena: OIEA, 2012. p. 10-20.

RUIZ-FERNÁNDEZ, A. C.; MULSOW, S. Análisis complementarios para interpretar perfiles de ^{210}Pb . In: SANCHEZ-CABEZA, J. A.; DÍAZ-ASENCIO, M.; RUIZ-FERNÁNDEZ, A. C. **Radiocronología de sedimentos costeros utilizando ^{210}Pb** : modelos, validación y aplicaciones. Viena: OIEA, 2012. p. 29-38.

SALGADO, A. A. R. et al. Denudation rates of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil): Preliminary results from measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogenic ^{10}Be . **Journal of Geochemical Exploration**, v. 88, n. 1-3, p. 313-317, jan./mar. 2006.

_____. Estimativa das taxas de erosão das terras altas da alta bacia do Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero: implicações para a evolução do relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 8, n. 2, p. 3-10, 2007.

_____. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da Quantificação das taxas de desnudação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 213-222, abr./jun. 2012.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **História ecológica da Terra**. São Paulo: Edgard Blücher, 1994.

SALLUN, A. E. M. et al. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 37, n. 2, p. 402-413, jun. 2007.

SANTSCHI, P. H. et al. Historical contamination of PAHs, PCBs, DDTs, and heavy metals in Mississippi River Delta, Galveston Bay and Tampa Bay sediment cores. **Marine Environmental Research**, v. 52, n. 1, p. 51-79, jul. 2001.

SÃO PAULO (Estado). Departamento de Águas e Energia Elétrica - DAEE. Banco de Dados Hidrológicos. **Chuva Mensal da estação pluviométrica D4-035 – Analândia (SP) – Série histórica 1937-2015**. 2015. Disponível em: <<http://www.hidrologia.dae.sp.gov.br/>>. Acesso em: 09 jan. 2016.

_____. Secretaria de Agricultura e Abastecimento. Coordenadoria da Pesquisa de Recursos Naturais. **Folha Geológica de Corumbataí (Folha SF-23-Y-A-I-2)**: Formações Geológicas de Superfície. Coordenação de Ruy Osório de Freitas. São Paulo: Instituto Geológico, 1984. Escala 1:50.000.

SELBY, M. J. **Hillslopes materials and processes**. Oxford: Oxford University press, 1993.

SHIMIZU, M. H. **Simulação do clima do último máximo glacial**: um experimento com um modelo estatístico-dinâmico. 2007. 90 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

SHUSTER, D. L. et al. Cosmogenic ^3He in hematite and goethite from Brazilian “canga” duricrust demonstrates the extreme stability of these surfaces. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 329-330, p. 41-50, maio. 2012.

SILVA, C. L. da. **Aspectos neotectônicos do médio Vale do Rio Moji-Guaçu**: região de Piraçununga. 1997. 169 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.

SILVA, D. G. da; CORRÊA, A. C. de B. Evolução paleoambiental dos depósitos de tanques em Fazenda Nova, Pernambuco – Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 2, n. 2, p. 43-56, maio/ago. 2009.

SILVA, J. de P. **Expansão urbana e evolução geomorfológica em remansos de reservatórios**: análise comparativa de duas bacias hidrográficas em Guarapiranga, São Paulo. 2005. 129 f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em Geologia. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 16, n. 32, p. 71-104, dez. 1976.

SOUZA, T. de A. de; OLIVEIRA, R. C. de. Avaliação da potencialidade de imagens tridimensionais em meio digital para o mapeamento geomorfológico. **Revista Geonorte**, Manaus, ed. Especial, v. 2, n. 4, p. 1348-1355, 2012.

STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, v. 72, n. 1, p. 73-85, out. 2000.

_____. **O Rio Paraná**: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR). 1994. 242 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994a.

_____. The upper Paraná River (Brazil): geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International**, v. 21, p. 143-161, 1994b.

STOKES, S. Luminescence dating applications in geomorphological research. **Geomorphology**, v. 29, n. 1-2, p. 153-171, ago. 1999.

STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Novas informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do Rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p. 191-199, abr./jun. 2015.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

SZABÓ, J. Anthropogenic geomorphology: subject and system. In: SZABÓ, J.; DÁVID, L.; LÓCZY, D. (Orgs.). **Anthropogenic geomorphology**: a guide to man-made landforms. New York: Springer, 2010. p. 3-10.

THOMAS, M. F.; THORP, M. B. Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. **Quaternary Science Review**, v. 14, n. 2, p. 193-207, 1995.

THOMAS, P. J.; NAGABHUSHANAM, P.; REDDY, D. V. Optically stimulated luminescence dating of heated materials using single-aliquot regenerative-dose procedure: a feasibility study using archaeological artefacts from India. **Journal of Archaeological Science**, v. 35, n. 3, p. 781-790, mar. 2008.

TRICART, J. **Principes et méthodes de la géomorphologie**. Paris: Masson, 1965.

TROPMAIR, H. Regiões ecológicas do Estado de São Paulo. **Biogeografia**, São Paulo, n. 10, 1975.

VENEZIANI, P. **Análise de movimentos da tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do espinhaço meridional (MG): uma correlação com processos evolutivos**. 1987. 186 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.

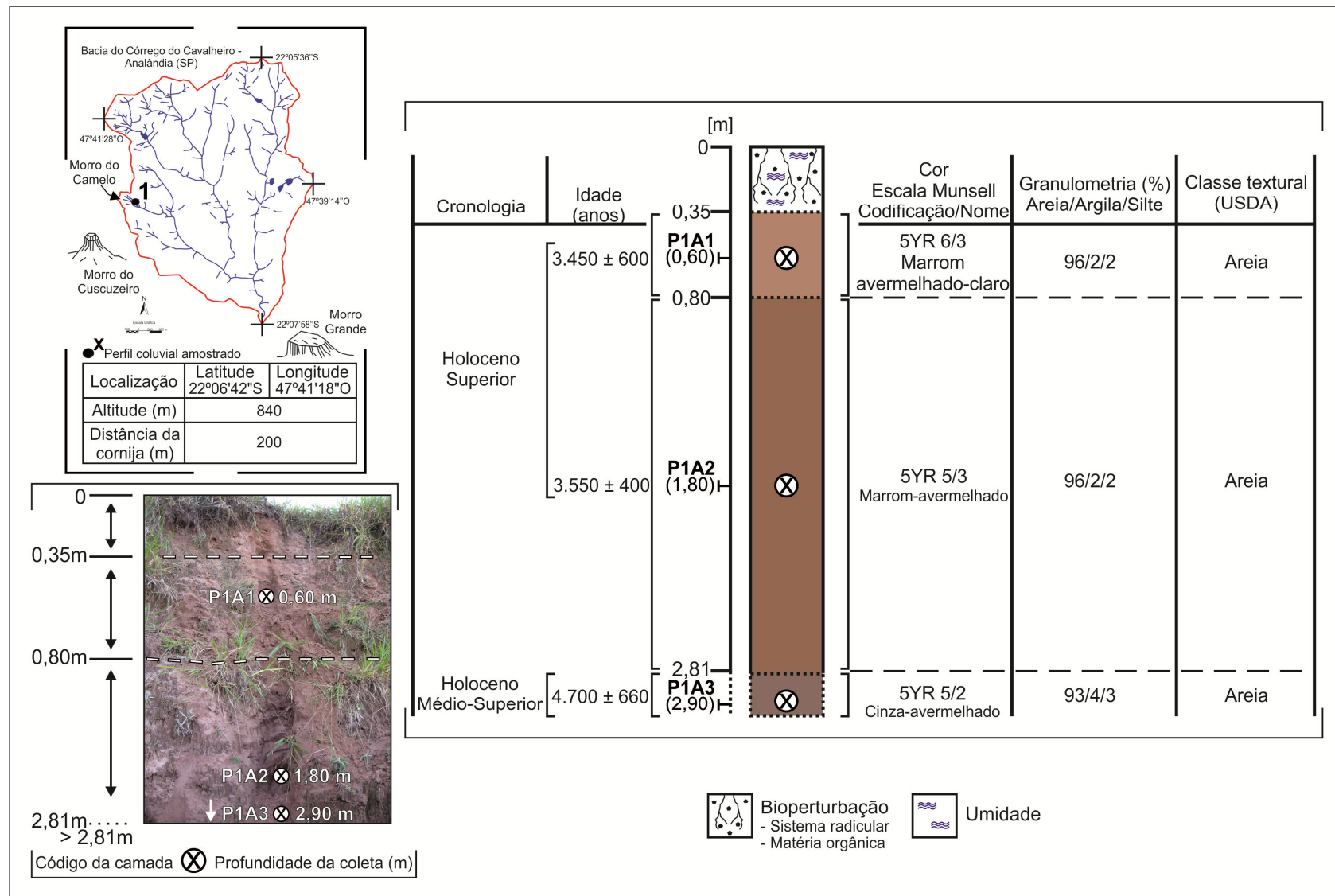
VERSTAPPEN, H. T.; ZUIDAM, R. A. van. **ITC System of geomorphological survey: manual ITC textbook**. Enschede, Holanda: ITC, 1975.

WAGNER, G. A. **Age determination of young rocks and artifacts: physical and chemical clocks in Quaternary geology and archaeology**. New York: Springer, 1998.

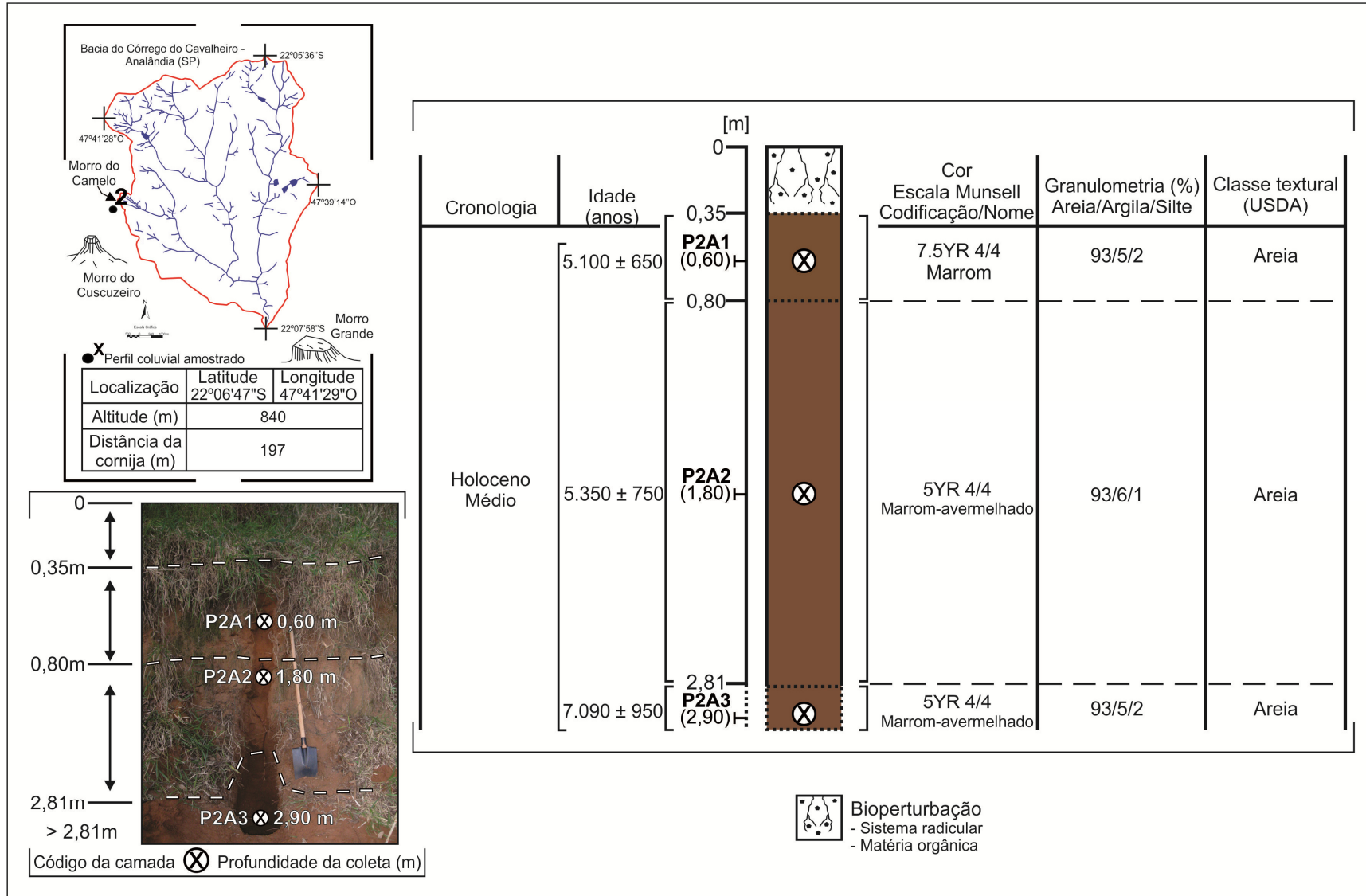
WALKER, M. J. C. et al. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). **Journal of Quaternary Science**, v. 27, n. 7, p. 649-659, out. 2012.

WITTMANN, H. et al. Sediment production and delivery in the Amazon River basin quantified by in situ-produced cosmogenic nuclides and recent river loads. **Geological Society of America Bulletin**, v. 123, n. 5-6, p. 934-950, maio 2011.

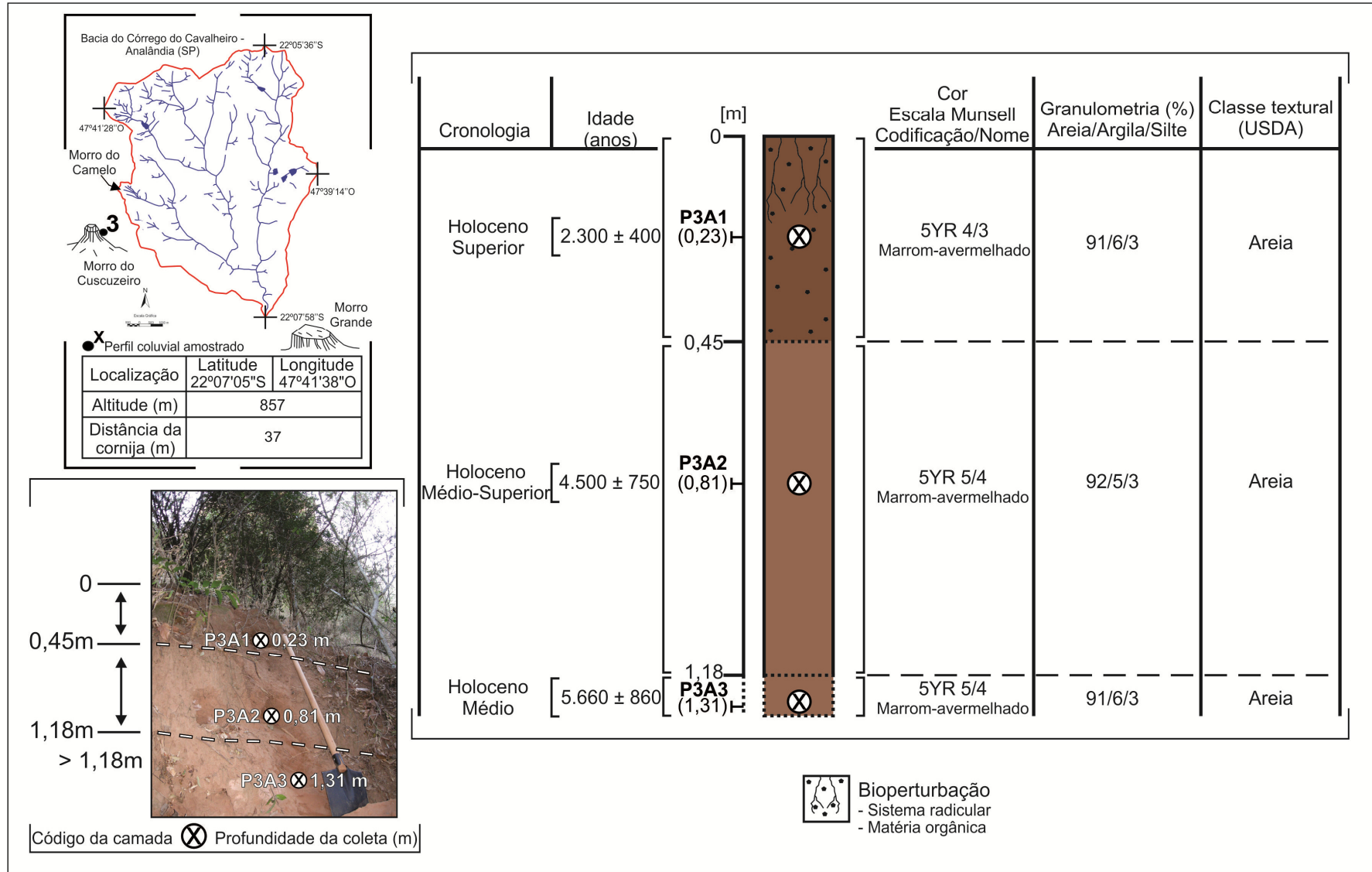
APÊNDICE A - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 1



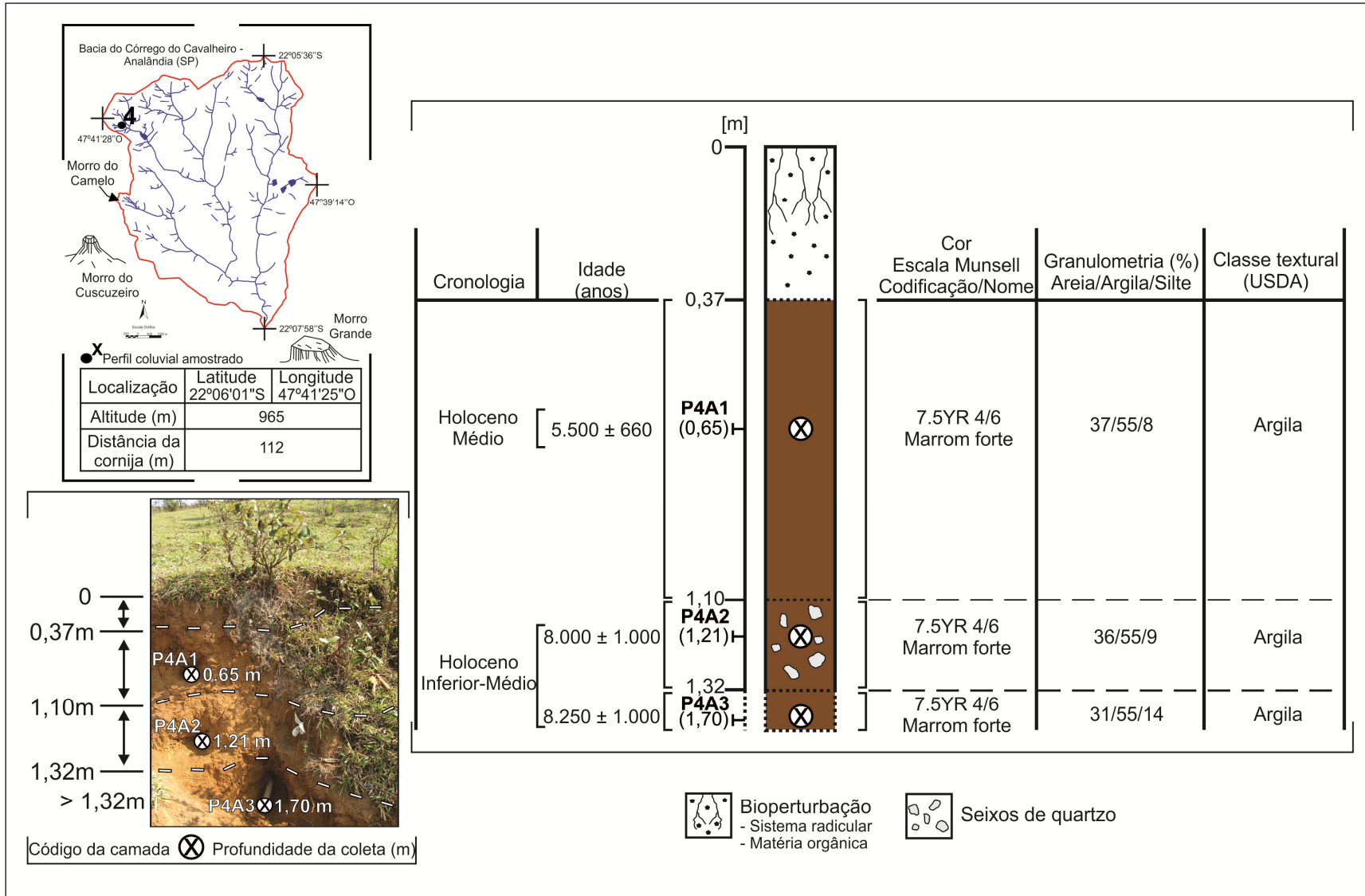
APÊNDICE B - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 2



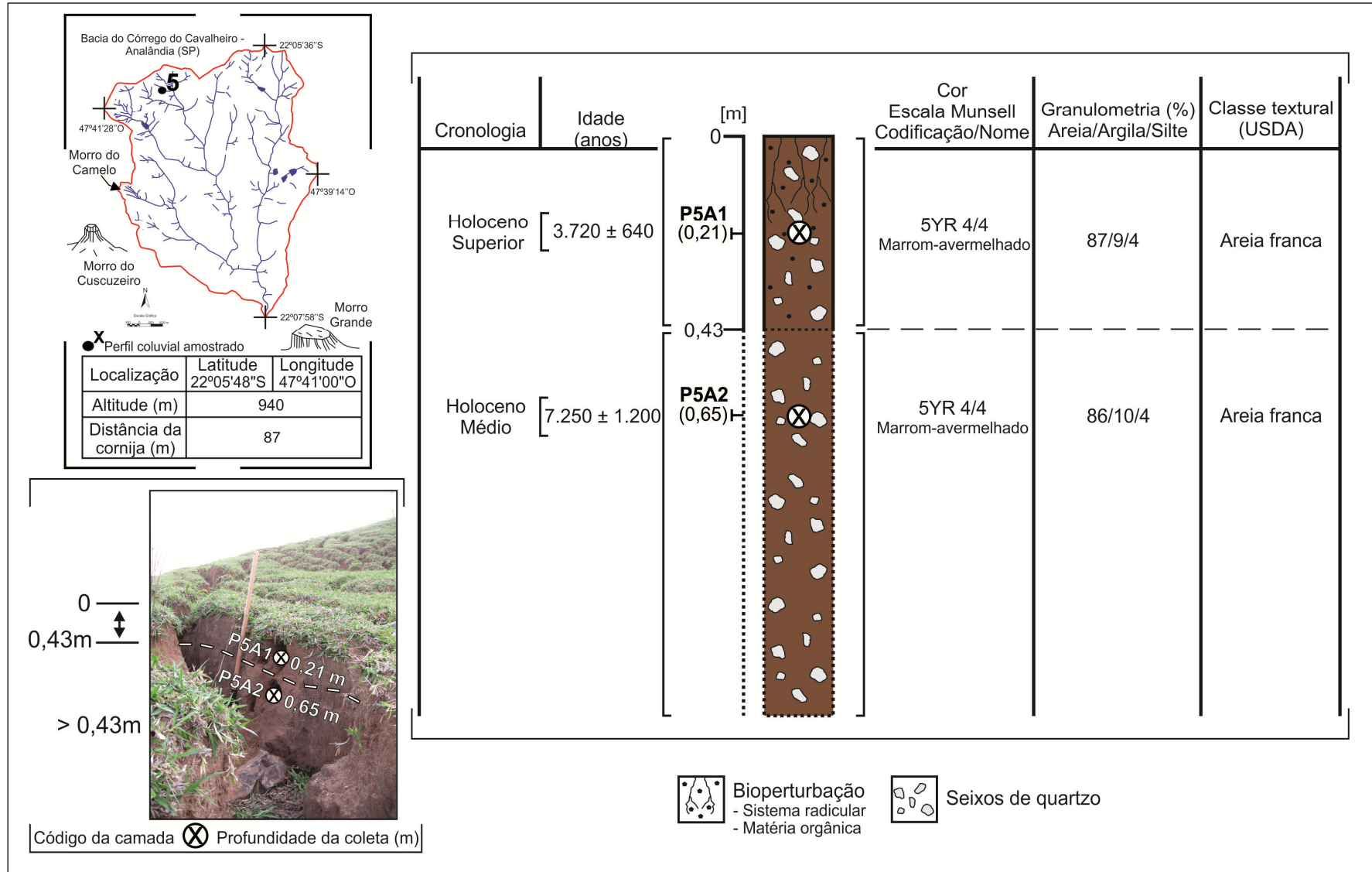
APÊNDICE C - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 3



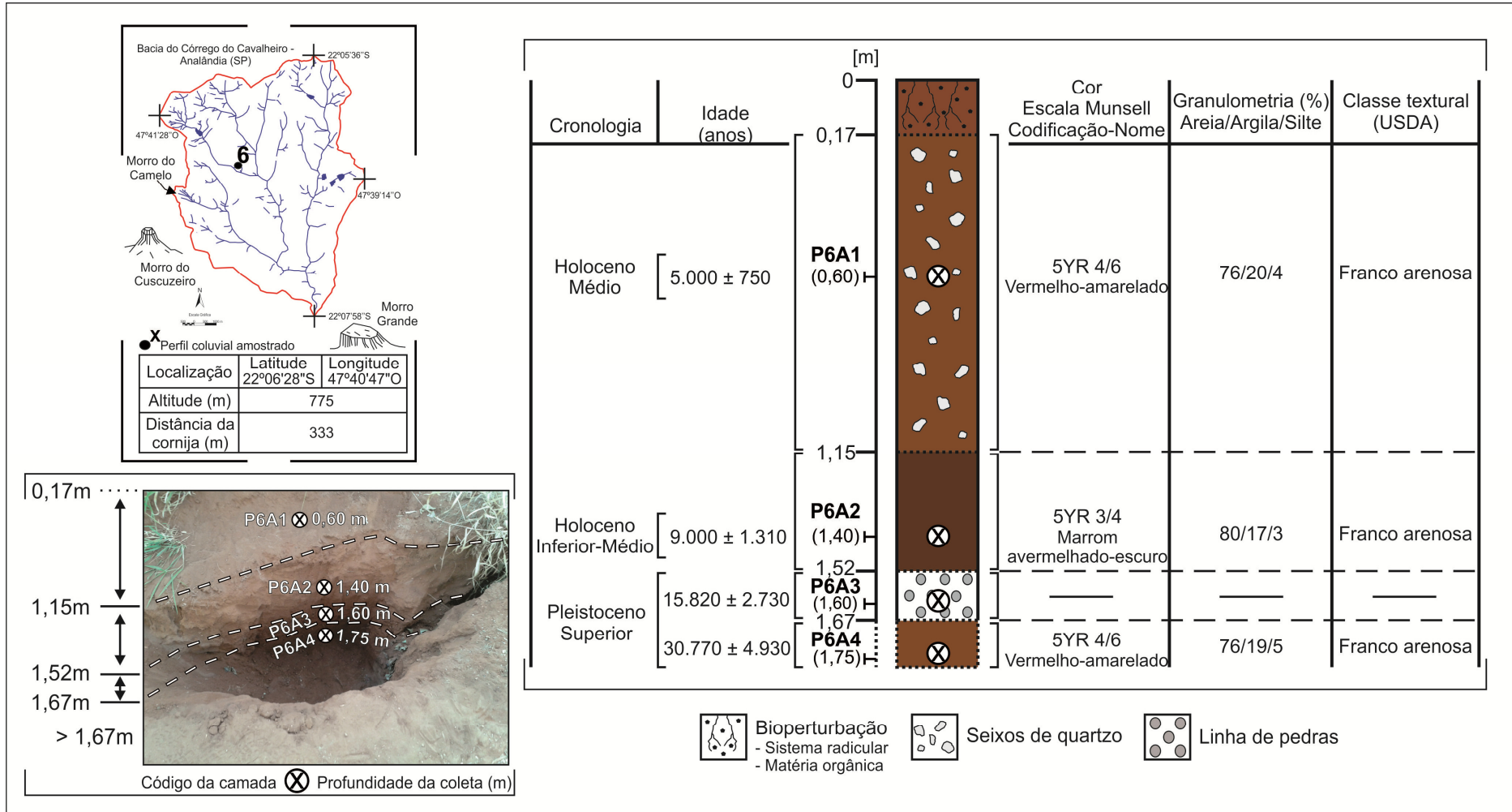
APÊNDICE D - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 4



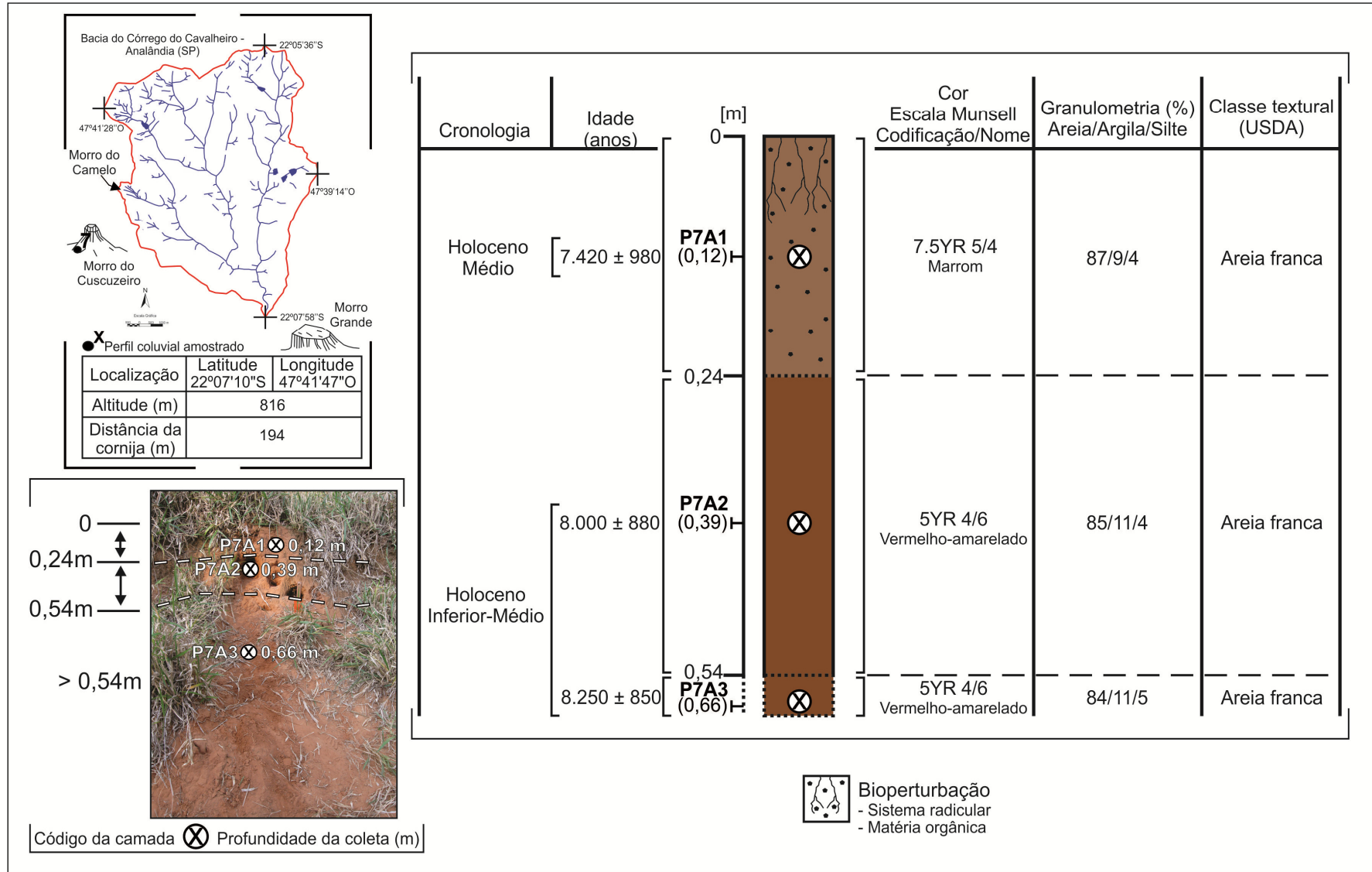
APÊNDICE E - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 5



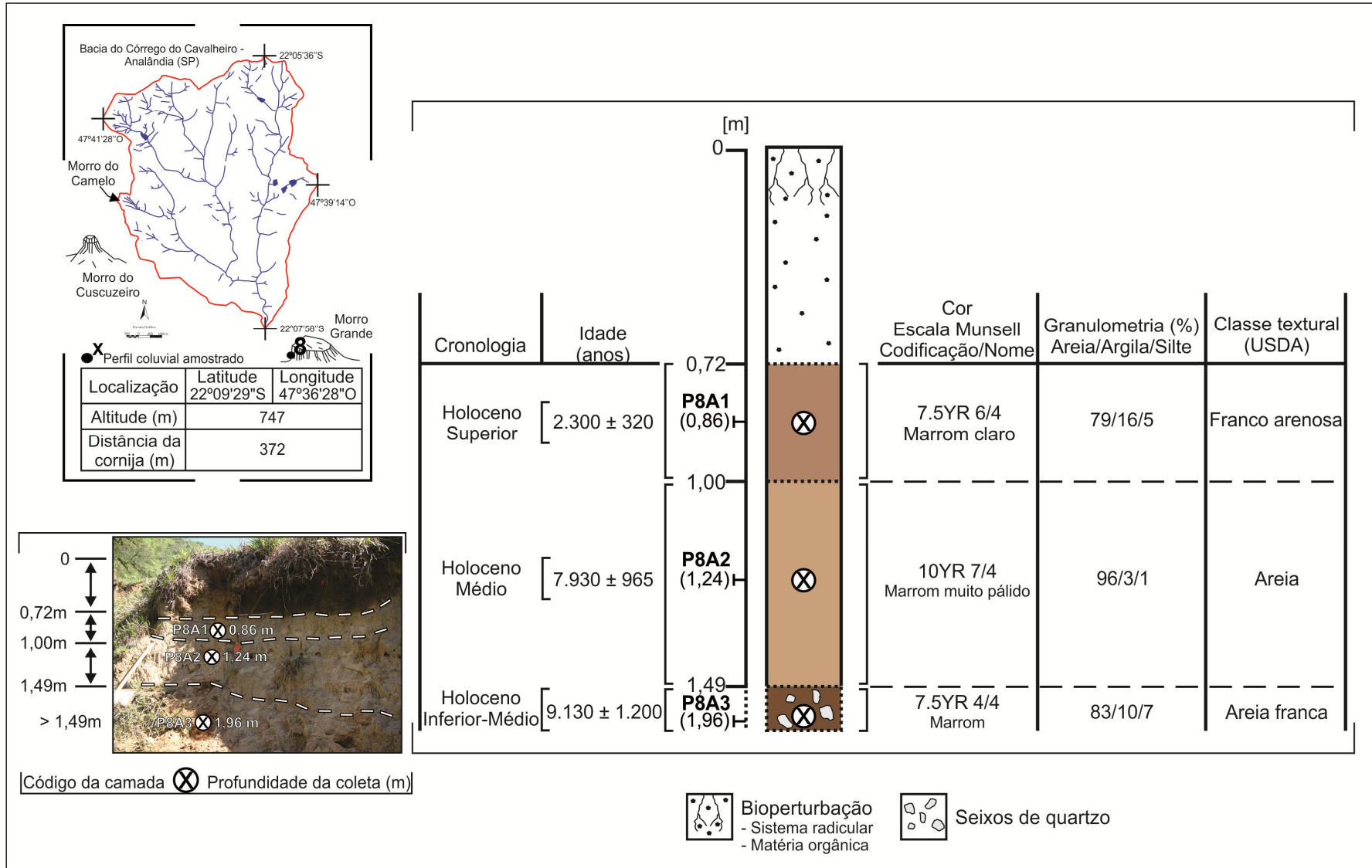
APÊNDICE F - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 6



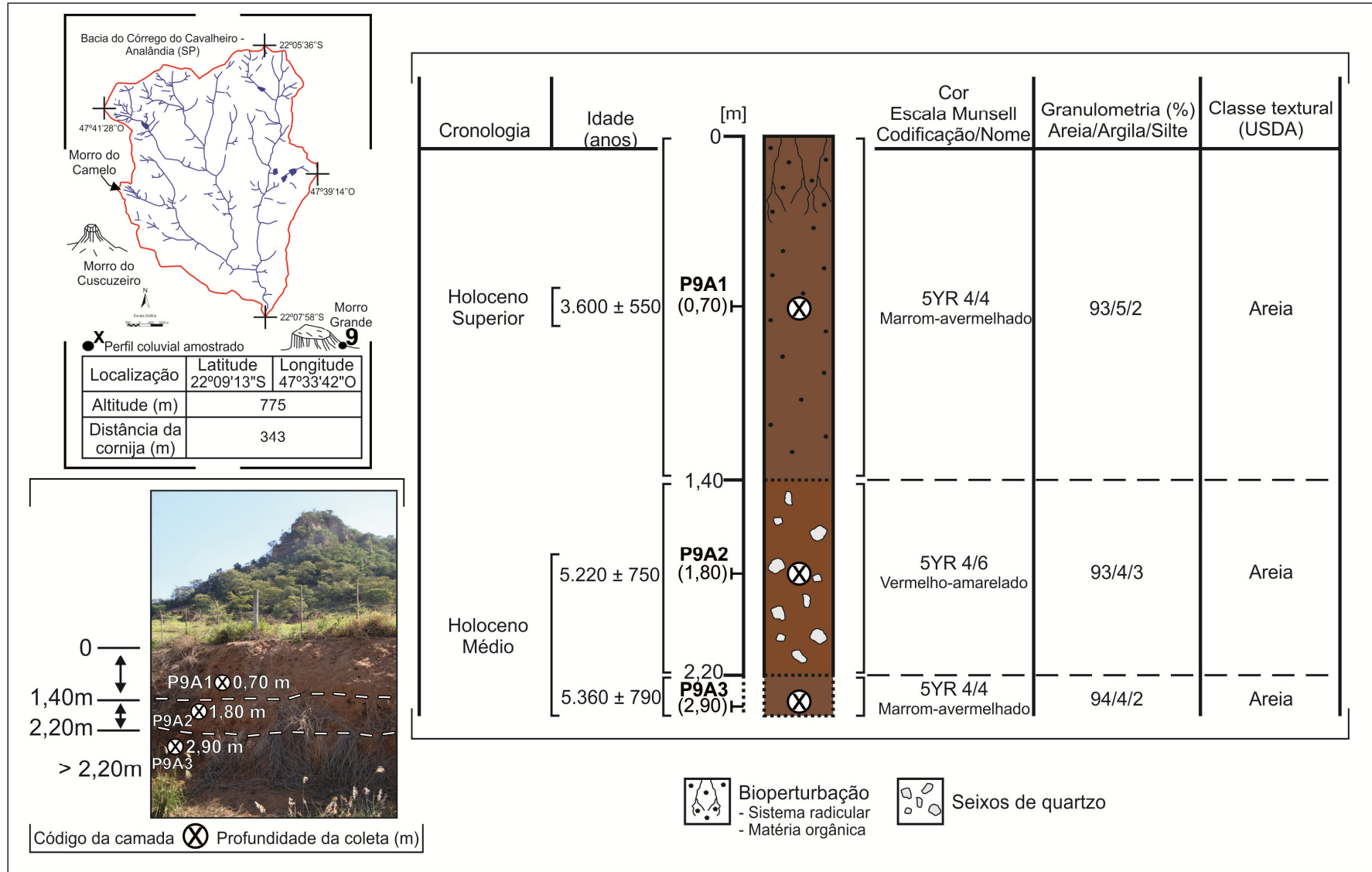
APÊNDICE G - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 7



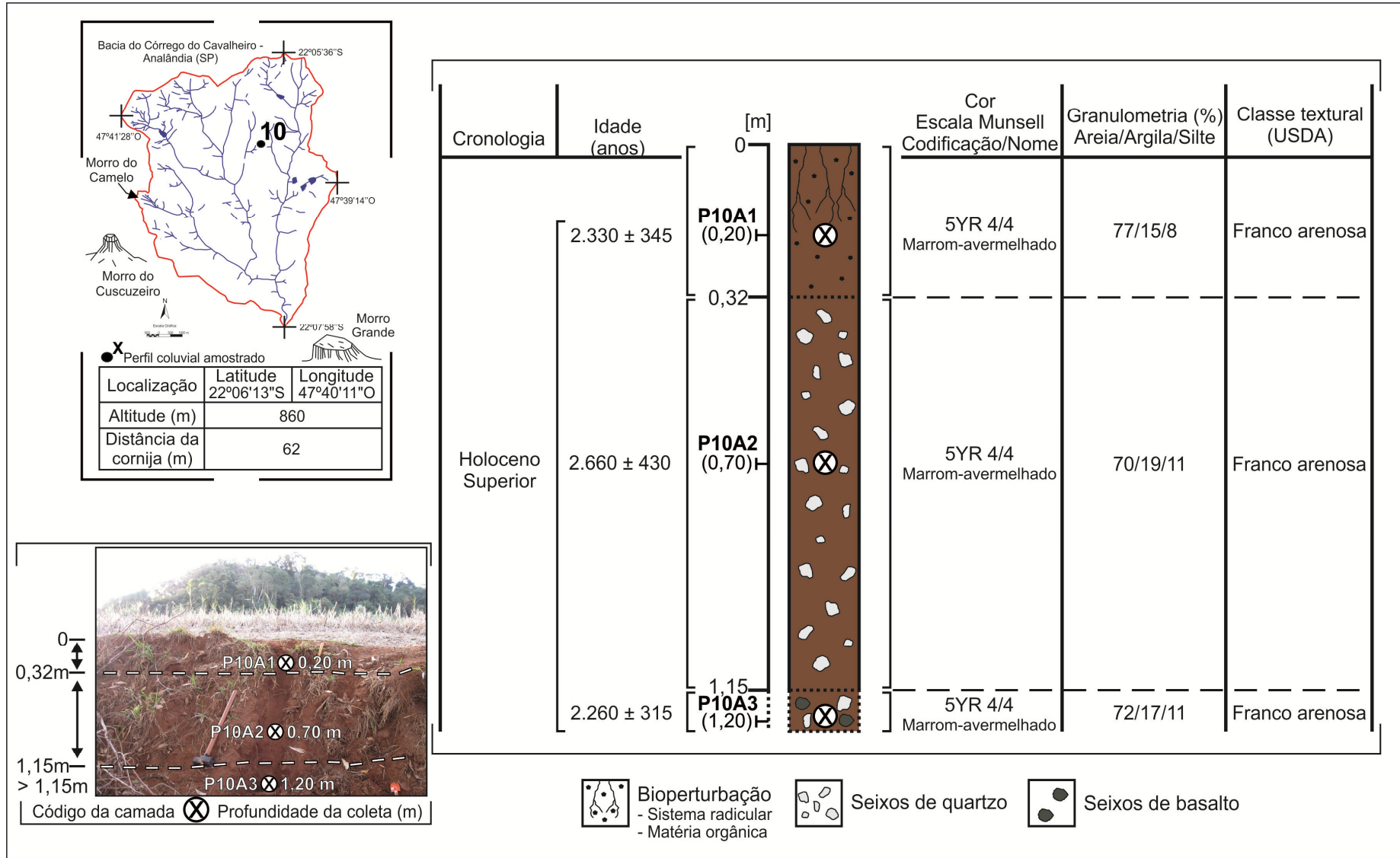
APÊNDICE H - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 8



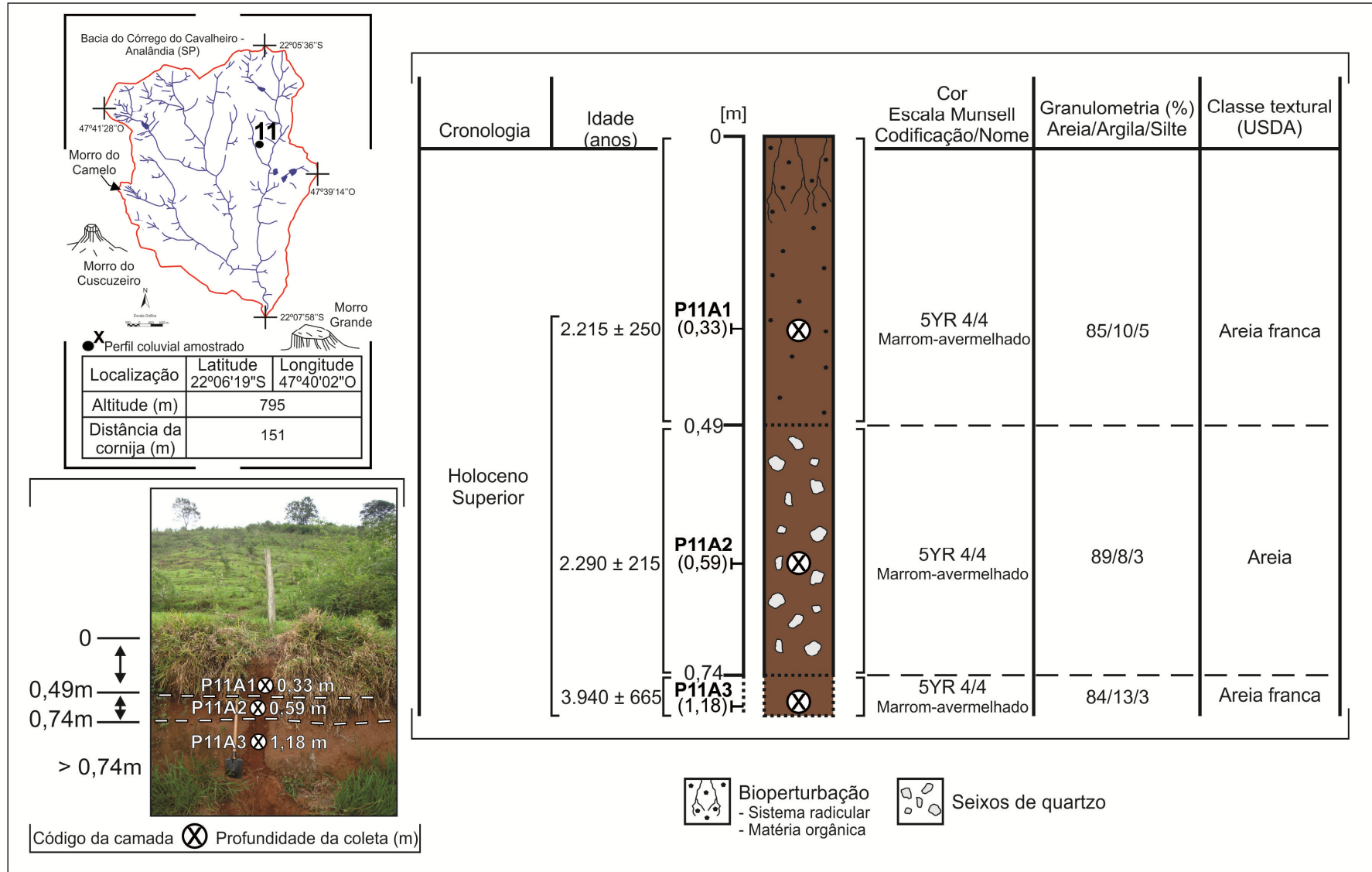
APÊNDICE I - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 9



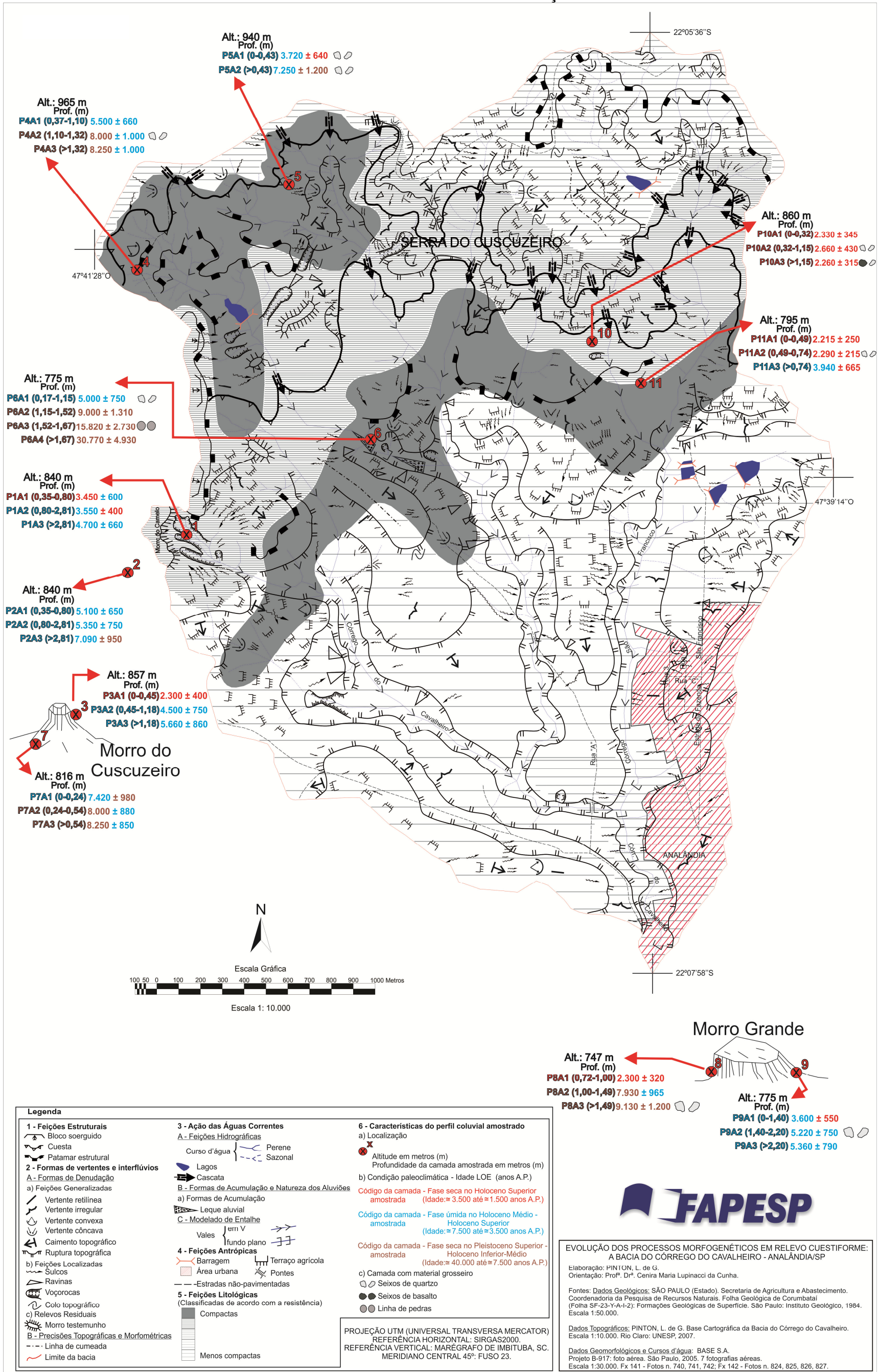
APÊNDICE J - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 10



APÊNDICE K - LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS CAMADAS DO PERFIL COLUVIAL 11



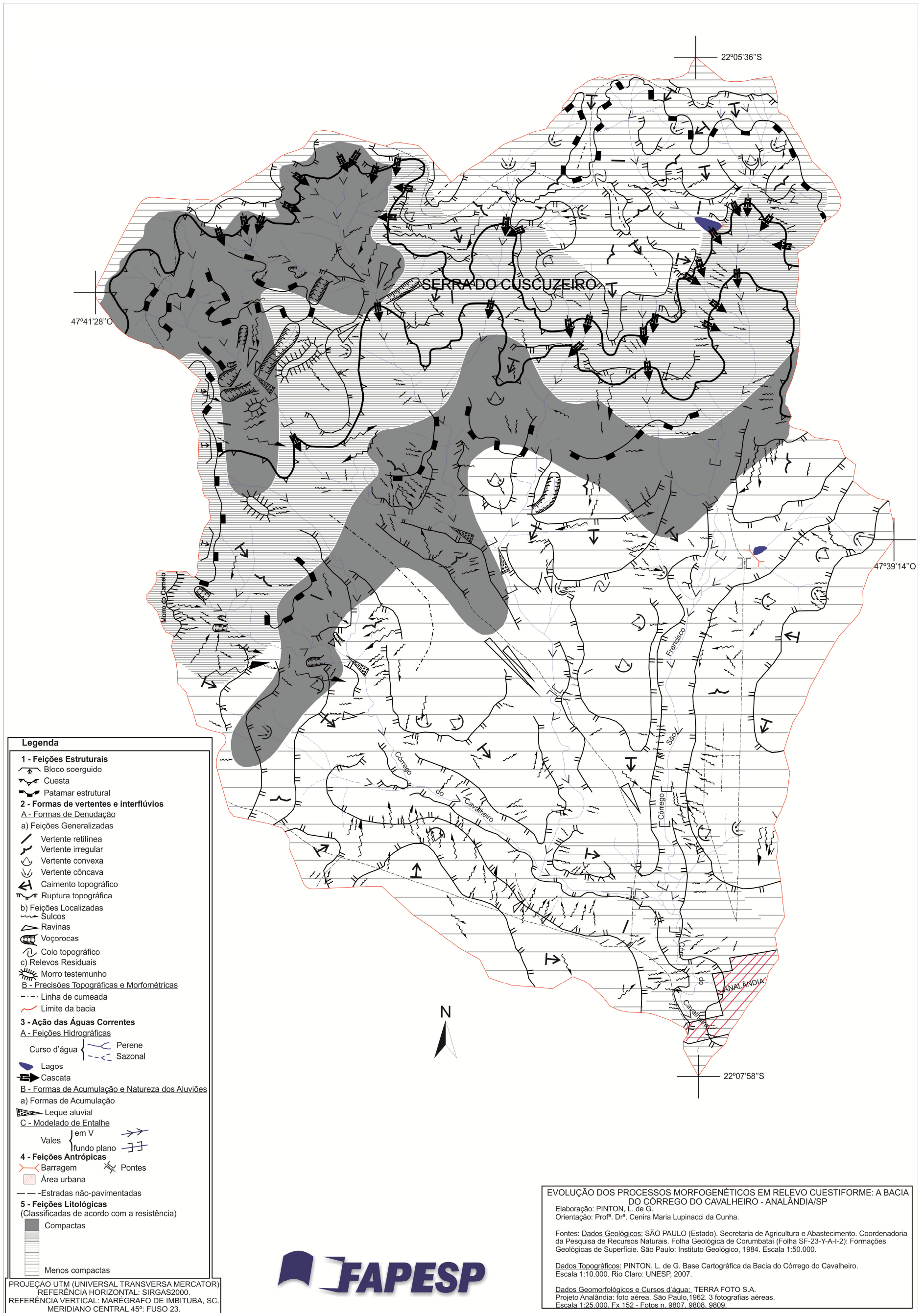
APÊNDICE L - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS PERFIS COLUVIAIS: CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO, VARIAÇÃO TEMPORAL DE SUAS IDADES E CONDIÇÕES PALEOCLIMÁTICAS



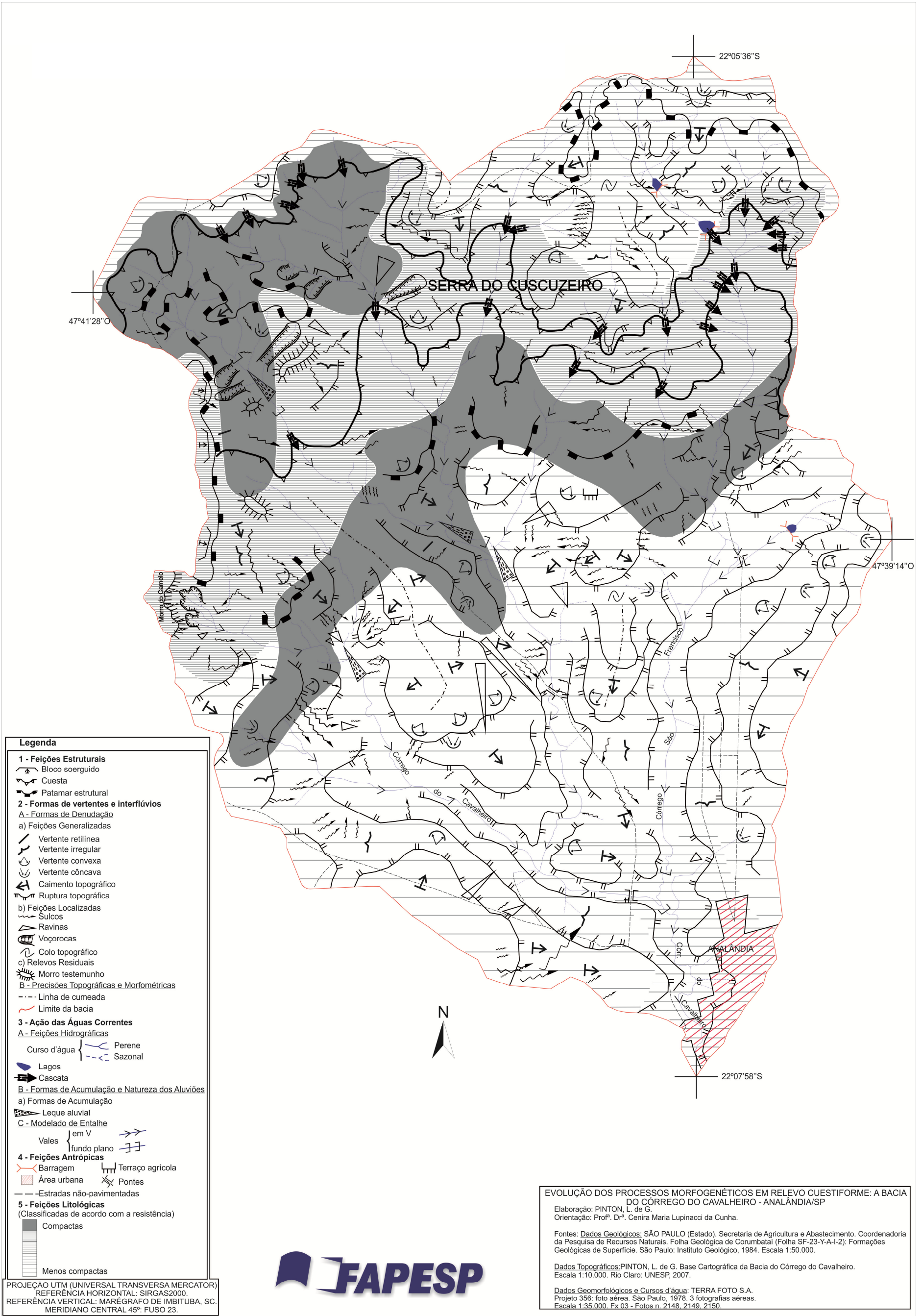
**APÊNDICE M - GRANULOMETRIA DOS SEDIMENTOS FLUVIAIS
AMOSTRADOS PARA A DETERMINAÇÃO DO ²¹⁰PB**

| Testemunhos | Granulometria (%) | | | Classe textural (USDA) |
|-------------|-------------------|--------|-------|------------------------|
| | Areia | Argila | Silte | |
| 1 | | | | |
| A1F1 | 98,497 | 0,45 | 1,053 | Areia |
| A1F2 | 99,099 | 0 | 0,901 | Areia |
| A1F3 | 98,749 | -0,1 | 1,351 | Areia |
| A1F4 | 98,882 | 0,5 | 0,618 | Areia |
| A1F5 | 98,766 | 0,4 | 0,834 | Areia |
| A1F6 | 98,097 | 0,7 | 1,203 | Areia |
| A1F7 | 98,027 | 0,7 | 1,273 | Areia |
| A1F8 | 98,154 | 0,6 | 1,246 | Areia |
| A1F9 | 98,351 | 0,35 | 1,299 | Areia |
| A1F10 | 98,161 | 0,9 | 0,939 | Areia |
| 2 | | | | |
| A2F1 | 99,286 | -0,7 | 1,414 | Areia |
| A2F2 | -- | -- | -- | -- |
| A2F3 | 99,211 | 0,55 | 0,239 | Areia |
| A2F4 | 98,883 | 0,3 | 0,817 | Areia |
| A2F5 | 99,304 | 0,3 | 0,396 | Areia |
| A2F6 | 98,024 | 0,55 | 0,426 | Areia |
| A2F7 | 99,124 | 0,6 | 0,276 | Areia |
| A2F8 | 99,247 | 0,35 | 0,403 | Areia |
| A2F9 | -- | -- | -- | -- |
| 3 | | | | |
| A3F1 | 99,222 | 0,55 | 0,228 | Areia |
| A3F2 | -- | -- | -- | -- |
| A3F3 | 99,300 | 0,2 | 0,500 | Areia |
| A3F4 | 91,187 | 0,25 | 8,563 | Areia |
| A3F5 | 91,428 | 0,3 | 8,272 | Areia |
| A3F6 | 91,500 | 0,35 | 8,150 | Areia |
| A3F7 | 99,193 | 0,45 | 0,357 | Areia |
| A3F8 | 99,228 | -0,1 | 0,872 | Areia |
| A3F9 | 98,949 | -0,1 | 1,151 | Areia |
| A3F10 | -- | -- | -- | -- |
| 4 | | | | |
| A4F1 | 62,891 | 30,05 | 7,059 | Franco Argilo-Arenosa |
| A4F2 | 76,173 | 18,45 | 5,377 | Franco Arenosa |
| A4F3 | 96,444 | 2,4 | 1,156 | Areia |
| A4F4 | 97,682 | 1,85 | 0,468 | Areia |
| A4F5 | 97,522 | 1,15 | 1,328 | Areia |
| A4F6 | 97,508 | 1,45 | 1,042 | Areia |
| A4F7 | 97,966 | 1,1 | 0,934 | Areia |
| A4F8 | 97,666 | 0,75 | 1,584 | Areia |
| A4F9 | 98,005 | 0,9 | 1,095 | Areia |
| A4F10 | 96,862 | 1,65 | 1,488 | Areia |
| A4F11 | 97,253 | 1,65 | 1,097 | Areia |
| A4F12 | 96,504 | 2,1 | 1,396 | Areia |
| A4F13 | 96,134 | 2,35 | 1,516 | Areia |
| A4F14 | 95,250 | 2,9 | 1,85 | Areia |
| A4F15 | 96,946 | 1,7 | 1,354 | Areia |

APÊNDICE N - CARTA GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO - ANALÂNDIA (SP) - 1962



APÊNDICE O - CARTA GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 1978



Legenda

1 - Feições Estruturais
 Bloco soerguido
 Cuesta
 Patamar estrutural

2 - Formas de vertentes e interflúvios
A - Formas de Denucação
 a) Feições Generalizadas
 Vertente retilínea
 Vertente irregular
 Vertente convexa
 Vertente côncava
 Caimento topográfico
 Ruptura topográfica
 b) Feições Localizadas
 Sulcos
 Ravinas
 Voçorocas
 Colo topográfico
 c) Relevos Residuais
 Morro testemunho
B - Precisões Topográficas e Morfométricas
 Linha de cumeada
 Limite da bacia

3 - Ação das Águas Correntes
A - Feições Hidrográficas
 Curso d'água { Perene / Sazonal
 Lagos
 Cascata
B - Formas de Acumulação e Natureza dos Aluviões
 a) Formas de Acumulação
 Leque aluvial
C - Modelado de Entalhe
 Vales { em V / fundo plano

4 - Feições Antrópicas
 Barragem
 Área urbana
 Pontes
 Estradas não-pavimentadas

5 - Feições Litológicas
 (Classificadas de acordo com a resistência)
 Compactas
 Menos compactas

PROJEÇÃO UTM (UNIVERSAL TRANSVERSA MERCATOR)
 REFERÊNCIA HORIZONTAL: SIRGAS2000.
 REFERÊNCIA VERTICAL: MARÉGRAFO DE IMBITUBA, SC.
 MERIDIANO CENTRAL 45°: FUSO 23.



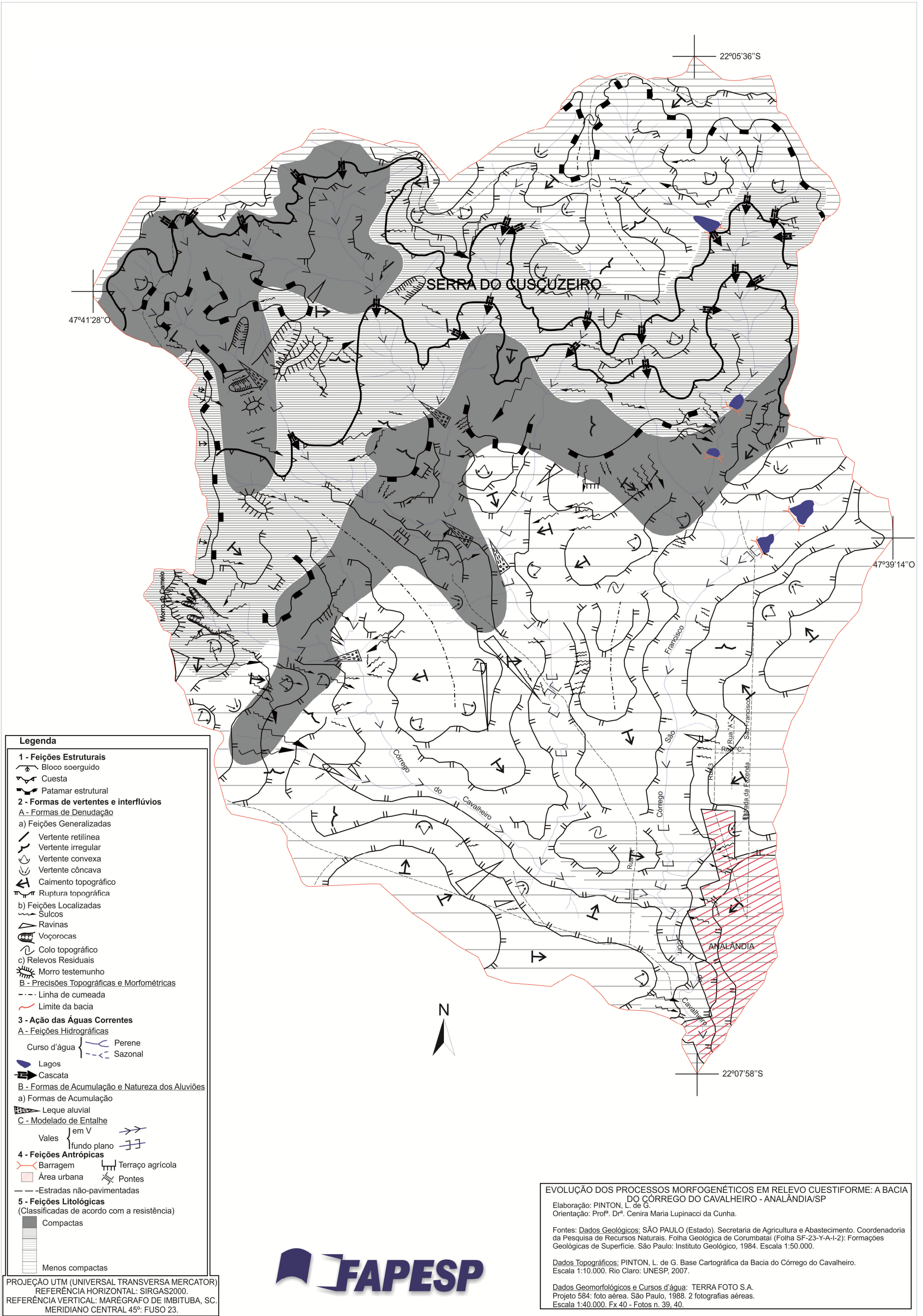
EVOLUÇÃO DOS PROCESSOS MORFOGENÉTICOS EM RELEVO CUESTIFORME: A BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO - ANALÂNDIA/SP
 Elaboração: PINTON, L. de G.
 Orientação: Profª. Drª. Cenira Maria Lupinacci da Cunha.

Fontes: **Dados Geológicos:** SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Agricultura e Abastecimento. Coordenadoria da Pesquisa de Recursos Naturais. Folha Geológica de Corumbatai (Folha SF-23-Y-A-1-2); Formações Geológicas de Superfície. São Paulo: Instituto Geológico, 1984. Escala 1:50.000.

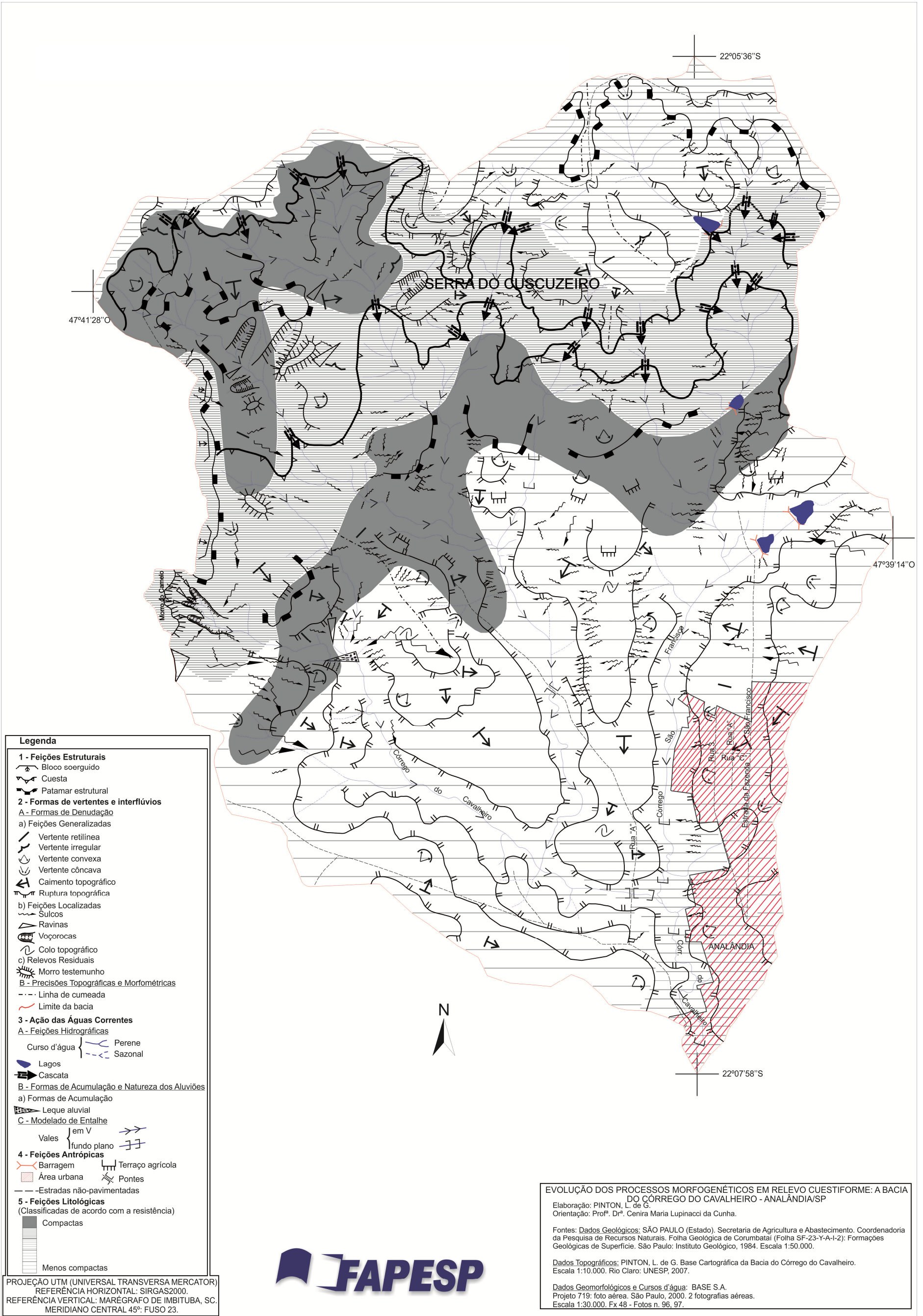
Dados Topográficos: PINTON, L. de G. Base Cartográfica da Bacia do Córrego do Cavalheiro. Escala 1:10.000. Rio Claro: UNESP, 2007.

Dados Geomorfológicos e Cursos d'água: TERRA FOTO S.A. Projeto 356: foto aérea. São Paulo, 1978. 3 fotografias aéreas. Escala 1:35.000. Fx 03 - Fotos n. 2148, 2149, 2150.

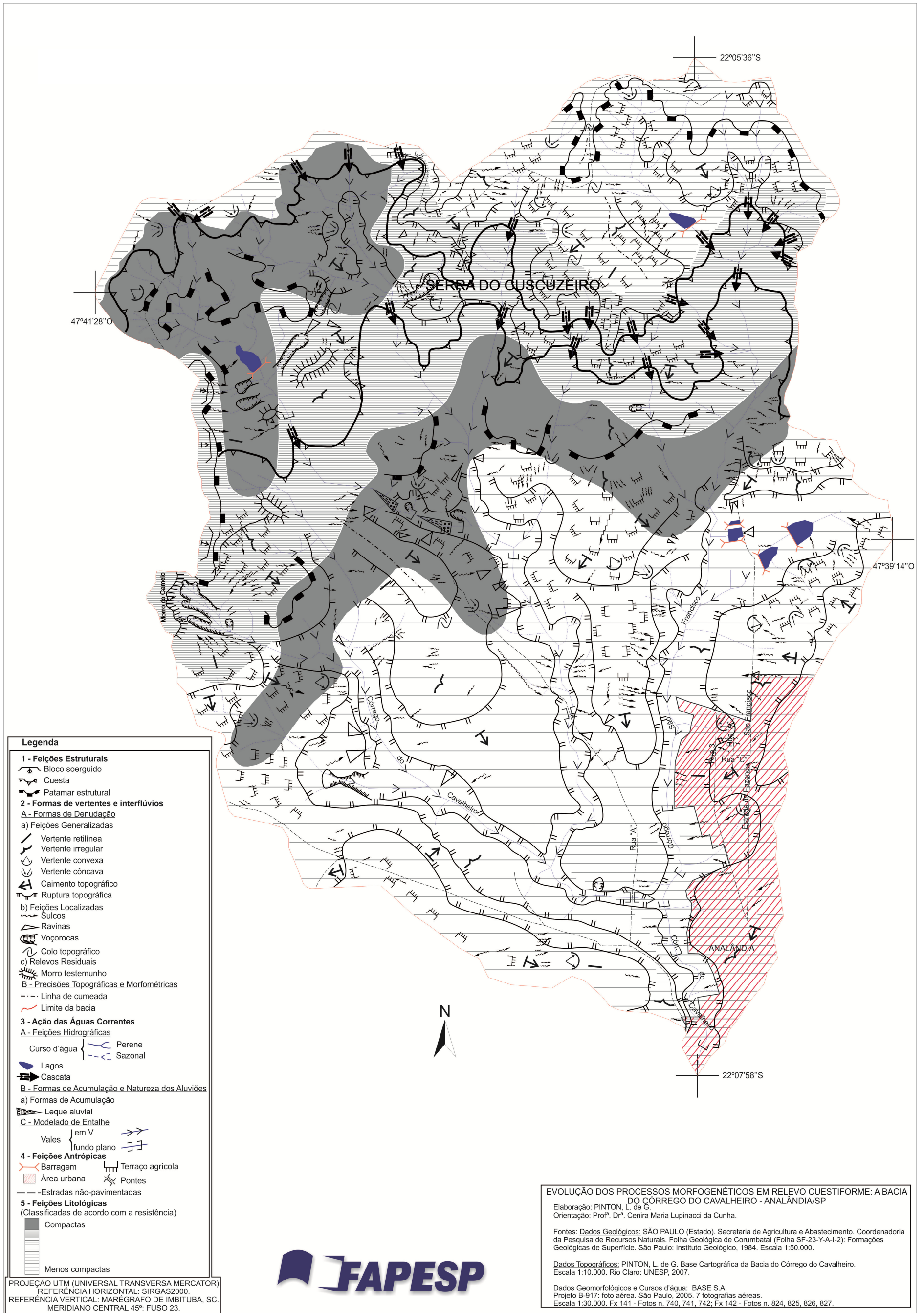
APÊNDICE P - CARTA GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 1988



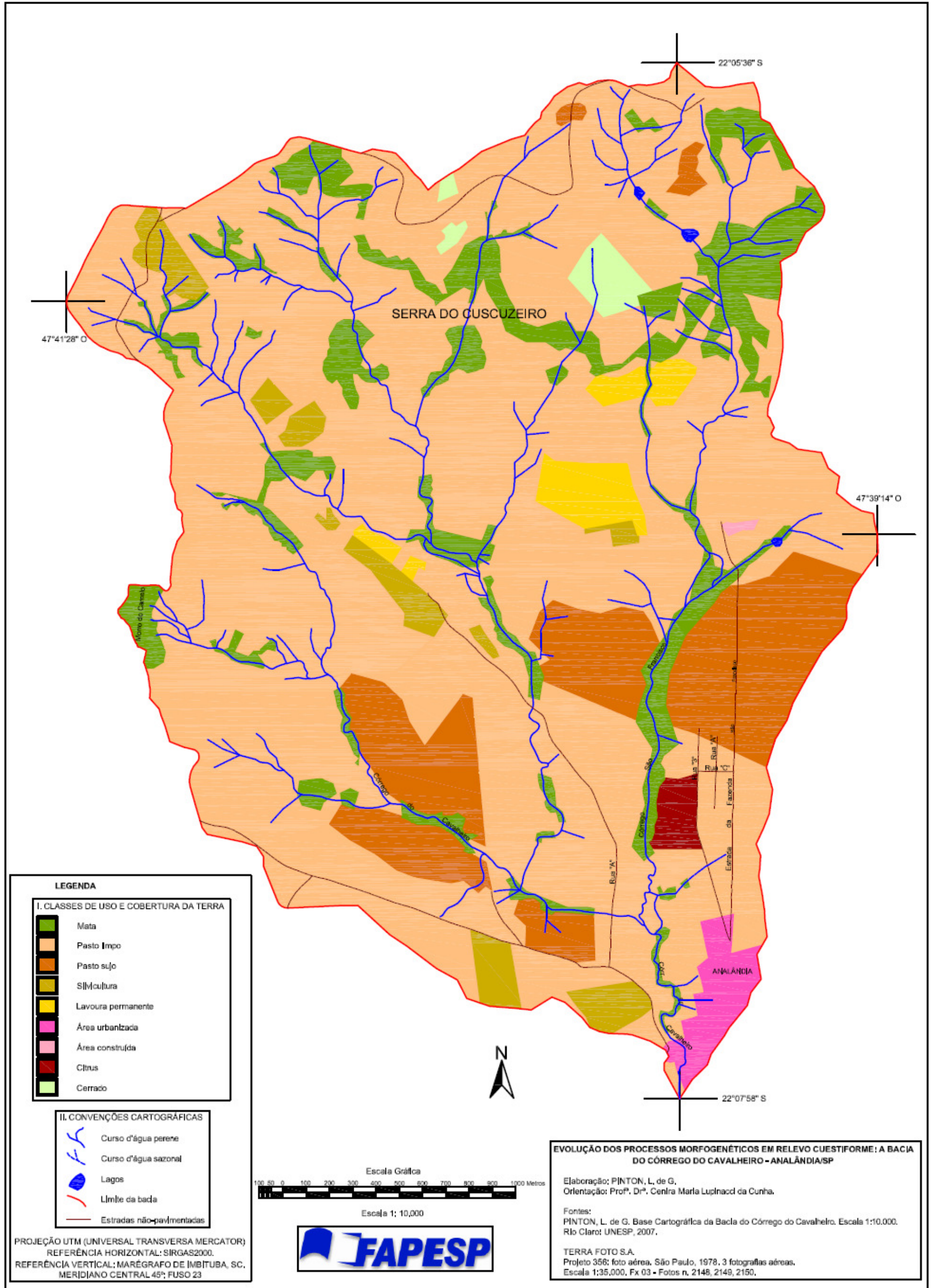
APÊNDICE Q - CARTA GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 2009



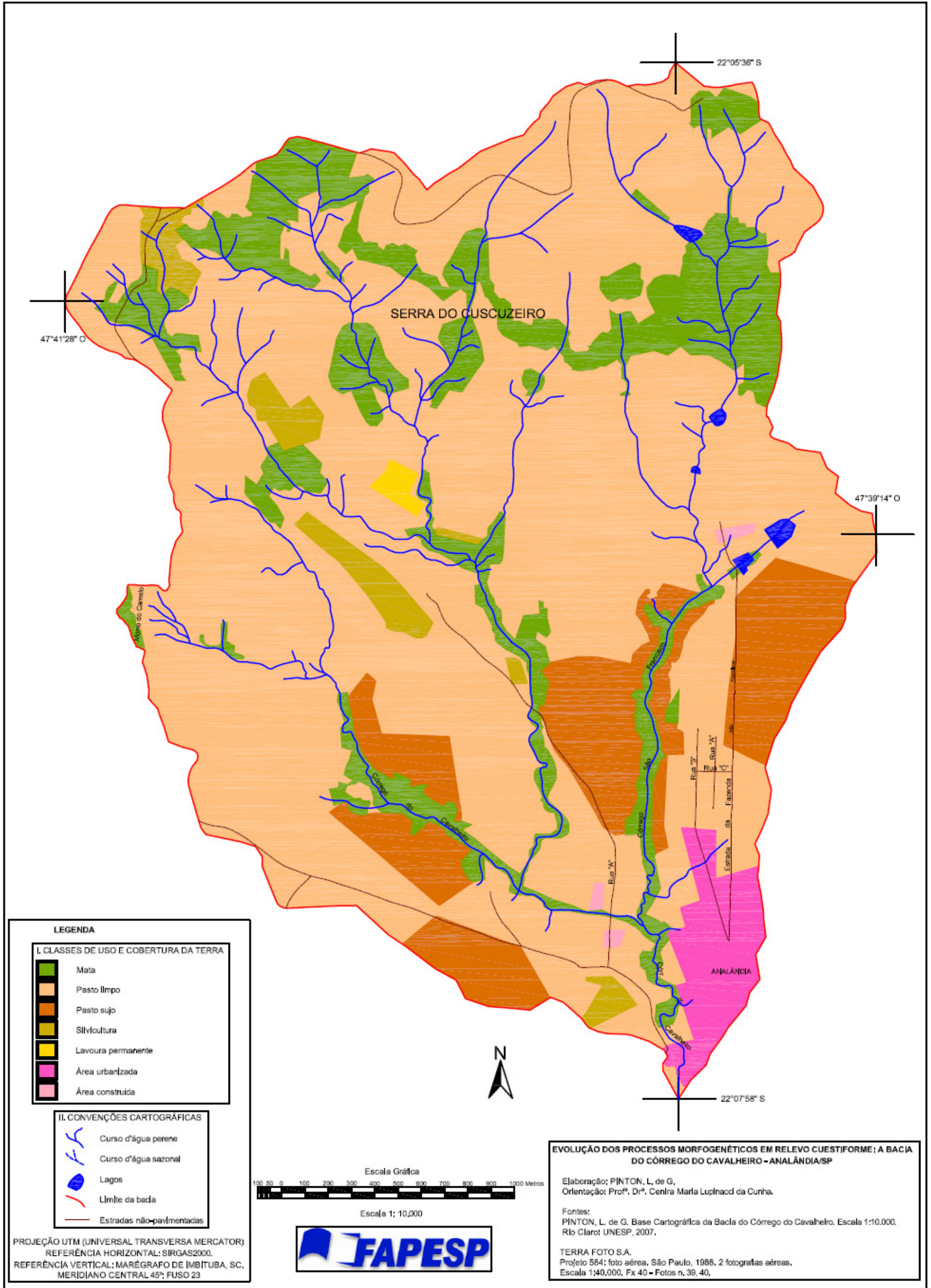
APÊNDICE R - CARTA GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 2013



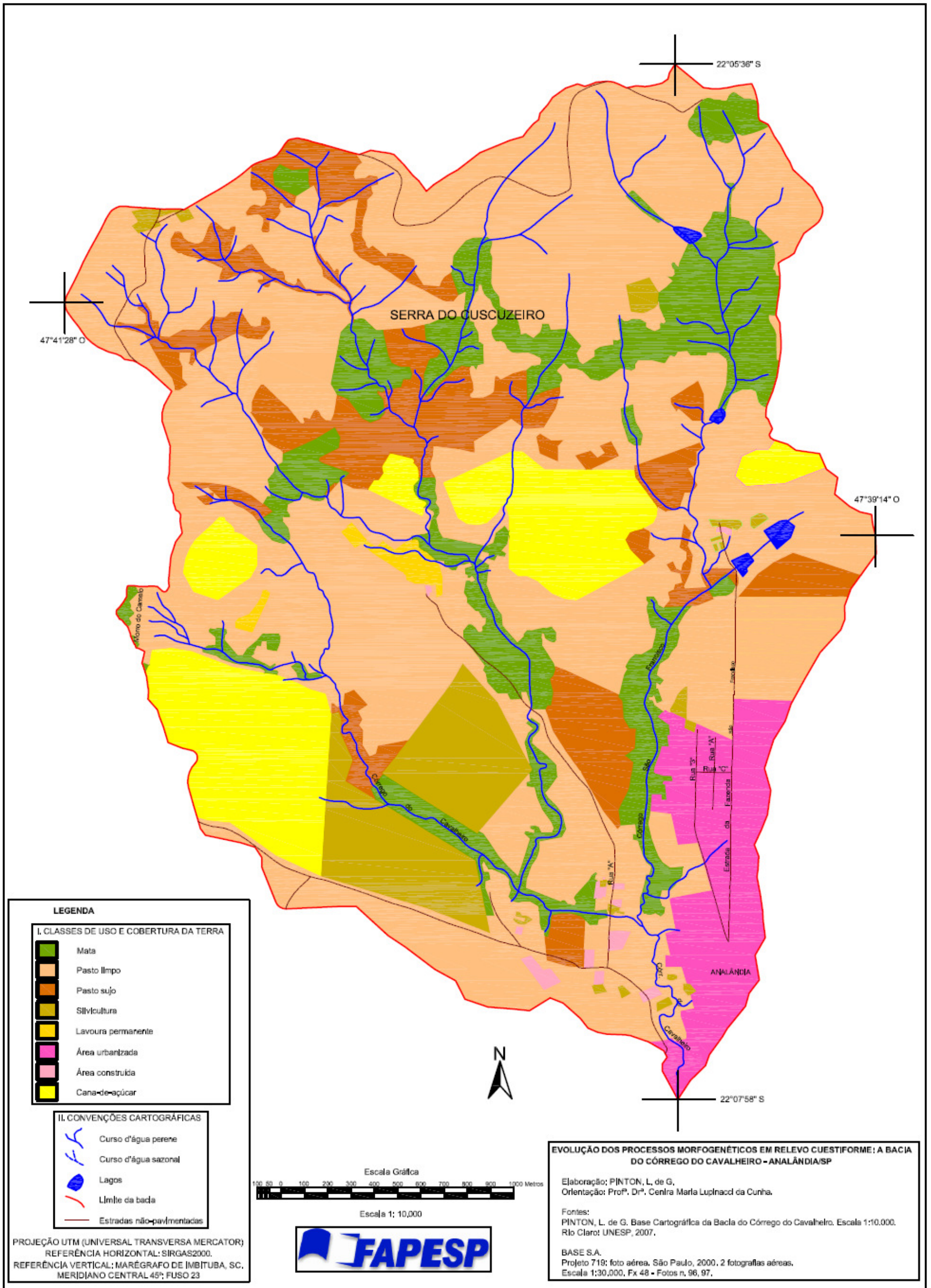
APÊNDICE T - CARTA DE USO E COBERTURA DA TERRA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 1978



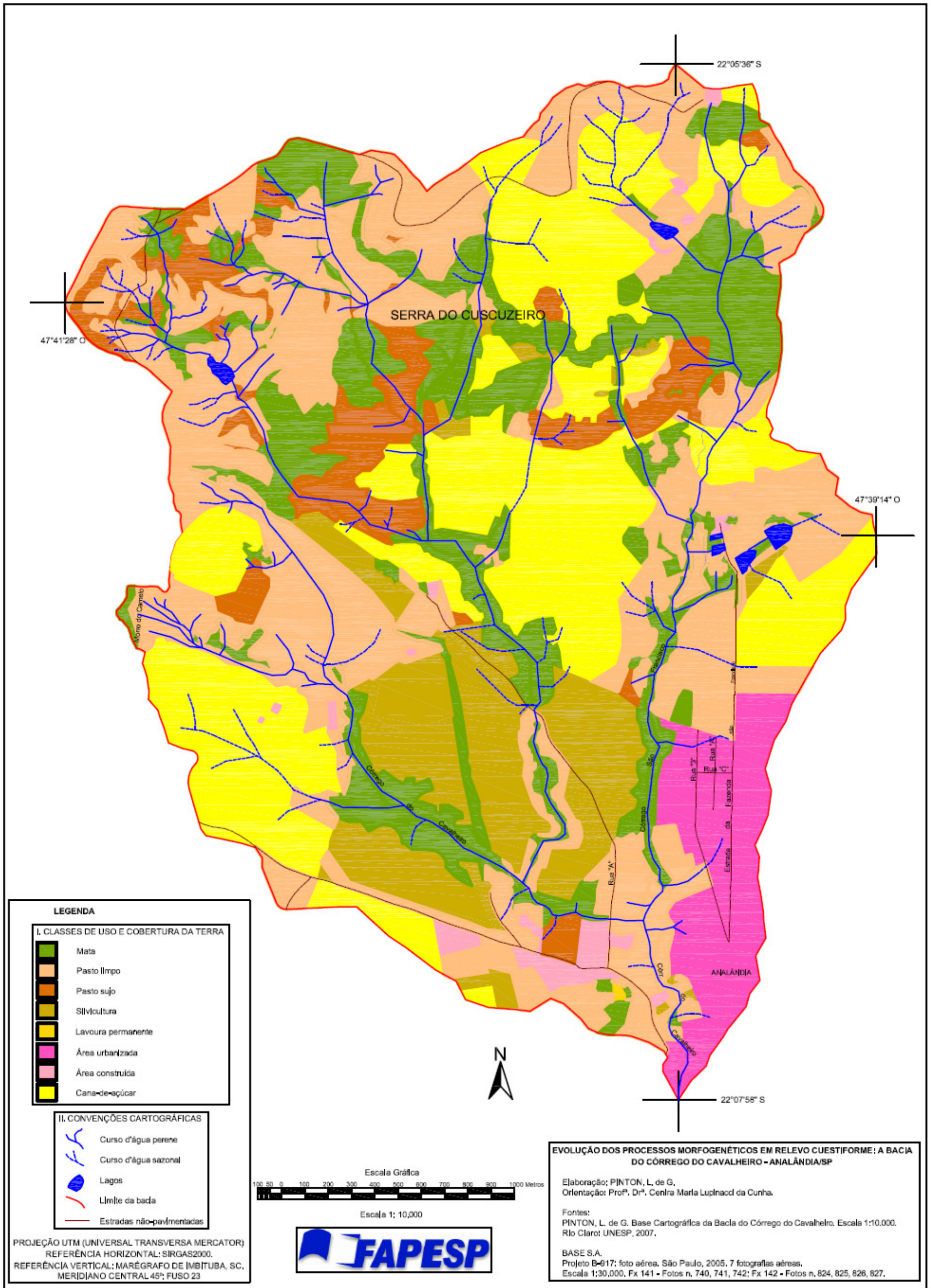
APÊNDICE U - CARTA DE USO E COBERTURA DA TERRA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 1988



APÊNDICE V - CARTA DE USO E COBERTURA DA TERRA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP)
- 2009



APÊNDICE X - CARTA DE USO E COBERTURA DA TERRA DA BACIA DO CÓRREGO DO CAVALHEIRO – ANALÂNDIA (SP) – 2013



ANEXO A - PALEODOSE MÉDIA, DESVIO PADRÃO, DOSE ANUAL E AS CONCENTRAÇÕES DOS ISÓTOPOS RADIOATIVOS DOS PERFIS COLUVIAIS

| Perfis coluviais | Profundidade da amostra (m) | Paleodose média (Gy) | Desvio padrão | Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$) | Medidas dos isótopos radioativos | | | Umidade (%) |
|------------------|-----------------------------|----------------------|---------------|--|----------------------------------|---|---------------------|-------------|
| | | | | | ^{232}Th (ppm) | $^{238}\text{U} + ^{235}\text{U}$ (ppm) | ^{40}K (%) | |
| Perfil 1 | | | | | | | | |
| P1A1 | 0,60 | 3,8 | 0,6 | 1.100 \pm 135 | 2,327 \pm 0,084 | 0,774 \pm 0,207 | 0,521 \pm 0,076 | 1,75 |
| P1A2 | 1,80 | 3,3 | 0,5 | 935 \pm 60 | 2,883 \pm 0,104 | 0,895 \pm 0,024 | 0,294 \pm 0,043 | 6,07 |
| P1A3 | 2,90 | 4,8 | 0,5 | 1.020 \pm 90 | 2,957 \pm 0,106 | 0,864 \pm 0,108 | 0,380 \pm 0,055 | 5,30 |
| Perfil 2 | | | | | | | | |
| P2A1 | 0,60 | 4,4 | 1,6 | 865 \pm 65 | 3,145 \pm 0,113 | 1,091 \pm 0,138 | 0,152 \pm 0,022 | 3,27 |
| P2A2 | 1,80 | 6,4 | 1,4 | 1.200 \pm 110 | 3,330 \pm 0,120 | 1,206 \pm 0,136 | 0,438 \pm 0,063 | 2,73 |
| P2A3 | 2,90 | 6,0 | 1,6 | 850 \pm 70 | 2,452 \pm 0,088 | 0,949 \pm 0,123 | 0,219 \pm 0,032 | 1,57 |
| Perfil 3 | | | | | | | | |
| P3A1 | 0,23 | 3,6 | 1,5 | 1.570 \pm 195 | 4,117 \pm 0,148 | 1,481 \pm 0,328 | 0,670 \pm 0,097 | 0,9 |
| P3A2 | 0,81 | 7,5 | 3,7 | 1.670 \pm 200 | 3,860 \pm 0,139 | 1,742 \pm 0,306 | 0,720 \pm 0,104 | 1,1 |
| P3A3 | 1,31 | 9,7 | 1,9 | 1.700 \pm 175 | 3,665 \pm 0,132 | 1,698 \pm 0,185 | 0,789 \pm 0,114 | 0,7 |
| Perfil 4 | | | | | | | | |
| P4A1 | 0,65 | 14,8 | 1,2 | 2.700 \pm 190 | 13,281 \pm 0,478 | 3,662 \pm 0,239 | 0,631 \pm 0,091 | 11,4 |
| P4A2 | 1,21 | 30,7 | 2,8 | 3.830 \pm 305 | 15,967 \pm 0,575 | 3,878 \pm 0,137 | 1,525 \pm 0,221 | 13,0 |
| P4A3 | 1,70 | 25,5 | 2,6 | 3.100 \pm 225 | 15,861 \pm 0,571 | 4,381 \pm 0,304 | 0,694 \pm 0,101 | 15,6 |
| Perfil 5 | | | | | | | | |
| P5A1 | 0,21 | 6,7 | 2,0 | 1.800 \pm 220 | 4,966 \pm 0,179 | 1,813 \pm 0,353 | 0,765 \pm 0,111 | 4,8 |
| P5A2 | 0,65 | 13,7 | 4,4 | 1.900 \pm 220 | 4,397 \pm 0,158 | 1,548 \pm 0,264 | 0,966 \pm 0,140 | 4,4 |
| Perfil 6 | | | | | | | | |
| P6A1 | 0,60 | 6,8 | 1,5 | 1.370 \pm 135 | 3,824 \pm 0,138 | 2,171 \pm 0,295 | 0,331 \pm 0,048 | 5,2 |
| P6A2 | 1,40 | 12,9 | 1,3 | 1.440 \pm 140 | 4,457 \pm 0,160 | 1,328 \pm 0,165 | 0,564 \pm 0,082 | 3,93 |
| P6A3 | 1,60 | 18,7 | 2,0 | 1.180 \pm 145 | 4,476 \pm 0,161 | 1,338 \pm 0,338 | 0,309 \pm 0,045 | 4,43 |
| P6A4 | 1,75 | 26,2 | 3,9 | 850 \pm 95 | 4,474 \pm 0,161 | 1,025 \pm 0,282 | 0,061 \pm 0,009 | 4,39 |
| Perfil 7 | | | | | | | | |
| P7A1 | 0,12 | 10,4 | 3,2 | 1.400 \pm 115 | 4,195 \pm 0,151 | 1,454 \pm 0,110 | 0,516 \pm 0,075 | 4,0 |
| P7A2 | 0,39 | 10,2 | 1,8 | 1.275 \pm 80 | 4,194 \pm 0,151 | 1,485 \pm 0,032 | 0,386 \pm 0,056 | 5,2 |
| P7A3 | 0,66 | 9,5 | 1,4 | 1.160 \pm 60 | 5,028 \pm 0,181 | 1,500 \pm 0,072 | 0,204 \pm 0,030 | 4,8 |
| Perfil 8 | | | | | | | | |
| P8A1 | 0,86 | 2,9 | 1,1 | 1.260 \pm 110 | 4,721 \pm 0,170 | 1,472 \pm 0,190 | 0,336 \pm 0,049 | 4,6 |
| P8A2 | 1,24 | 9,4 | 4,2 | 1.185 \pm 85 | 3,622 \pm 0,130 | 1,276 \pm 0,071 | 0,382 \pm 0,055 | 1,0 |
| P8A3 | 1,96 | 13,5 | 4,3 | 1.480 \pm 120 | 4,339 \pm 0,156 | 1,452 \pm 0,096 | 0,581 \pm 0,084 | 3,8 |
| Perfil 9 | | | | | | | | |
| P9A1 | 0,70 | 5,6 | 0,5 | 1.560 \pm 160 | 3,423 \pm 0,123 | 1,630 \pm 0,198 | 0,682 \pm 0,099 | 1,7 |
| P9A2 | 1,80 | 9,0 | 1,2 | 1.725 \pm 160 | 4,084 \pm 0,147 | 1,559 \pm 0,113 | 0,814 \pm 0,118 | 3,8 |
| P9A3 | 2,90 | 8,3 | 0,6 | 1.550 \pm 150 | 4,298 \pm 0,155 | 1,071 \pm 0,103 | 0,749 \pm 0,109 | 4,2 |
| Perfil 10 | | | | | | | | |
| P10A1 | 0,20 | 2,9 | 0,8 | 1.240 \pm 120 | 4,898 \pm 0,176 | 0,950 \pm 0,170 | 0,437 \pm 0,063 | 5,40 |
| P10A2 | 0,70 | 3,8 | 0,5 | 1.430 \pm 165 | 4,810 \pm 0,173 | 1,155 \pm 0,247 | 0,579 \pm 0,084 | 5,92 |
| P10A3 | 1,20 | 3,0 | 0,6 | 1.330 \pm 120 | 4,719 \pm 0,170 | 1,747 \pm 0,215 | 0,335 \pm 0,049 | 5,94 |
| Perfil 11 | | | | | | | | |
| P11A1 | 0,33 | 3,1 | 0,9 | 1.400 \pm 90 | 4,953 \pm 0,178 | 1,605 \pm 0,040 | 0,425 \pm 0,062 | 5,6 |
| P11A2 | 0,59 | 2,9 | 0,4 | 1.270 \pm 55 | 5,262 \pm 0,189 | 1,551 \pm 0,001 | 0,276 \pm 0,040 | 2,6 |
| P11A3 | 1,18 | 5,9 | 0,8 | 1.500 \pm 180 | 4,956 \pm 0,178 | 2,034 \pm 0,402 | 0,409 \pm 0,059 | 4,3 |

Fonte: Relatório de ensaios da Datação, Comércio & Prestação de Serviços Ltda (2015).