

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ
CAMPUS DE FRANCISCO BELTRÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO MESTRADO EM GEOGRAFIA

FABIANO DE JESUS RIBEIRO

**EVOLUÇÃO DA REDE DE DRENAGEM NA SUPERFÍCIE DE PALMAS/ÁGUA
DOCE DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO: O CASO DOS CÓRREGOS DO
SALTO E VIGIA**

FRANCISCO BELTRÃO

2016

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ
CAMPUS DE FRANCISCO BELTRÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO MESTRADO EM GEOGRAFIA

FABIANO DE JESUS RIBEIRO

**EVOLUÇÃO DA REDE DE DRENAGEM NA SUPERFÍCIE DE PALMAS/ÁGUA
DOCE DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO: O CASO DOS CÓRREGOS DO
SALTO E VIGIA**

Dissertação apresentada como requisito para obtenção do título de Mestre em Geografia, linha de pesquisa “Dinâmica, utilização e Preservação do Meio Ambiente” do Programa de Pós – Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Oeste do Paraná

Orientador: Dr Julio Cesar Paisani

Coorientadores: Dr Edison Fortes
Dra Rafaela Harumi Fujita

FRANCISCO BELTRÃO

2016

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
(Biblioteca da UNIOESTE – Campus de Marechal Cândido Rondon – PR., Brasil)

R484e Ribeiro, Fabiano de Jesus
Evolução da rede de drenagem na superfície de Palmas/Água Doce durante o quaternário tardio: o caso dos Córregos do Salto e Vigia / Fabiano de Jesus Ribeiro. – Francisco Beltrão, 2016.
96f

Orientador: Dr. Julio Cesar Paisani
Coorientadores: Dr Edison Fortes
Dra Rafaela Harumi Fujita

Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Campus de Francisco Beltrão, 2016.

1. Mapeamento geomorfológico. 2. Geomorfologia - Mapas. 3. Bacias hidrográficas. I. Paisani, Julio Cesar. II. Fortes, Edison. III. Fujita, Rafaela Harumi. IV. Título.

CDD 22.ed. 551.41
CIP-NBR 12899

Ficha catalográfica elaborada por Marcia Elisa Sbaraini-Leitzke CRB-9/539

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS – CCH
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – NÍVEL DE MESTRADO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

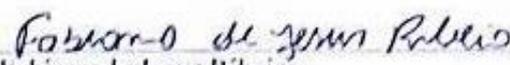
EVOLUÇÃO DA REDE DE DRENAGEM NA SUPERFÍCIE DE PALMAS/ÁGUA
DOCE DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO: O CASO DOS CÓRREGOS DO
SALTO E VIGIA

Autor: Fabiano de Jesus Ribeiro

Orientador: Prof. Dr. Júlio Cesar Paisani

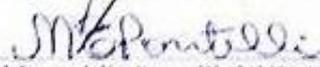
Este exemplar corresponde à redação final da
Dissertação defendida por Fabiano de Jesus Ribeiro e
aprovada pela comissão julgadora.

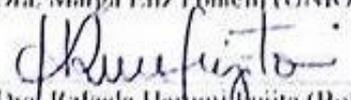
Data: 10/05/2016


Fabiano de Jesus Ribeiro

Comissão Julgadora:


Prof. Dr. Julio Cesar Paisani (UNIOESTE – F.B)


Profa. Dra. Marga Eliz Pontelli (UNIOESTE – F.B)


Profa. Dra. Rafaela Harumi Fujita (Bolsista de Pós-Doutorado
- PPG/INPD-CAPES)


Prof. Dr. Mauricio Amargo Filho
(UNICENTRO/Ciaraçuava)

Francisco Beltrão - PR
2016

*Ao Universo, por conspirar a favor dos meus intentos,
À minha família, por me dar o suporte necessário,
Dedico.*

AGRADECIMENTOS

Ao meu professor orientador, Dr. Julio Cesar Paisani, pela confiança em mim depositada, pelo conhecimento compartilhado e por toda sua dedicação no desenvolvimento das atividades demandadas no decorrer desta pesquisa.

À minha coorientadora, professora Dra. Rafaela Harumi Fujita, pelo suporte acadêmico oferecido, por seus conselhos precisos e pela amizade construída ao longo do tempo.

À CAPES, pela concessão da bolsa de Mestrado, e à Fundação Araucária, pelo apoio financeiro necessário ao desenvolvimento dessa dissertação.

À professora Dra. Michelle Milanez e ao professor Me. Fabiano Marion, por terem se mostrado tão solícitos, contribuindo com seu conhecimento e amizade.

Ao Senhor Joaquim Ribas, pela hospitalidade e atenção dispensados ao longo desses anos.

Aos membros e amigos do Grupo de Pesquisa Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais, em especial à professora Dra. Marga Eliz Pontelli, por ter contribuído de forma tão significativa com sua experiência profissional; aos colegas e amigos Leonel Manfredini; pela ajuda nos trabalhos de geoprocessamento; Josielle Samara Pereira, Bruna Krampe de Almeida e Alana Cavazini pelo apoio dado no decorrer das atividades de laboratório.

Ao novo amigo Michel Luzza, pela pronta ajuda na confecção do Abstract.

A todos meus amigos e familiares, principalmente à minha esposa Priscila Ribeiro, por todo o seu companheirismo e doação durante todos esses anos de convívio, enchendo de paz meus dias mais difíceis.

E, finalmente, a Deus pelas oportunidades que tem me dado e pelos espíritos de luz que tem posto em minha vida, o que tem me permitido superar obstáculos enfrentados.

“O lucro do nosso estudo é tornarmo-nos melhores e mais sábios.”
(Michel de Montaigne)

RESUMO

A presente dissertação estuda a evolução da rede de drenagem da superfície de Palmas/Água Doce durante o Quaternário Tardio, buscando entender os mecanismos que culminaram no abandono de paleocanais e paleocabeceira de drenagem observados na área. Para isso, procedeu-se: a) caracterização dos materiais por meio da descrição de três seções estratigráficas, HS10, HS13 e HS 20 e estabelecimento de seus respectivos transectos; b) mapeamento geomorfológico em escala de detalhe; e c) caracterização da rede de canais locais e das bacias hidrográficas referentes aos principais cursos fluviais, Córrego do Salto e Córrego do Vigia. As seções HS10 e HS20 correspondem a paleocanais de 2ª ordem, enquanto a HS13 a uma paleocabeceira de drenagem. O registro estratigráfico e a respectiva cronologia indicam que os fundos dos vales na área estudada se mantiveram ativos ao longo do Pleistoceno Superior, principalmente entre o Último Interstadial e o Último Máximo Glacial, no entanto, na transição do Pleistoceno para o Holoceno, tanto os fundos de vales de baixa ordem (<4ª ordem) quanto as cabeceiras de drenagem, passaram a atuar como áreas de destino dos sedimentos das encostas, culminando na colmatação dos fundos de vales e das cabeceiras de drenagem. O mapeamento geomorfológico de detalhe mostra que área mapeada se encontra dividida em quatro compartimentos geomorfológico: Superfície 1, Superfície 2, Setor dissecado de Superfície 2 e Superfície 2 com Dissecação em Pedimentos. Destes a Superfície 2 assume destaque por conter paleocanais e paleocabeceira de drenagem abandonados. A caracterização da rede de canais locais e das bacias hidrográficas foi realizada principalmente por meio da análise de padrões de drenagem, de perfis longitudinais e do Fator de Assimetria de Bacia (FAB). Os resultados indicaram a atuação do controle estrutural influenciando na dinâmica dos canais de drenagem. A integração dos resultados mostra que eventos de ordem tectônicas atuaram na superfície de Palmas/Água Doce até 42 000 anos AP causando ascensão de blocos, e consequente expansão da rede de canais de drenagem, o que promoveu a ação de processos erosivos. A partir dessa idade a rede de canais de drenagem passa para o estado de equilíbrio dinâmico, cujos registros estratigráficos indicam mudanças de ordem paleohidrológicas associadas ao Último Máximo Glacia (UMG). Essa fase é marcada por período mais seco com chuvas concentradas promovendo erosões significativas. Na passagem do UMG para o Holoceno ocorre geração de colúvio responsável pela colmatação de canais e de cabeceira de drenagem. Para que a colmatação fosse possível, os canais perenes se tornaram, sobretudo, efêmeros. Fato, este, associado ao rebaixamento do lençol freático durante a transição UMG para o Holoceno.

Palavras chaves: paleocanal, paleocabeceira de drenagem, índices morfométricos, mapeamento geomorfológico.

ABSTRACT

EVOLUTION OF DRAINAGE NETWORK ON THE SURFACE OF PALMAS/AGUA DOCE DURING THE LATE QUATERNARY: THE CASE OF SALTO AND VIGIA STREAMS

This dissertation studies the evolution of the drainage network of the surface of Palmas/Agua Doce during the Late Quaternary, seeking to understand the mechanisms that led to the abandonment of and palaeochannels and *palaeo valley head* observed in the area. For this, we proceeded to: a) a characterization of materials through the description of three stratigraphic sections, HS10, HS13 and HS 20 and the establishing of their respective transects; b) geomorphological mapping in detail scale; and c) characterization of the network of local channels and river basins related to the main waterways, Stream Do Salto and Stream Vigia. The sections HS10 and HS20 correspond to palaeochannels of 2nd order, whereas HS13 to a *palaeo valley head*. The stratigraphic record and its chronology indicate that the bottoms of the valleys in the study area remained active throughout the Upper Pleistocene, especially among the last interstadial and the Last Glacial Maximum, however, in the transition from the Pleistocene to the Holocene, both bottoms of low-order valleys (<4th order) as the *valley head*, began to act as target areas of sediment from the slopes, resulting in clogging of the valley bottoms and *valley heads*. The detail geomorphological mapping shows that the mapped area is divided into four geomorphological compartments: Surface 1, Surface 2, desiccated Sector Surface 2 and Surface 2 with dissection in pediments. Of these the surface 2 assumes prominence to contain abandoned paleochannels and *valley heads*. The characterization of the network of local channels and river basins was carried out mainly through the analysis of drainage patterns, longitudinal profiles and Basin Asymmetry Factor (FAB). The results indicated the role of the structural control influencing the dynamics of drainage channels. The integration of the results shows that events of tectonic order acted on the surface of Palmas / Agua Doce until 42,000 years AP causing blocks to rise, and the consequent expansion of the network of drainage channels, which promoted the action of erosion. From that age the network of drainage channels passes to the state of dynamic equilibrium, whose stratigraphic records indicate changes of paleohidrológicas order associated with the Last Maximum Glacia (UGM). This phase is marked by the dry season with concentrated rainfall promoting significant erosions. In the passage of the LGM to the Holocene occurs generation of colluvium responsible for clogging of canals and valley heads. To making the clogging possible, perennial channels became especially ephemeral. This fact was associated to the lowering of the water table during the LGM transition to the Holocene.

Key words: paleochannel, paleo valley heads, morphometric indices, geomorphological mapping.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1. Propriedades morfométricas de bacia hidrográfica.....	25
Figura 3.1. Localização da área de estudo.....	33
Figura 3.2. Vista da área de estudo com destaque para a Suérficie1.....	34
Figura 3.3. Localização das seções pedoestratigráficas em paleocanais e paleocabeceiras de drenagem abandonadas no parque eólico da IMPSA, bem como transectos dos materiais nas áreas de abrangência dessas feições geomorfológicas.....	35
Figura 3.4. Fluxograma das etapas de mapeamento geomorfológico.....	38
Figura 3.5. Distribuição dos pontos de observação levantados em campo.....	39
Figura 4.1. Foto da Seção pedoestratigráfica HS10 expondo em corte de estrada rural seção transversal de paleocanal de 2ª ordem hierárquica (A) e desenho esquemático da arquitetura pedoestratigráfica (B).....	43
Figura 4.2. Correlação cronoestratigráfica entre unidades pedo- e litoestratigráficas das seções HS1 e HS10, ambas representativas de paleocanais de 2ª ordem colmatados.....	45
Figura 4.3. Transecto transversal entre o interflúvio e a drenagem principal moderna em que ocorre o abandono do paleocanal representado pela seção HS10.....	47
Figura 4.4. Foto da Seção pedoestratigráfica HS20 expondo em corte de estrada rural corte oblíquo ao talvegue de paleocanal de 2ª ordem (A) e desenho esquemático da arquitetura pedoestratigráfica (B).....	48
Figura 4.5. Histograma com a variação das doses equivalentes/paleodoses entre as 15 alíquotas analisadas na determinação da idade dos sedimentos do nível 7Cb....	51
Figura 4.6. Histograma com a variação das doses equivalentes/paleodoses entre as 15 alíquotas analisadas na determinação da idade dos sedimentos do nível 2Cb....	52
Transecto transversal entre o interflúvio e a drenagem principal moderna em que ocorre o abando do paleocanal representado pela seção HS20.....	53
Figura 4.8. Foto da Seção pedoestratigráfica HS13 expondo em corte de estrada rural corte transversal de paleocabeceira de drenagem (A) e desenho esquemático da arquitetura pedoestratigráfica (B).....	55

Figura 4.9. Transecto transversal entre o interflúvio e a drenagem principal moderna em que ocorre o abandono da paleocabeceira de drenagem representada pela seção HS13.....	58
Figura 4.10 Mapa de Unidades de Formações Superficiais com Indicação Morfológica no Planalto de Palmas /Água Doce.....	60
Figura 4.11. Vista da Superfície 2 no primeiro plano e ao fundo a Superfície 1 (torres de energia eólica).....	61
Figura 4.12. Vista de montante para jusante do Setor Dissecado de Superfície 2. Percebe-se a assimetria do vale do Córrego do Salto.....	62
Figura 4.13. Vista do fundo do vale do Córrego do Salto mostrando compartimento designado de Superfície 2 com Dissecação em Pedimentos.....	63
Figura 4.14. Rede de canais de drenagem da área de estudo com destaque para os diferentes padrões de canais. Percebe-se os limites das bacias dos rios Córrego Salto e Córrego Vigia.....	64
Figura 4.15. Bacia Hidrográfica do Córrego do Salto.....	66
Figura 4.16. Vista de montante para jusante do vale do rio Córrego do Salto. Nota-se morfologia de vale assimétrica.....	67
Figura 4.17. Perfil longitudinal do Córrego do Salto.....	68
Figura 4.18. Lineamento estrutural e anomalias de drenagem conjuntamente nas bacias do Córrego do Salto e Córrego Vigia.....	70
Figura 4.19. Compartimentação do Córrego do Salto.....	71
Figura 4.20. Bacia Hidrográfica do Córrego do Vigia.....	73
Figura 4.21. Perfil longitudinal do Córrego do Vigia.....	74
Figura 5.1 Modelo hipotético dedutivo do abandono de fundos de vales de baixa ordem e cabeceiras de drenagem na área estudo.....	79

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.1. Propriedades morfométricas da rede de canais.....	24
Quadro 2.2. Padrões de drenagem.....	26
Quadro 4.1. Características morfológicas das unidades pedoestratigráficas da seção HS10.....	44
Quadro 4.2. Características morfológicas das unidades pedoestratigráficas da seção HS 20.....	50
Quadro 4.3. Características morfológicas das unidades pedoestratigráficas da seção HS13.....	56
Quadro 6.1. Síntese da dinâmica evolutiva da rede de drenagem da Superfície de Palmas/Água Doce durante o Quaternário Tardio.....	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1. Resultados das idades por luminescência oticamente estimulada (LOE) em grãos de quartzo pelo protocolo SARs (Single Aliquot Regenerative-dose) com 15 alíquotas.....	50
Tabela 4.2. Idades ¹⁴ C dos horizontes Ab da seção pedoestratigráfica HS13.....	57
Tabela 5.3. Idades por luminescência oticamente estimulada (LOE) em grãos de quartzo pelo protocolo SARs (Single Aliquot Regenerative-dose) com 15 alíquotas	57
Tabela 5.4. Relação Declividade Extensão aplicada ao córrego do Salto.....	69
Tabela 5.5. Relação Declividade e Extensão referente ao córrego do Vigia.....	75

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	OBJETIVO GERAL.....	15
1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	15
2	REFERENCIAL TEÓRICO.....	16
2.1	EVOLUÇÃO DO MODELADO TERRESTRE NO PERÍODO DO QUATERNÁRIO.....	16
2.2	ESTRATIGRAFIA COMO FERRAMENTA DE ESTUDO GEOMORFOLÓGICO.....	18
2.3	USO DE MAPEAMENTO EM ESTUDOS AMBIENTAIS GEOMORFOLÓGICO	20
2.4	DINÂMICAS FLUVIAIS E A EVOLUÇÃO DO RELEVO	23
3	MATERIAIS E MÉTODOS	32
3.2	CARACTERIZAÇÃO DE MATERIAIS NAS ÁREAS DE ABANDONO DE CANAIS	34
3.2.1	Descrição de seções pedoestratigráficas	35
3.2.2	Estabelecimento de transectos	37
3.3	MAPA DE UNIDADES DE FORMAÇÕES SUPERFICIAIS COM INDICAÇÃO MORFOLÓGICA.....	38
4.3	ANÁLISE DA REDE DE CANAIS MODERNOS	40
4	RESULTADOS.....	42
4.1	CARACTERIZAÇÃO DE MATERIAIS NAS ÁREAS DE ABANDONO DE CANAIS – SEÇÕES PEDOESTRATIGRÁFICAS E TRANSECTOS	42
4.1.1	Seção pedoestratigráfica HS10 (corte transversal a paleocanal de 2ª ordem).....	42
4.1.2	Seção pedoestratigráfica HS20 (corte oblíquo ao eixo de drenagem de paleocanal de 2ª ordem)	48
4.8	Seção pedoestratigráfica HS13 (corte transversal ao <i>hollow</i> de paleocabeceira de drenagem)	54
4.2	MAPA DE UNIDADES DE FORMAÇÕES SUPERFICIAIS COM INDICAÇÃO MORFOLÓGICA.....	59
4.3	CARACTERIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM.....	63
5	INTEGRAÇÃO DE RESULTADOS.....	77
6	CONCLUSÕES.....	82
7	REFERÊNCIAS	86

1 INTRODUÇÃO

A geomorfologia assume destaque nas geociências devido a sua capacidade de gerar informações a respeito da dinâmica das paisagens, sobretudo por meio de relações entre formas de relevo, estrutura geológica e formações superficiais. Hughes (2010) define a geomorfologia como a ciência que estuda as formas de relevos e os processos envolvidos em sua gênese, ao mesmo tempo possibilita, por meio da análise das feições atuais, inferir sobre formas e processos pretéritos.

Dentre as feições geomorfológicas, a rede de drenagem assume um importante papel na dinâmica evolutiva do relevo pelo fato de atuar diretamente nos processos erosivos e, conseqüentemente, na esculturação do modelado. Ademais, ela responde rapidamente a toda alteração ocorrida na paisagem (DORANTI, 2003) e tomando por base a direção dos cursos fluviais, é orientada principalmente pela gravidade. No entanto, fatores relacionados à estrutura litológica, como os lineamentos tectônicos, imprimem aos cursos diferentes arranjos de canais, além de influenciar de forma direta o trabalho geomorfológico – erosão/transporte/deposição realizado pela rede de drenagem (MORAIS et al., 2010).

Além dos lineamentos tectônicos, fatores climáticos e paleoclimáticos têm capacidade de influenciar a disposição e o trabalho da rede de drenagem, alterando o gradiente dos cursos hídricos podendo, em determinadas situações, gerar canais não funcionais (paleocanais). Embora esses canais não exerçam na paisagem função de drenagem de água ou transporte de sedimentos, eles se constituem em valiosa fonte de informação acerca da dinâmica pretérita de paisagens geomorfológicas.

O trabalho investigativo acerca da dinâmica da paisagem na região sudoeste do Paraná e Noroeste de Santa Catarina, realizados por membros do Grupo de Pesquisa Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais (GESGFS), vinculado ao Núcleo de Estudo Paleoambiental da Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Campus de Francisco Beltrão (UNIOESTE – FB), vem se deparando com a ocorrência de paleocanais de baixa ordem hierárquica (<4ª ordem) e de paleocabeceiras de drenagem em uma unidade geomorfológica específica, a superfície de Palmas/Água Doce (PAISANI et ei., 2008; 2012; 2014).

Os levantamentos estratigráficos dessas paleoformas de relevos têm sido realizados de forma sistemática desde 2007 pelo grupo GESGFS e se constituem em importantes fontes de informação acerca da atuação de fenômenos pedogenéticos e morfogenéticos. As análises cronológicas realizadas nos materiais de preenchimento das paleoformas presentes na área de estudo indicam que os depósitos mais antigos verificados na área datam de, aproximadamente, 41.000 anos.

Embora as atividades realizadas na superfície de Palmas/Água Doce tenham revelado aspectos da dinâmica da paisagem geomorfológica de cunho local e regional, os fatores e mecanismos envolvidos no abandono dos canais e cabeceiras de drenagem ainda não se encontram elucidados.

Nesse sentido, o hiato informativo acerca da evolução da rede de drenagem se constitui em um empecilho às atividades investigativas desenvolvidas pelo grupo de pesquisa GESGFS, impedindo um total entendimento acerca dos processos morfopedogenéticos atuantes na área de estudo.

Acredita-se que o processo de abandono dos canais e cabeceiras de drenagem verificado na superfície de Palmas tenha sido impulsionado pela captura fluvial, resultado da mudança de nível de base local. No entanto, fatores relacionados a mudanças climáticas, com conseqüente mudança na disposição de sedimentos, estão relacionados à dinâmica fluvial local e, conseqüente, à inativação de cursos fluviais.

Diante dessa lacuna, e dando continuidade às atividades desenvolvidas pelo GESGFS, o presente trabalho visou entender a evolução da rede de drenagem na superfície de Palmas/Água Doce durante o Quaternário Tardio, tendo como área amostral os rios Córrego do Salto e Córrego do Vigia. Esperou-se contribuir na determinação de fatores e mecanismos envolvidos no abandono de canais de baixa ordem e cabeceiras de drenagem nessa superfície.

O trabalho foi organizado, primeiramente, por meio de revisão conceitual designada de Referencial Teórico, para levantar as principais bases teóricas que fundamentam a compreensão do assunto. Na seqüência, foram revisados e elencados os Materiais e Métodos envolvidos na pesquisa. Os resultados apresentados foram sistematizados em item específico, enquanto a discussão envolveu um tópico designado de Integração dos Resultados. Por fim, fez-se síntese

dos principais resultados obtidos no item Conclusão, bem como breve avaliação dos métodos empregados.

Na sequência, são apresentados os objetivos que balizaram o trabalho.

1.1 OBJETIVO GERAL

O presente trabalho teve por objetivo geral entender a evolução da rede de drenagem na superfície de Palmas/Água Doce durante o Quaternário Tardio, tendo como área amostral os rios Córrego do Salto e Córrego do Vigia.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para atingir o objetivo geral, foram elencados os seguintes objetivos específicos para a pesquisa:

- a) Realizar revisão teórica metodológica acerca da evolução do modelado terrestre no que diz respeito à dinâmica evolutiva dos cursos d'água, abordando o fenômeno de inativação de canais;
- b) Descrever materiais encontrados em seções estratigráficas representativas de canais de baixa ordem e cabeceiras de drenagem abandonadas;
- c) Definir a cronologia dos fatos estratigráficos;
- d) Estabelecer a distribuição espacial das principais formas de relevo encontradas em área onde há ocorrência de abandono de canais e cabeceira de drenagem;
- e) Proceder a análise morfométrica e padrões de canais para a drenagem moderna.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Visando fornecer o embasamento teórico necessário à realização do presente trabalho, se fez necessário uma ampla revisão acerca de diversos temas relacionados ao fenômeno de abandono de canais no que diz respeito a sua localização, mapeamento e descrição. Desse modo, a revisão encontra-se dividida nos seguintes tópicos: a) evolução do modelado terrestre no período Quaternário; b) estratigrafia como ferramenta em estudos geomorfológicos; c) uso de mapeamento em estudos ambientais geomorfológicos e d) dinâmica fluvial e a evolução do relevo.

2.1 EVOLUÇÃO DO MODELADO TERRESTRE NO PERÍODO DO QUATERNÁRIO

O modelado terrestre é formado por uma variedade de formas construídas ao longo do tempo devido a esculturação do substrato geológico, resultado da combinação de ciclos de degradação intercalado por ciclo de aggradação, ocorridos ao longo de diferentes eras geológicas (PAISANI et al., 2008).

O conhecimento do passado geológico recente é visto como uma ferramenta eficaz no auxílio de estudos ambientais (SUGIO, 1999), principalmente quando se tem por objetivo o entendimento dos processos evolutivos que culminaram na atual paisagem geomorfológica (ROSA et al., 2010).

O período geológico de tempo denominado de Quaternário corresponde a esse passado geológico recente e tem início a aproximadamente 1,8 milhões de anos antes do presente (AP), e se divide em Pleistoceno e Holoceno. O Holoceno corresponde ao período mais recente do Quaternário tendo início a aproximadamente 10 000 AP e marca o término da última glaciação (SUGUIO, 2001)

Embora relativamente curto, o Quaternário foi palco de importantes acontecimentos no planeta Terra, como o surgimento da espécie humana e de praticamente toda a fauna moderna. Cabe ressaltar que esse período é marcado por intensas alterações climáticas.

Durante os últimos dois milhões de anos, o clima do planeta Terra tem se alternado entre períodos de clima seco (os períodos glaciais) intercalado por períodos de clima úmido - os chamados períodos interglaciais.

A teoria para a explicação das glaciações quaternárias é de que estas estão relacionadas a pequenas variações ocorridas na rotação da terra em relação ao sol, resultado da variação de intensidade da força de atração gravitacional entre os planetas. As oscilações do clima estão diretamente relacionadas à concentração dos gases de efeito estufa (dióxido de carbono); altas concentrações de dióxido de carbono estão associadas a elevadas temperaturas - assim como a temperatura diminui quando grande quantidade de dióxido de carbono é retirada da atmosfera e dissolvida nos oceanos (SUGUIO, 2001; EEROLA, 2003).

As alterações climáticas foram responsáveis também por influenciar o comportamento dos mares, causando alteração do seu nível durante o período Quaternário. As flutuações relativas do nível do mar resultam principalmente das variações reais apresentadas pelo nível marinho (eustasia) ou de mudanças de nível dos continentes (tectonismo ou isoestasia). Cabe ressaltar que as variações eustáticas apresentam caráter global, ao passo que os movimentos ocorridos a nível de continentes possuem características locais (MARTIN et al., 1993; MEIRELES et al., 2005).

A análise geológica de sedimentos quaternários depositados na faixa costeira do estado de Pernambuco indica que durante o Quaternário, sobretudo no pleistoceno, o nível do mar se apresentava mais elevado quando comparado ao nível atual. A datação desses depósitos aponta a ocorrência de gradativa diminuição do nível marítimo a partir de 5000 AP até os dias atuais (DOMINGUEZ et al., 1990). As oscilações do nível do mar durante o Quaternário deixaram inúmeras evidências na paisagem moderna, dentre as quais destaca-se grande quantidade de canais soterrados (ABREU e CALLIARI, 2005)

As pulsações climáticas ocorridas durante o período do Quaternário, aliadas a eventos de caráter tectônico foram responsáveis por submeter a superfície da terra a fases de desequilíbrio ambientais, favoreceram os processos erosivos, influenciaram diretamente a dinâmica do modelado terrestre e deram origem a diferentes feições topográficas (PENHA, 1998; MAGALHÃES e MOREIRA, 1998; SUGUIO, 1999; MEIRELES et al., 2005).

Os sucessivos ciclos de agradação e degradação ocorridos no período Quaternário resultam na alteração das taxas de intemperismo, pedogênese, bem como no regime fluvial. Tais alterações podem ficar preservadas em formas de depósitos sedimentares (LIMA, BARBOSA e SOUZA, 2006). Nas áreas continentais,

se destacam depósitos de colúvio e alúvio, e trazem consigo uma série de informações relevantes ao estudo da evolução da paisagem.

Os colúvios são vistos como corpos sedimentares decorrentes da evolução da paisagem ocorrida no período do Quaternário; geralmente se apresentam pouco estratificados, nem sempre são facilmente diferenciados do solo *in situ* e expressam relação entre a taxa de morfogênese e pedogênese (RIBEIRO et al., 2012). Esses materiais são oriundos geralmente de locais topograficamente mais elevados, depositados em locais favoráveis, como por exemplo nas encostas côncavas, devido, principalmente, pela ação da gravidade (CASSETI, 2005).

Os colúvios são originados, sobretudo, pela mobilização do regolito formado pela alteração *in situ* do material rochoso. Cabe ressaltar, que o termo genérico colúvio agrega uma série de materiais com estrutura bastante diferentes, tendo em comum apenas o fato de terem sua origem associada a regiões de escarpas abruptas, ou terrenos de inclinação acentuada. As propriedades físicas, mecânicas e granulométricas do colúvio estão diretamente associadas às características do seu terreno de origem, bem como dos processos deposicionais vigentes e, conseqüentemente, do clima (SANTOS e VIDAL, 2012).

Em relação aos alúvios, Guerra (2002) os define como sedimentos clásticos de natureza variada, geralmente arrancados das vertentes, transportados e depositados por cursos hídricos, dando origem aos depósitos fluviais (PACHECO e FERNANDEZ, 2014).

Os estudos das camadas (estratos) dos depósitos quaternários trazem em si uma gama de informações a respeito da história sedimentar e, conseqüentemente, dos eventos relacionados à história da sua deposição, o que faz com que os estudos estratigráficos sejam vistos como subsídio para a compreensão das mudanças naturais ocorridas no período do Quaternário (MELO, s.n.)

2.2 ESTRATIGRAFIA COMO FERRAMENTA DE ESTUDO GEOMORFOLÓGICO

Estudos ambientais referentes à dinâmica evolutiva da paisagem física exigem a caracterização das diferentes formas geomórficas no que diz respeito, principalmente, aos materiais que as mantêm. Sendo assim, a estratigrafia se apresenta como uma ferramenta capaz de gerar importantes informações acerca

dos materiais constituintes das diversas feições de relevo, conseqüentemente, da evolução da paisagem.

Define-se estratigrafia como a ciência que se baseia na descrição de todos os corpos rochosos, incluindo sedimentos, e sua organização em distintas e úteis unidades mapeáveis, baseada principalmente em suas propriedades e atributos. (HUGHES, 2010). Paisani (2004) refere-se a estratigrafia como um ramo da ciência geológica que tem como finalidade a descrição dos estratos sedimentares, bem como de suas respectivas idades.

Suguio (2004) define como objetivo da estratigrafia a sistematização dos colineamentos sobre as rochas que compõem a crosta terrestre, culminando no estabelecimento das chamadas unidades e sequências estratigráficas. Os registros estratigráficos datáveis, quando associados aos estudos geomorfológicos, constituem valioso instrumento de interpretação da evolução da paisagem geomorfológica por sua capacidade de fornecer informações cronológicas e de períodos de estabilidade e instabilidade ambientais ocorridos, principalmente, durante o período do Quaternário (MOURA et al., 1991).

Cabe ressaltar que a estratigrafia vai além da sucessão original das camadas e da idade relativa dos corpos rochosos. A estratigrafia engloba também sua distribuição, composição litológica, conteúdo fossilífero, além da interpretação desse conjunto de propriedades em termo de ambiente e modo de origem (PHILIPP e MACHADO, 2004). Sendo assim, as análises estratigráficas permitem aos estudiosos uma interpretação mais ampla dos aspectos relacionados à história evolutiva da superfície terrestre (BOGGS, 2006) e sua utilização está condicionada a critérios morfoestratigráficos, litoestratigráficos, aloestratigráficos, pedoestratigráficos e cronoestratigráficos.

Entende-se por unidades morfoestratigráficas os corpos sedimentares identificados pela geometria apresentada superficialmente e subsuperficialmente. À princípio, aspectos cronológicos e litológicos são tidos como secundários na distinção das unidades morfoestratigráficas. Quando comparada à paisagem local, as unidades morfoestratigráficas se apresentam como uma forma anômala (HUGHES, 2010; ALBUQUERQUE, SILVA e CORRÊA, 2011).

Crítérios morfoestratigráficos foram utilizados na região nordeste do estado do Pará por Silva Júnior e El-Robrini (2001) na análise do padrão de sedimentação

costeira, visando verificar a possível relação entre a evolução da planície e as oscilações do nível do mar, bem como a ocorrência de eventos tectônicos.

Em relação a critério litoestratigráfico, entende-se por litoestratigrafia o elemento da estratigrafia encarregado da descrição e nomenclatura dos corpos rochosos, baseado em critérios exclusivamente litológicos. As unidades litoestratigráficas são consideradas como as unidades básicas do mapeamento geológico, uma vez que cada unidade é formada durante um intervalo específico de tempo geológico (MURPHY e SALVADOR, 2003).

Ainda em relação aos diferentes critérios estratigráficos, a unidade aloestratigráfica é definida como um corpo estratiforme, passível de ser mapeado, originado por rochas sedimentares, identificado por meio das discontinuidades apresentadas (ETCHEBEHERE, 2002). Tais unidades são decorrentes de períodos de instabilidade ambiental, com conseqüente sedimentação coluvial e / ou aluvial (FETT JÚNIOR, 2011).

O critério pedoestratigráfico leva em consideração os eventos pedológicos que marcam o registro estratigráfico (HUGHES, 2010). Esse critério é importante, sobretudo nos estudos geomorfológicos pelo fato de denunciar eventos de pedogênese em áreas dinamicamente ativas (morfogênese).

Independente dos critérios anteriores, mas de forma complementar a todos eles, o critério cronoestratigráfico assume importância pelo fato de auxiliar a interpretação da sequência estratigráfica de determinados depósitos justamente por definir a sequência cronológica de seus fatos.

Além da caracterização dos materiais que se mantêm presente em determinada área, a distribuição espacial das diferentes formas de relevo deve ser levada em consideração em pesquisas ambientais, nesse sentido, os mapas têm sido considerados, principalmente nas últimas décadas, como uma importante ferramenta em estudo da dinâmica evolutiva do modelado terrestre

2.3 USO DE MAPEAMENTO EM ESTUDOS AMBIENTAIS GEOMORFOLÓGICO

A necessidade de uma coerente representação do modelado terrestre impulsionou, ao longo dos anos, o desenvolvimento de técnicas de elaboração de

mapas e cartas, possibilitando a organização de características genética e cronológica de forma tanto qualitativa como quantitativa (COLTRINARI, 2011).

A partir da década de 80 houve a utilização de ferramentas computacionais em análise de espaços físicos por pesquisadores brasileiros. Tal tendência originou-se nos Estados Unidos e na Inglaterra, na década de 60, quando essa tecnologia deu início a um acelerado processo de crescimento que ainda perdura. (VITAL *et al.*, 2010). Esse avanço possibilitou maior objetividade, agilidade, consistência e precisão na elaboração de mapas e demais documentos cartográficos, o que tem feito do sensoriamento remoto e do Sistema de Informações Geográficas (SIG) uma das principais ferramentas na elaboração de mapas destinados a diversos fins (CAMARGO *et al.*, 2011; MELO, 2013; CARVALHO e BAYER, 2008).

Em se tratando de mapeamentos destinados a estudos ambientais, no que diz respeito a análise da superfície terrestre, assim como nos processos envolvidos em sua evolução, os mapas geológico, pedológico e geomorfológico merecem destaques.

Estudos realizados por Teramoto, Lepsch e Vidal - Torrado (2001) utilizaram da inter-relação entre os aspectos geológico e geomorfológico em atividade de mapeamento e planejamento do uso de solo. Mapas geomorfológicos foram utilizados por Cunha *et al.* (2005) em trabalhos realizados em Botucatu, buscando a relação entre as superfícies geomorfológica e os atributos físicos, químicos e mineralógicos em latossolos presentes na região.

Lima, Dias e Vale (2012) utilizaram mapeamento geomorfológico como subsídio para o entendimento do processo de desertificação no norte do estado da Bahia.

O mapeamento de unidades geomorfológicas é considerado como um dos principais elementos em pesquisas geomorfológicas, auxilia na descrição e classificação das formas de relevo e pode ser utilizado, também, em estudos de planejamento ambiental por possibilitar representação espacial das diferentes feições de relevo presentes na área mapeada (SANTOS *et al.*, 2006).

Para que seja possível um perfeito entendimento dos fenômenos naturais ocorridos na superfície, se faz necessário saber seu local de ocorrência, bem como tais fenômenos se distribuem no espaço, e por fim, quais fatores levaram a ocorrência de determinados eventos. Nesse contexto, o mapeamento

geomorfológico oferece subsídio ao estudo da geomorfologia atuando como uma base de dados (OLIVEIRA e CHAVES, 2010).

Como já citado, pode-se afirmar que o mapeamento de unidades geomorfológicas se configura em importante instrumento de estudo ambiental, principalmente no que diz respeito à análise da paisagem, por possibilitar a compreender as relações processuais pretéritas e presentes responsáveis pela atual configuração do modelado terrestre.

Um fator que deve ser levado em consideração em trabalhos de mapeamento é a escala utilizada. A escolha da escala correta deve ser encarada como uma etapa relevante na confecção de um mapa geomorfológico. Em situações que exigem um elevado grau de detalhamento recomenda-se a confecção de mapas em escalas maiores, os chamados mapas de detalhe. Os mapas geomorfológicos de detalhe devem possibilitar a representação do modelado terrestre o mais próximo possível de sua forma real (RODRIGUES e BRITO, 2000).

Não existe um consenso sobre a correta escala a ser utilizada em trabalhos de mapeamento de detalhe, porém não é comum a utilização de escala menor que 1: 25 000. Oliveira e Chaves (2014) utilizaram a escala de 1:25 000 em trabalho de mapeamento geomorfológico de detalhe no estado da Bahia. Póvoas et al. (2013) utilizaram a escala 1:10 000 em mapeamento geomorfológico de detalhe realizado na cidade de Ilhéus, também no estado do Bahia.

Para que seja possível a realização de mapeamento de feições geomorfológica em escala de detalhes, é necessário que se tenha em mão uma adequada base de dados composta, principalmente, por documentos cartográficos em escala coerente, assim como imagens da área que apresentem resolução compatível com o produto final esperado. A resolução espacial de uma imagem está diretamente relacionada à capacidade de detalhamento das formas de relevo presentes na superfície (FRANÇA et al., 2005).

Embora as últimas décadas tenham sido marcadas pela popularização das geotecnologias, ocorrem situações em que a disponibilidade de base de dados em escala e em nível de resolução adequadas se constituem em um problema de difícil solução, cabendo, então, ao pesquisador, a busca de alternativa capaz de suprir tal demanda.

Nesse sentido, as imagens orbitais disponibilizadas gratuitamente pelo *Google Earth Pro*, associadas a uma rede de pontos podem ser utilizadas em

trabalhos de mapeamentos (OLIVEIRA et al, 2010). A utilização da imagem do *Google Earth* se mostrou uma alternativa viável em trabalhos de mapeamento de lavoura de café realizados por Adami et al. (2009) no estado de Minas Gerais, assim como no detalhamento do mapeamento geomorfológico e morfodinâmico do Atol das Rocas, realizado por Pereira et al. (2010).

Como visto, a geotecnologia tem, ao longo dos últimos anos, se apresentado como importante ferramenta na obtenção e processamento de dados geográficos destinados a estudo ambientais, no entanto, se faz necessário frisar que de modo algum as atividades de campo devem ser negligenciadas.

As atividades de campo são etapas fundamentais na elaboração de documentos geomorfológicos por possibilitarem uma fiel caracterização das feições de relevo representadas nos mapas. Dentre os elementos físico-naturais presentes na paisagem, a bacia hidrográfica ocupa posição de destaque, fazendo com que o número de pesquisa abordando elementos fluviais como suporte em análise da evolução morfológica, seja cada vez mais crescente (BUENO et al., 2014).

2.4 DINÂMICAS FLUVIAIS E A EVOLUÇÃO DO RELEVO

As bacias hidrográficas assumem papel de destaque na gênese do modelado terrestre devido, principalmente, por sua atuação como agente erosivo. Cabe mencionar que os cursos fluviais são extremamente sensíveis a mudanças ocorridas no relevo, sendo os primeiros elementos naturais a responderem a tais mudanças. Nesse sentido, a caracterização das bacias hidrográficas, bem como de seus canais de drenagem, se constitui em uma importante ferramenta em análises ambientais, por auxiliar no estudo investigativo do modelado terrestre, possibilitando a reconstrução de sua dinâmica evolutiva (SILVA, 2009).

A caracterização do comportamento fluvial pode ser realizada por meio da análise das propriedades morfométricas (Quadro 2.1) da rede de drenagem como densidade, angularidade, sinuosidade, assimetria e tropia apresentadas pelos cursos fluviais presentes em dada área (MARTINS et al., 2007; CAMOLEZI, 2013). Cada um desses índices apresenta determinadas características capaz de expressar significados ambientais.

Esses índices morfométricos podem ser obtidos de forma ágil e eficiente por meio de uma análise comparativa dos canais da bacia hidrográfica em estudo. E tal metodologia, apresentada por Soares e Fiori (1978), sugere que os canais sejam comparados e classificados de acordo com um gabarito proposto pelos autores (Figura 2.1).

Quadro 2.1. Propriedades morfométricas da rede de canais.

ÍNDICES MORFOMÉTRICOS	CARACTERÍSTICAS
Densidade de drenagem	Relaciona o comprimento total da rede de canais com a área em que se encontra inserida.
Angularidade	Expressa mudanças repentinas apresentadas pelos canais e estão relacionadas a fatores estruturais.
Sinuosidade	Exibe a relação entre o verdadeiro valor de um canal de drenagem e a distância em linha reta entre os seus pontos extremos. É influenciado pela carga de sedimentos, declividade e características geológicas da área.
Assimetria	Indica a relação entre os canais situados na margem direita e esquerda da bacia hidrográfica. O fator assimetria se constitui em uma resposta da bacia a eventos tectônicos.
Tropia	Consiste na tendência que os cursos apresentam de seguir por caminhos preferenciais e pode indicar a atuação de controle estrutural na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Baseado em Souza e Rossetti (2011); Santos, Cunha e Lima (2009); Camolezi (2013)

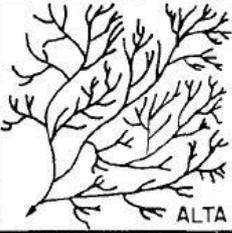
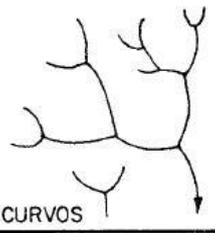
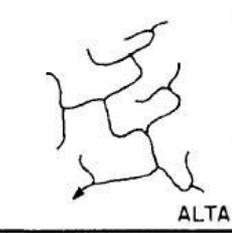
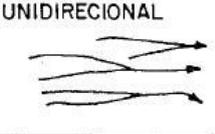
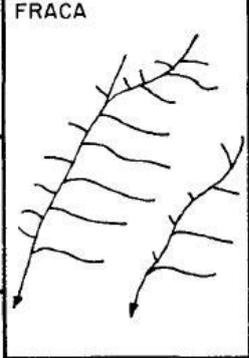
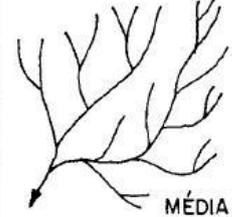
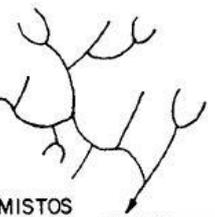
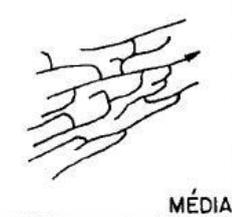
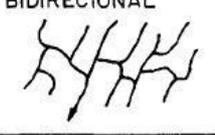
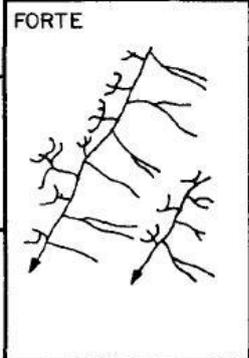
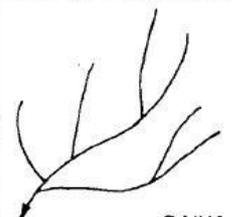
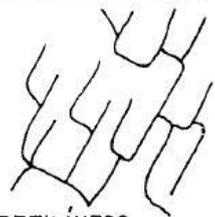
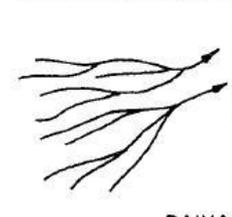
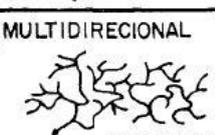
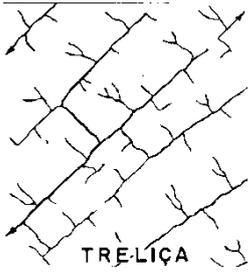
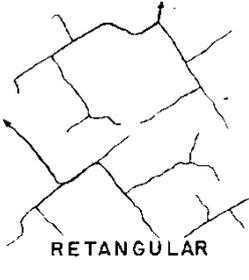
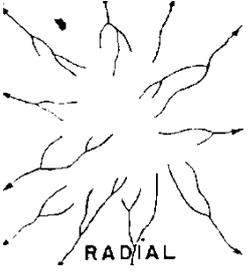
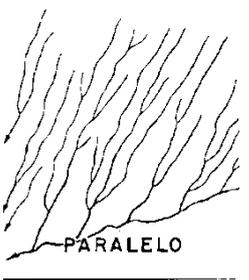
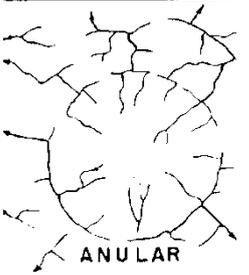
A- DENSIDADE	B- SINUOSIDADE	C- ANGULARIDADE	D- TROPIA	E- ASSIMETRIA
 ALTA	 CURVOS	 ALTA	UNIDIRECIONAL 	FRACA 
 MÉDIA	 MISTOS	 MÉDIA	BIDIRECIONAL 	FORTE 
 BAIXA	 RETILÍNEOS	 BAIXA	TRIDIRECIONAL 	
			MULTIDIRECIONAL 	
			DESORDENADA 	
			ORDENADA 	

Figura 2.1. Propriedades morfométricas de bacia hidrográfica
Fonte: Soares e Fiori (1978).

Além dos índices, os padrões de drenagem que correspondem ao arranjo espacial dos cursos fluviais também devem ser considerados em análises investigativas do relevo por auxiliar o entendimento do contexto geológico, geomorfológico e incluir todos os processos estruturais atuantes na configuração da paisagem (COUTO, FORTES e FERREIRA, 2013).

Christofoletti (1980), desconsiderando aspectos genéticos, propôs uma classificação simplificada dos padrões de drenagem em seis distintas unidades: dendríticos, treliças, retangulares, radiais, paralelos e anulares (Quadro 2.2).

Quadro 2.2. Padrões de drenagem.

Padrão	Principais características
 <p data-bbox="304 539 456 562">DENDRÍTICO</p>	<p data-bbox="644 322 1422 533">Comum em áreas que apresentam rochas de resistência uniforme. Esse padrão não apresenta uniformidade dos cursos, a presença de confluência em ângulo reto é vista como anomalia de drenagem e, geralmente, se encontra associada a eventos tectônicos.</p>
 <p data-bbox="328 819 440 842">TRELIÇA</p>	<p data-bbox="644 624 1422 790">Apresenta canais consequentes correndo paralelamente, recebendo canais subsecentes em ângulo reto. São encontrados em estruturas sedimentares, caracterizadas por apresentarem resistência desigual.</p>
 <p data-bbox="296 1088 456 1111">RETANGULAR</p>	<p data-bbox="644 882 1422 1093">Consiste em uma modificação do padrão treliça, apresenta morfologia ortogonal, resultado de alterações bruscas retangulares ocorridas em seus cursos fluviais. A presença desse padrão pode ser relacionada a diferenças na composição das camadas horizontais ou homoclinais.</p>
 <p data-bbox="328 1379 424 1402">RADIAL</p>	<p data-bbox="644 1184 1422 1350">Desenvolve-se sobre os mais variados embasamentos e estruturas. O padrão radial pode ser classificado em centrípeto e centrífugo de acordo com a direção apresentada por seus canais.</p>
 <p data-bbox="312 1648 440 1671">PARALELO</p>	<p data-bbox="644 1487 1422 1608">Esse tipo de padrão é observado em área que apresenta forte controle estrutural. São marcados pela presença de falhas e lineamentos paralelos entre si</p>
 <p data-bbox="328 1935 440 1957">ANULAR</p>	<p data-bbox="644 1767 1422 1888">Típicas de áreas dômicas, profundamente entalhada. Geralmente os canais se encontram acomodados em afloramento rochosos de menor resistência.</p>

Fonte: Christofolletti (1980).

Entretanto, ocorrem situações em que os canais fluviais apresentam características que destoam da morfologia apresentada da região, constituindo, assim, as anomalias de drenagem. Entende-se por anomalias de drenagem, ou anomalias fluviais, as irregularidades decorrentes de processos morfoestrutural e morfotectônico, fazendo com que a configuração dos cursos fluviais apresente padrão discordante do verificado na área. Tais anomalias são vistas como respostas dos canais de drenagem em busca do reestabelecimento do equilíbrio (BARBOSA et al., 2013).

Na paisagem, as anomalias acarretam em significativas alterações nos cursos fluviais, impondo modificações, tanto no transporte de materiais, quanto na morfologia dos canais de drenagem. Expressam-se, principalmente, por meio de curvaturas anômalas, segmentos retilíneos de drenagem, meandros comprimidos, cotovelos de drenagem e canais abandonados (MAIA e BEZERRA, 2012).

O abandono de canais registrados em planícies fluviais ocorre devido a desvio ou obstrução dos fluxos, ocasionado por uma série de processos, como avulsão fluvial e captura de canais (pirataria fluvial).

A avulsão fluvial pode ser definida como uma rápida, espacial e descontínua mudança que ocorre no leito de um rio ou canal distributário, alterando seu traçado e, conseqüentemente, dando origem a um novo curso, geralmente situado na parte baixa de uma planície de inundação, influenciando o mosaico da paisagem, bem como a feição do relevo (BRIGDE e DEMICCO, 2008)

Tal fenômeno é considerado um processo natural, ocorre principalmente em sítios ativos de sedimentação (ASSINE, 2005) devido ao rebaixamento do nível de base do rio, o que pode causar seu esgotamento em determinados trechos, bem como o alagamento em outras áreas antes não inundáveis (MERCANTE et al., 2007).

As avulsões podem ser desencadeadas por fatores inerentes ao ambiente deposicional, porém, alguns estudos relacionam o fenômeno a fatores ligados a alterações climáticas e a fatores de ordem tectônica (ASSINE et al., 2005).

Geralmente o processo é desencadeado pelo aporte de sedimento gerado pelos processos erosivos dos solos presentes na bacia hidrográfica, em que uma parcela desse sedimento acumula-se progressivamente nos canais de drenagem assoreando seu leito, o que, como consequência, impede seu fluxo.

Concomitantemente, os canais tendem a seguir novo curso, dando origem a nova rede de drenagem (ASSINE, 2009).

A baixa frequência de avulsão pode estar diretamente associada a baixa taxa deposicional de sedimentos finos. Assim sendo, um relativo aumento do nível de base pode ser responsável por conduzir a um aumento da frequência de processos avulsionais. Cabe ressaltar que a atividade tectônica e as falhas presentes na superfície terrestre possibilitam frequentes avulsões (BRIGDE e DEMICCO, 2008), que são vistas como parte do processo de rejuvenescimento do relevo e sempre trazem consigo uma série de consequências de ordem ambiental, social e econômica (ASSINE, 2009).

Dentre os mecanismos responsáveis pela inativação dos canais de drenagem, a captura fluvial também conhecida como “pirataria de rios” merece destaque. Esse fenômeno teve seu primeiro registro na França, no final do século XIX, em estudos realizados por pesquisadores franceses e americanos na região de Lorena, onde foi pesquisada a captura do rio Mosa pelo rio Mosela (OLIVEIRA, 2010).

A pirataria fluvial ocorre quando um canal de drenagem superior intercepta um canal de menor vazão, capturando-o e, como consequência, este último tem seu curso inativado, causando um redirecionamento da rede de drenagem, o que muda a configuração dos canais fluviais e altera a paisagem local (MIKESELL et al., 2010).

A pirataria de rios é verificada em várias escalas de tamanho e tempo, porém, alguns pesquisadores têm relatado que o já citado fenômeno é um evento de rara ocorrência, restrito a pequenas escalas.

A questão da pirataria fluvial deve ser entendida como algo maior que uma mera discussão acadêmica. Esse fenômeno deve ser compreendido como o resultado de processos geológicos atuais e pretéritos, que induzem a uma mudança drástica no padrão da rede de canais, no que diz respeito a sua configuração e ao material transportado (PEDERSON, 2001) devido à alteração do nível de base local ou regional (SILVA e OLIVEIRA, 2009).

A pirataria também pode ser verificada em corpos hídricos subterrâneos. Estudos realizados por Leal et al. (2015) observaram mudanças na orientação dos canais de drenagem subsuperficiais devido ao desenvolvimento da rede de canais. Nesses estudos foi observado um desacordo do fluxo de água subterrânea com a

delimitação topográfica, fenômeno explicado pelos autores como resultado da captura subterrânea de fluxos.

Em se tratando de pirataria fluvial, a altura do nível de base do rio capturado é maior que a do rio capturador, desse modo, a eficiência de um rio em capturar seu adjacente está relacionada à capacidade de manter seu nível em uma cota abaixo do rio capturado (OLIVEIRA, 2010). Além da cota do nível de base, a inclinação da área pode favorecer a pirataria de rios por impulsionar os processos erosivos necessários ao desencadeamento do fenômeno de captura (PEDERSON, 2001).

O gradiente íngreme fornece energia necessária aos processos erosivos atuantes nos fenômenos de captura de cursos fluviais devido à erosão remontante à infiltração, resultado da modificação ocorrida no relevo, culminando com o equilíbrio. Tal processo faz com que o canal de menor porte seja integrado ao canal de maior vazão caracterizando, assim, a pirataria de rio (GOUDIE, 2006).

O ponto de captura pode ocorrer transversalmente a uma elevação topográfica, dividindo em dois os sistemas de drenagem, resultando em uma drenagem transversal. Assim que capturado, o rio erode, infiltra, ou ainda flui sobre um interflúvio interveniente (coadjuvante), rumo a uma bacia de drenagem que apresenta um gradiente acentuado.

Cabe salientar que, além dos fatores até então citados como reguladores dos processos erosivos, devem ser consideradas as características dos materiais rochosos presentes na bacia, em especial no tocante à resistência aos processos erosivos (SILVA et al., 2006).

Mather (2000) associa a pirataria fluvial ao resultado de um aplainamento lateral. Nessa situação, o rio corta o interflúvio que o separa do tributário e, no ponto de entalhamento, a parte montante do referido curso é desviado, dando origem a um vale seco a jusante do canal decapitado. Ao término do processo de captura, um curso sempre sofre a expansão em detrimento do curso adjacente (CHRISTOFOLETTI, 1975).

O ponto onde ocorre a pirataria do canal, geralmente, apresenta uma mudança de forma do curso d'água, sobretudo em sua direção. Esse ponto, denominado de cotovelo de drenagem, faz com que o novo curso apresente um ângulo de noventa graus com a antiga direção. Além dos cotovelos de drenagem, uma série de feições geomorfológicas como vales abandonados e vales secos,

assim como a disposição do sistema de drenagem, indicam a ocorrência de pirataria fluvial (SOUZA FILHO et al., 2010).

Trabalho realizado por Silva *et al.* (2006) apresenta a relação entre a rede de drenagem e eventos tectônicos, principalmente, no que diz respeito à presença de anomalias. Nesse sentido, a análise do perfil longitudinal dos cursos, bem como o cálculo de índices relacionados a sua declividade se fazem necessários na caracterização da bacia hidrográfica (MARTINEZ et al., 2011).

Na perspectiva da análise morfométrica da rede de drenagem, a análise do perfil longitudinal do canal principal de dada rede de drenagem merece destaque. Os canais fluviais apresentam, ao longo do seu curso, uma alternância entre pontos de equilíbrio e desequilíbrio, resultado da sua dinamicidade. A representação longitudinal de um curso hídrico, quando aliado a outros dados geomorfológicos, permite a identificação desses pontos, ao mesmo tempo em que possibilita a compreensão dos fatores condicionantes do equilíbrio dos canais de drenagem, permitindo uma segura avaliação do controle exercido por fatores estruturais na bacia hidrográfica (MELO et al., 2010).

De acordo com Christofolletti (1981) o perfil longitudinal ideal de um curso hídrico, apresenta característica semelhante a uma curva logarítmica, exibindo curva parabólica côncava, com maiores valores de declividade em direção à nascente. Sendo assim, rios que apresentem seu perfil com essas características se encontram em equilíbrio, de modo que a importação e exportação de matéria e energia se apresentam equacionadas pelo ajustamento das variáveis do sistema hidrográfico.

A comparação do perfil longitudinal de determinado curso fluvial com a curva logarítmica referente a esse rio, denominada de curva ideal ou curva de melhor ajuste, permite a identificação de trecho em desequilíbrio. É considerado em situação de desequilíbrio cursos fluviais que apresentam comportamento de ascensão ou subsidência em relação a curva ideal (ZANCOPE, PEREZ FILHO e CARPI JÚNIOR, 2009).

Uma série de fatores está relacionada ao desequilíbrio dos cursos fluviais, de modo que o entendimento da sua declividade é mostrado como algo imprescindível em análises ambientais; nesse sentido, o índice *Relação Declividade Extensão* proposto por Hacker (1973) (ou Índice de Hacker) se apresenta como ferramenta

capaz de auxiliar no entendimento do comportamento altimétrico do rio no decorrer de sua extensão.

O índice de Hacker estabelece a relação Declividade Extensão nos diferentes trechos altimétricos do rio (RDE_{trecho}), assim como para seu comprimento total (RDE_{total}) por meio das seguintes equações:

$$RDE_{\text{trecho}} = \left(\frac{DH}{DL} \right) \times L \quad (1)$$

$$RDE_{\text{total}} = \left(\frac{DH}{LnL} \right) \quad (2)$$

Observa-se que DH e DL expressam a variação de nível altimétrico e a extensão entre dois pontos analisados de um curso fluvial, respectivamente e, por fim, L representa a distância acumulada do canal a montante do ponto para o qual está sendo calculado o valor do índice RDE.

A razão $RDE_{\text{trecho}} / RDE_{\text{total}}$, denominada Índice de Gradiente aponta presença ou ausência de anomalias, bem como permite classificá-las como anomalias de primeira ou segunda ordem (FUJITA et al., 2011). Valores inferiores a 2 indicam situação de equilíbrio, valores entre 2 e 10 indicam anomalias decorrentes de mudanças litológicas, as chamadas anomalias de segunda ordem. Valores de índice de gradiente iguais ou superiores a 10 indicam a ocorrência de anomalias de primeira ordem, relacionadas a diferenças de resistência litológica, a controle estrutural, ou ainda a movimentação tectônica (FIRMINO et al., 2014; OLIVEIRA e PINTO, 2014).

A bibliografia utilizada no decorrer do presente trabalho possibilitou entender os diversos processos capazes de causar a inativação de cursos fluviais, bem como direcionar a uma metodologia capaz de especificar quais os mecanismos envolvidos no abandono de canais e cabeceiras de drenagem.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento das atividades referentes a presente dissertação contou com recursos próprios e apoio financeiro da Fundação Araucária do Paraná (Convênio 204/2012), CAPES/CNPq- PVE (Projeto 144 /2012) e do CNPq (Processo 300530 / 2012 – 9).

As atividades realizadas no decorrer dessa pesquisa consistiram em descrição da área de estudo, caracterização de materiais nas áreas de abandono de canais, mapeamento geomorfológico de detalhe e análise da rede de canais modernos.

3.1 DESCRIÇÕES DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está situada na região sul do Brasil, entre o sudoeste do Paraná e o noroeste do estado de Santa Catarina (Figura 3.1), na localidade de Horizonte, entre os municípios de Palmas – PR e Água Doce- SC (PAISANI et al., 2012). Corresponde à área ocupada pelo parque eólico da Indústria Metalúrgica Pescarmona S.A (IMPESA), inserida nos limites hidrográficos dos rios Chopin – PR e Chapecó -SC (PAISANI et al., 2012).

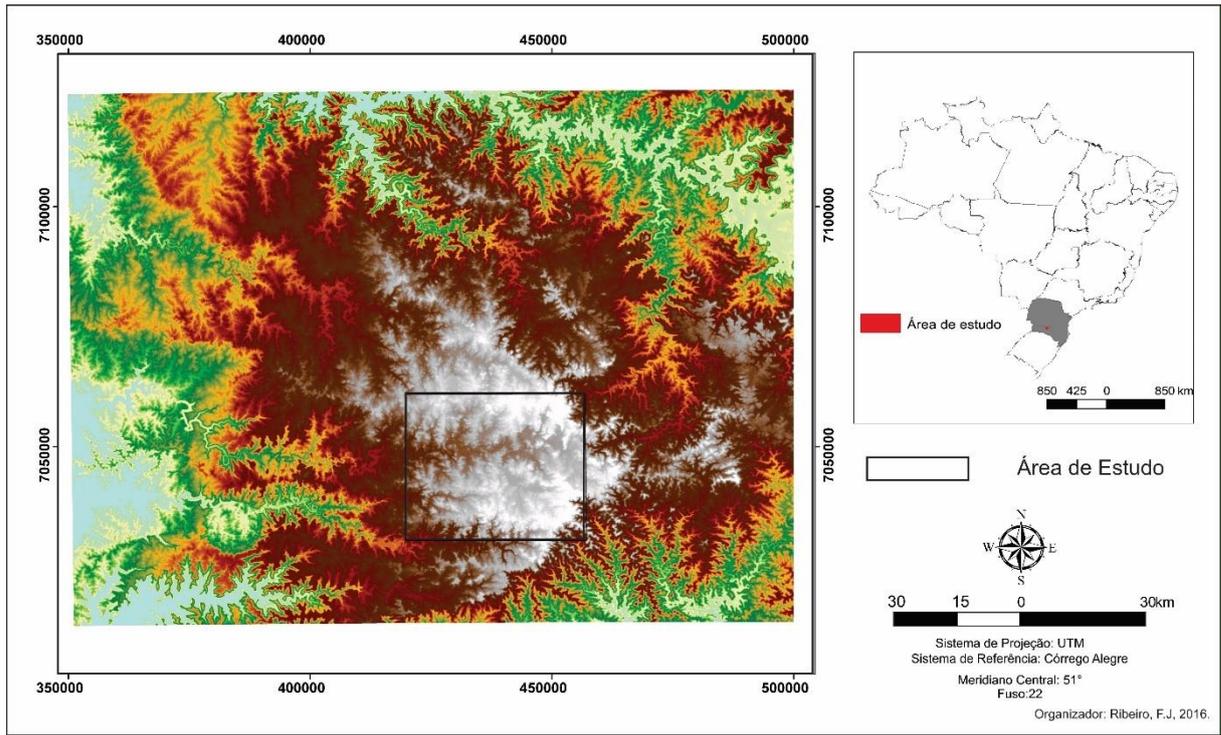


Figura 3.1. Localização da área de estudo.

A supracitada região se encontra na unidade fisiográfica denominada de Terceiro Planalto Paranaense, localizada na Bacia Sedimentar do Paraná e é mantida por derrames vulcânicos da Formação Serra Geral, mais precisamente inserida por Nardy et al. (2008) no grupo litológico denominado de Grupo Palmas

Nota-se, nessa área, um relevo predominantemente suave, marcado pela presença de superfícies tabulares descontínuas, típicas de relevos residuais (LIMA 2013). As superfícies residuais alongadas presentes na área de estudo apresentam topos suavemente convexos e se encontram em altitude superior a 1300 metros (Figura 3.2). Tais feições de relevos constituem a região remanescente da superfície de cimeira classificada, por Paisani et al. (2008), como Superfície 1.



Figura 3.2. Vista da área de estudo com destaque para a Superfície1.

Do ponto de vista de classificação pedológica, as formações superficiais da área são atribuídas como neossolos regolíticos e neossolos litólicos com presença de horizontes A húmico e ausência de B diagnóstico (EMBRAPA, 2006).

O planalto de Palmas/Água Doce se caracteriza por apresentar uma vegetação composta por espécies das famílias Poaceae, conhecidas popularmente como gramíneas, espécie da família Ciperaceae, porém, a maior parte da região apresenta vegetação predominante de campos naturais, utilizados como área de pastos (RAITZ et al, 2011).

Em relação ao clima, seguindo a classificação proposta por Köeppen, o Instituto de Terras Cartografia e Geociências do Paraná (ITCG) classifica o clima da região como Cfb; isso significa afirmar que a área apresenta clima mesotérmico temperado, com chuvas bem distribuídas ao longo do ano, com precipitações variando entre 1750 e 2250 milímetros (GUERRA e PAISANI, 2012).

3.2 CARACTERIZAÇÃO DE MATERIAIS NAS ÁREAS DE ABANDONO DE CANAIS

A caracterização de materiais nas áreas de abandono de canais envolveu a descrição de seções pedoestratigráficas e transectos (topossequências) entre os interflúvios e os fundos de vale modernos dos principais eixos de drenagem: Córrego do Salto e Córrego do Vigia.

3.2.1 Descrição de seções pedoestratigráficas

Na área de abrangência do parque eólico da usina Indústria Metalúrgica Pescarmona S.A (IMPISA) foram descritas três seções estratigráficas (HS10, HS13 e HS20) identificadas em fase anterior à realização desse trabalho pelo grupo de pesquisa GESGFS (Figura 3.3).

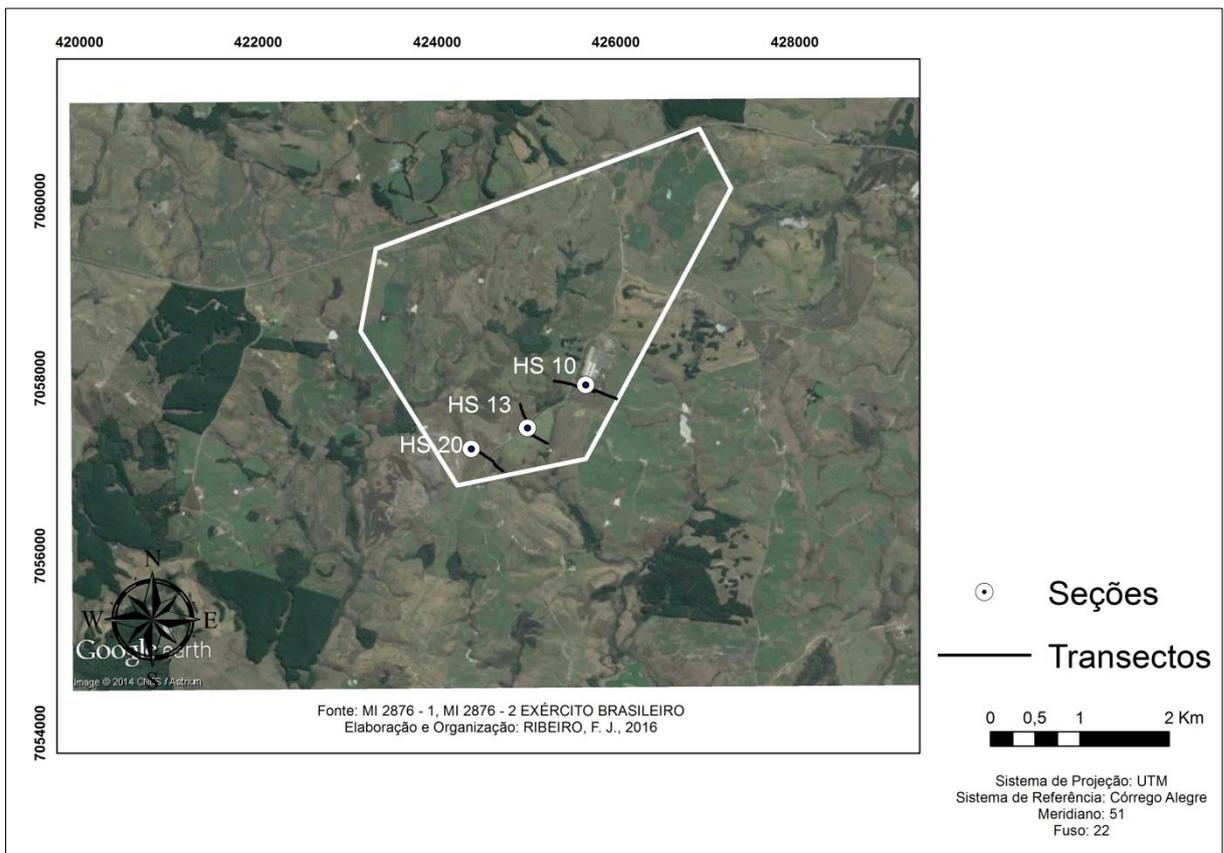


Figura 3.3. Localização das seções pedoestratigráficas em paleocanais e paleocabeceiras de drenagem abandonadas no parque eólico da IMPISA, bem como transectos dos materiais nas áreas de abrangência dessas feições geomorfológicas. Fonte: Adaptado do Google Earth (2014).

A seção HS10 corresponde a um corte transversal a um paleocanal de 2ª ordem; a seção HS13 representa um corte transversal ao *hollow* de paleocabeceira de drenagem, enquanto a seção HS20 corresponde a um corte oblíquo ao eixo de drenagem de paleocanal de 2ª ordem. Essas seções apresentam relações com abandono de canais e de cabeceira de drenagem de baixa ordem hierárquica verificados na rede de drenagem do Rio Chapecó, principal rio do sistema hidrográfico da área de estudo.

Reforça-se que todas as informações referentes à seção HS13 foram compiladas de Lopes - Paisani (2015) e cabe salientar, que a arquitetura deposicional da referida seção foi levantada anteriormente por membros do grupo GESGFS.

A textura dos materiais presente na HS13 foi determinada por Pereira e Guerra (2014) com base na granulometria, por meio da pipetagem da fração fina e peneiramento da fração grossa, com separação via úmido, conforme procedimento realizado por Paisani et al (1998). A cronologia dos materiais contidos na seção HS13 foi obtida por Paisani et al (2014) e Lopes-Paisani (2015), utilizando-se os métodos do carbono 14 e luminescência opticamente estimulada.

A arquitetura deposicional da seção HS10 foi levantada em fase anterior ao desenvolvimento desse trabalho, por membros do grupo de pesquisa GESGFS, sendo que sua descrição teve continuidade no decorrer do presente trabalho, de modo que foram coletadas, em campo, cinco amostras de material deformado e encaminhadas ao Laboratório de Análise de Formações Superficiais da UNIOESTE-FB, onde realizou-se a análise textural, aplicando-se o mesmo procedimento utilizado com as amostras da seção HS13.

A cronologia dos materiais presentes na seção HS10 foi obtida por datação relativa, por meio da cronorrelação de seus materiais com os materiais presentes na seção HS1, seção guia. A escolha da seção guia, seção HS1, foi motivada pela semelhança dos seus materiais constituintes com os materiais presentes na seção HS10, aliada à grande quantidade de datações realizadas nessa seção, fazendo com que a cronologia de seus eventos deposicionais se encontrasse totalmente esclarecida.

A descrição da seção HS20, realizada durante do desenvolvimento dessa pesquisa teve início com o levantamento da sua arquitetura deposicional. Para isso, se fez necessário a limpeza da seção e a individualização dos seus materiais constituintes, baseada em diferença macroscópica, sobretudo pela coloração, textura, contato e constituição das frações grossas e finas.

A individualização dos materiais presentes na HS20, bem como das demais seções apresentadas nesse trabalho, basearam-se na conjugação de critérios lito, alo e pedoestratigráficos, como proposto por Hughes (2010).

Dando continuidade às atividades de descrição da HS20, coletou-se em campo um total de oito amostras de materiais deformados, esse material foi

encaminhado ao Laboratório de Análises de Formações Superficiais da UNIOESTE-FB. A análise textural dos materiais contidos na HS20 foi realizada seguindo os mesmos procedimentos utilizados nas demais seções apresentadas.

Em relação à cronologia dos eventos deposicionais ocorridos na seção HS20, por questões orçamentárias, optou-se pela realização de duas datações, que foram realizadas pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).

As amostras destinadas a datações foram coletadas nos níveis 7Cb e 2Cb, utilizando-se tubos de PVC devidamente preenchidos com sacos plásticos pretos. Tal procedimento impediu o contato do material com raios solares, condição necessária para a preservação do sinal de luminescência. Após coletados, os materiais destinados à datação foram encaminhados ao Laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviço LTDA.

Cabe salientar que, devido à presença de paleossolos enterrados em todas as seções apresentadas, a sistematização dos dados seguiu critérios de classificação e nomenclatura pedoestratigráfica similares ao realizado por Paisani et al. (2014). Quanto aos atributos descritivos, se basearam em Santos et al. (2005).

3.2.2 Estabelecimento de transectos

Foram estabelecidos transectos (topossequências) entre os interflúvios dos principais eixos de drenagem, Córrego do Salto e Córrego do Vigia e os fundos de vales modernos, onde ocorrem as seções HS10, HS13 e HS20 (Figura 3.3).

Tal procedimento reproduz, em escala bidimensional, a geometria dos materiais em subsuperfície e sua construção foi baseada na atual topografia. Teve como objetivo verificar os materiais responsáveis pela manutenção das diferentes formas de relevos contidas nos compartimentos geomorfológicos presentes na área de estudo, bem como situar os canais e cabeceira de drenagem abandonados identificados no contexto topográfico, além de verificar a relação altimétrica entre os níveis hidromórficos pretéritos e atuais.

Ao longo dos transectos, foram levantados os materiais por meio de sondagens a trado holandês, procedimento baseado em Paisani e Oliveira (1998). Os materiais foram descritos de acordo com atributos observados nas respectivas seções pedoestratigráficas, com destaque para a cor.

A topografia dos transectos foi estabelecida pelo método de caminhamento, balizado nos trabalhos realizados por Paisani (1998) e Marques et al (2000). Para tal fim, utilizou-se clinômetro, metro de madeira, trena, bússola e GPS. Por fim, o *datum* foi arbitrado nos brejos do fundo do vale do Córrego do Vigia.

3.3 MAPA DE UNIDADES DE FORMAÇÕES SUPERFICIAIS COM INDICAÇÃO MORFOLÓGICA

As atividades de mapeamento foram divididas em três etapas: estudo preliminar, atividade de campo e atividades de gabinete (Figura 3.4). A primeira etapa consistiu em uma revisão bibliográfica acerca de mapeamento e análise dos dados de base. Por se tratar de uma área carente de documentos cartográficos em escala que possibilitasse a elaboração de mapas de detalhe, utilizou-se como suporte a imagem aérea obtida gratuitamente no Google Earth.

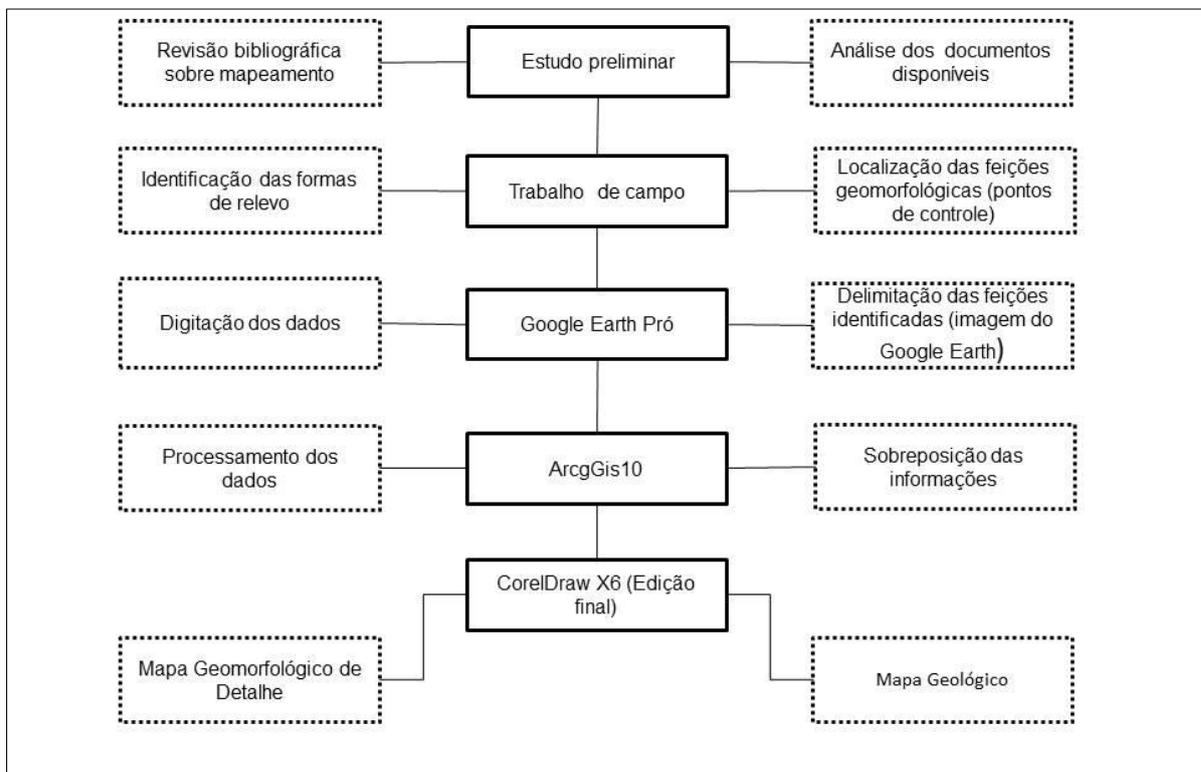


Figura 3.4. Fluxograma das etapas de mapeamento geomorfológico.

Em campo, percorreu-se a área de estudo identificando-se e localizando-se, por meio de pontos de controle, fundos de vales, depressões fechadas, cabeceira de

drenagem, canais efêmeros, superfícies planas, canais abandonados, topos convexos, além da presença de colúvio, alúvio e riolito, responsáveis pela manutenção das diversas formas de relevo observadas na área.

Nessa ocasião, utilizando-se de um GPS de navegação da marca Garmin, modelo *eTrex*, obtiveram-se as coordenadas das diferentes feições de relevos observadas na área, bem como seções pedoestratigráficas aqui apresentadas.

Em gabinete, as coordenadas dos pontos de controle foram digitadas no *Google Earth Pró*, o que possibilitou a visualização do enquadramento da área de estudo, a distribuição espacial das seções pedoestratigráfica, além da identificação na imagem do *Google Earth* das feições de relevo observadas em campo (Figura 3.5). As formas de relevo identificadas na imagem foram delimitadas, para isso, utilizou-se a ferramenta de desenho do *Google Earth Pró*.

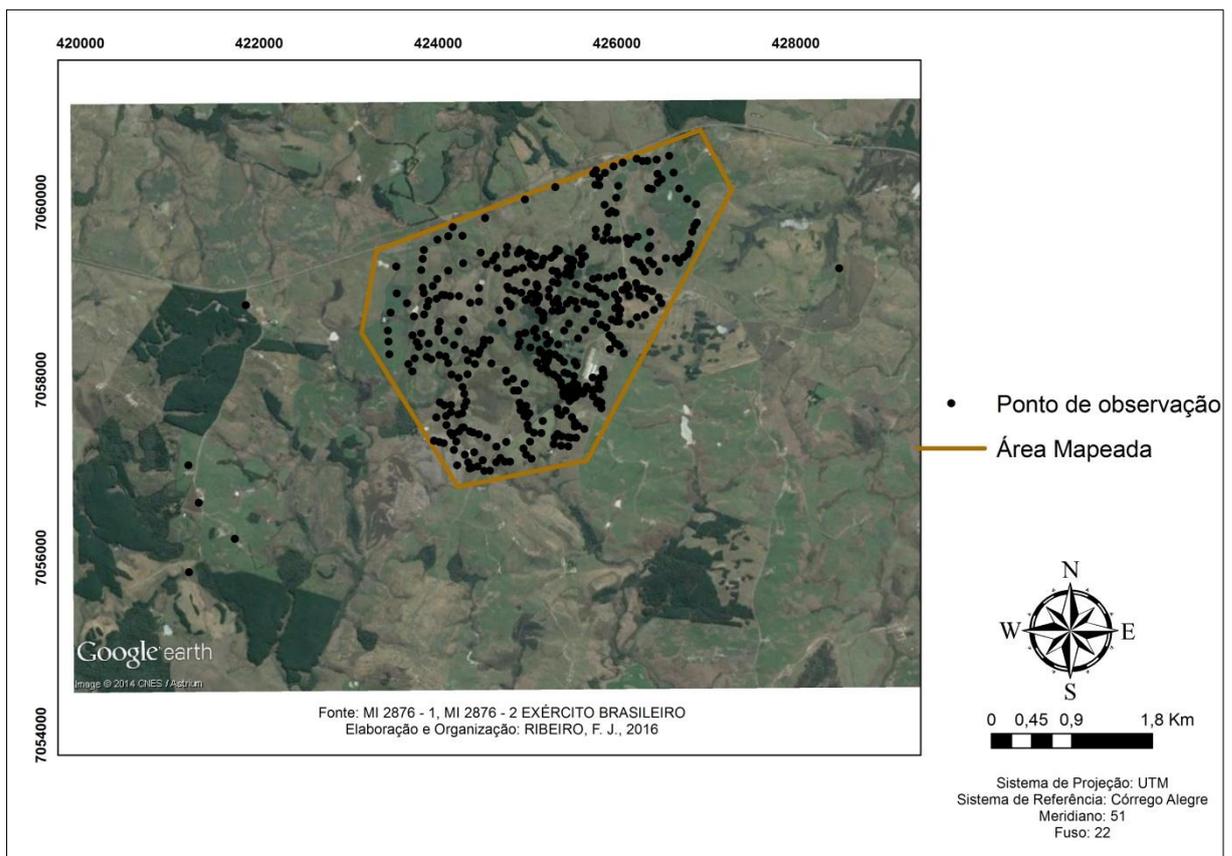


Figura 3.5. Distribuição dos pontos de observação levantados em campo.
Fonte: Adaptado do Google Earth (2014).

A imagem da área obtida no Google Earth, bem como as feições geomorfológicas delimitadas, coordenadas dos pontos de controle e seções

pedostratigráficas foram exportadas para o software *ArcGis10*, disponível no Laboratório de Geoprocessamento da Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Campus Francisco Beltrão, UNIOESTE - FB. Nessa etapa, acrescentou-se, como dados complementares, a base geológica e as cartas topográficas da área de estudo.

Os dados geológicos foram disponibilizados pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, enquanto as cartas topográficas, identificadas como Mi – 2876 -1 e Mi – 2876 – 2, referentes à região de Horizonte e Santo Antônio, respectivamente, foram produzidas pelo Ministério da Defesa – Exército Brasileiro e se encontram disponíveis no site do Instituto de Terras Cartografia e Geociências (ITCG).

Uma vez no *ArcGis10*, a imagem da área foi georeferenciada, para isso utilizou-se a ferramenta *georeferencing*. As cartas topográficas tiveram suas curvas de nível e a rede de canais digitalizadas utilizando-se a ferramenta de edição do *ArcGis10*.

As informações, adquiridas por meio da análise de documentos cartográficos e levantamento de campo, foram sobrepostas e deram origem aos mapas geológico e de unidades de formações superficiais com indicação morfológica. A etapa seguinte, que consistiu na edição final dos mapas, foi realizada utilizando-se o software *CorelDRAW X6*, disponível no Laboratório de Geoprocessamento da UNIOESTE - FB. Essa etapa teve como objetivo a atribuição de símbolos às feições de relevo mapeadas no decorrer do trabalho. Em relação à simbologia utilizada, adotaram-se símbolos capazes de representar as principais feições individualizadas em fase anterior, sem a adoção de normatizações específicas.

4.3 ANÁLISE DA REDE DE CANAIS MODERNOS

Os canais de drenagem digitalizados no decorrer das atividades de mapeamento foram descritos quanto à densidade, angularidade, sinuosidade, tropia, bem como ao arranjo espacial apresentado.

Utilizando-se do gabarito proposto por Soares e Fiori (1978), os canais foram classificados de acordo com a densidade, sinuosidade, angularidade e tropia. Em seguida, a área de estudo foi dividida em 30 células quadráticas, com dimensões de 2000 m² de largura e 3000 m² de comprimento, para isso utilizou-se o *ArcGis10*. Em

cada uma das células, realizou-se a análise dos padrões de drenagem por meio de comparação com gabarito proposto por Christofolletti (1980).

A etapa seguinte à caracterização da rede de drenagem consistiu na identificação e delimitação das bacias hidrográficas presentes na área onde foi verificado o abandono de canais, bacia hidrográfica do Salto (B H Salto) e bacia hidrográfica do Vigia (B H Vigia). Nessa etapa, utilizaram-se a ferramenta de edição do *ArcGis10* e as cartas topográficas referentes à área de estudo.

Seguindo os procedimentos adotados por Camolezi (2013), calcularam-se para as duas bacias delimitadas seus respectivos valores de assimetria (FAB). Dando sequência às atividades de caracterização das bacias, construíram-se os perfis longitudinais referentes aos principais cursos fluviais presentes na área de estudo, córrego do Salto e córrego do Vigia.

A partir dos perfis longitudinais, realizou-se o estudo dos córregos no que diz respeito à Relação Declividade Extensão (RDE) por meio das equações 1 e 2, propostas por Hack (1973).

$$RDE_{\text{trecho}} = \left(\frac{DH}{DL} \right) \times L \quad (1)$$

$$RDE_{\text{total}} = \left(\frac{DH}{LnL} \right) \quad (2)$$

Onde:

DH: Diferença altimétrica entre os pontos extremos do canal

DL: Extensão do trecho selecionado

L: Extensão total do curso d'água

Ln: Logaritmo natural

Os valores referentes às cotas altimétricas e à extensão dos trechos dos canais utilizados no cálculo do RDE foram obtidos diretamente das cartas topográficas da área de estudo.

A etapa final da caracterização dos cursos fluviais consistiu em uma criteriosa análise dos canais, atentando-se para possível presença de trechos retilíneos de drenagem e, conseqüentemente, a presença de lineamento morfoestrutural (O'LOEARY et al., 1976). Uma vez identificados, esses trechos foram destacados utilizando-se a ferramenta de desenho do *ArcGis10*.

4 RESULTADOS

4.1 CARACTERIZAÇÃO DE MATERIAIS NAS ÁREAS DE ABANDONO DE CANAIS – SEÇÕES PEDOESTRATIGRÁFICAS E TRANSECTOS

A caracterização dos materiais foi realizada de três formas: 1) por meio de observações em pontos de controle durante as atividades de mapeamento; 2) descrição de seções pedoestratigráficas e 3) estabelecimento de transectos com a distribuição lateral dos materiais ao longo de perfis topográficos.

No primeiro caso, os resultados integram o mapa de unidades de formações superficiais com indicação morfológica, enquanto os demais serão apresentados a seguir.

4.1.1 Seção pedoestratigráfica HS10 (corte transversal a paleocanal de 2ª ordem)

A seção pedoestratigráfica HS10 se localiza em corte de estrada rural, estabelecida para dar acesso à antiga usina de concretagem de torres eólicas. Corresponde à corte transversal do alto curso de paleocanal de 2ª ordem hierárquica, desconectado da atual rede de drenagem (Figura 4.1A).

A geometria das unidades pedoestratigráficas, estabelecida previamente por membros do grupo de pesquisa GESGFS, revelou um total de sete unidades pedoestratigráficas (Ap, 2Ap, 2C, 3Ab, 3Cgb, 4Cgb e 5CRgb) (Figura 4.1B).

O horizonte 5CRgb corresponde à rocha alterada com estrutura preservada, a qual pode ser designada de isoalterita, conforme a definição de Delvigne (1998).

No geral, percebe-se que as unidades são delgadas e que se destaca paleossolo hidromórfico enterrado, constituído pelos horizontes 3Ab, 3Cgb e 4Cgb e 5CRgb.

A seção pedoestratigráfica HS10 apresenta horizontes delgados (Quadro 4.1), com espessura variando entre 55 cm (2AP1 e 2C1) e 15 cm (3Cgb2), predomínio de estrutura de blocos subangulares, com grau de desenvolvimento

forte, com exceção dos horizontes 4Cgb2 e 5CRgb que apresentam estrutura maciça.

Em relação à consistência, quando seco, os horizontes, em sua maioria, apresentam-se duros (exceção os horizontes 3Cgb2 e 4Cgb2) e, quando úmidos, apresentam consistência variando entre friável (2C1, 3Ab2 e 4Cgb2) e firme (Ap, 2Ap1, 3Cgb2).

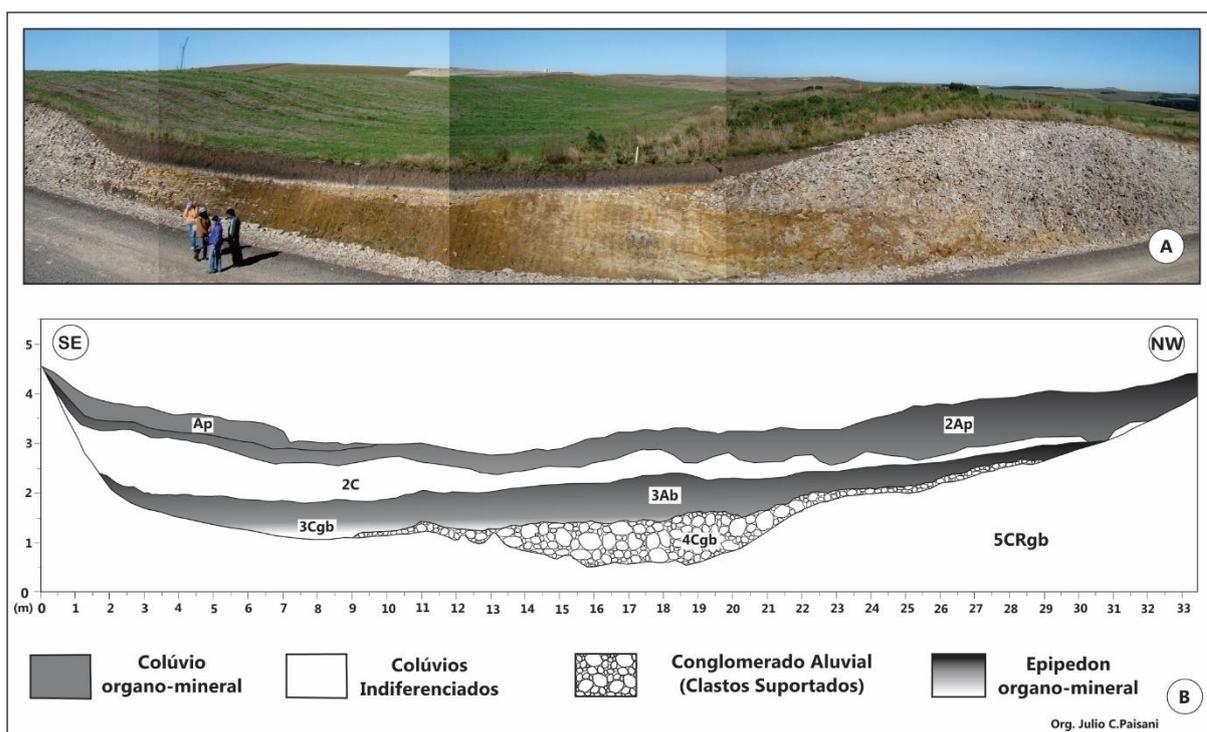


Figura 4.1. Foto da Seção pedostratigráfica HS10 expondo em corte de estrada rural seção transversal de paleocanal de 2ª ordem hierárquica (A) e desenho esquemático da arquitetura pedostratigráfica (B).

As características morfológicas expostas no Quadro 4.1 representam a pedogênese estabelecida em materiais de paleocanal, após passagem de um regime de alta (nível 4) para baixa energia (nível 3).

A análise da seção HS10 permite observar que a sobreposição de lamitos à cascalheira reflete uma diminuição do regime de energia, e não apenas uma sobreposição de depósitos decorrentes de enchentes, o que atestaria apenas uma migração lateral do canal, sem que houvesse necessariamente uma mudança do seu regime energético.

Quadro 4.1. Características morfológicas das unidades pedoestratigráficas da seção HS10

Horizonte	Espessura Média (cm)	Cor ³	Textura ⁴	Estrutura ⁵	Consistência		Outras Características
					Seca ⁶	Úmida ⁷	
Ap	20	10YR 3/2	Argilosa	bsa	d	Fi	Traços de raízes fasciculadas
2Ap ¹	55	10YR 2/1	Argilosa	bsa	d	Fi	Traços de raízes fasciculadas
2C ¹	55	10YR 3/2	Argilo-Siltosa	a bsa	d	Fr	Traços de raízes fasciculadas
3Ab ²	25	10YR 2/1	Argilo-Siltosa	a bsa	d	Fr	Traços de raízes fasciculadas
3Cgb ²	15	10YR 4/2	Franco-Argilosa	bsc	m	Fi	Fragmentos líticos
4Cgb ²	40	10YR 5/8		m	m	Fr	Clastos suportados
5CRgb	200	2.5Y 7/2 ⁸	-	m	-	-	Rocha alterada

¹Material coluvial. ²Material aluvial. ³Segundo Carta de Munsell. ⁴Diagrama triangular da USDA (Schaetzl e Anderson, 2005). ⁵g:granular, bs:blocos subangulares com grau de desenvolvimento forte:a, médio:b ou fraco:c, m:maciça. ⁶d:dura, m:macia, s:solta. ⁷fi:firme, fr:friável, mfr: muito friável. ⁸Matriz.

Após a fase de redução de energia, o paleocanal foi abandonado e colmatado por colúvio delgado (nível 2). Durante a fase moderna de uso agrícola, registra-se movimentação do horizonte Ap (nível 1).

A cronologia do registro estratigráfico do paleocanal de 2ª ordem foi inferida por correlação cronoestratigráfica entre seus registros pedolitológicos e os registros da seção pedoestratigráfica HS1, seção guia da área de estudo (Figura 4.2).

A sequência aluvial basal, que documenta mudança de regime fluvial de alta para baixa energia (conglomerado para lama), seguido de desenvolvimento de paleossolo (epipedon organomineral), é comum a ambas as seções (Figura 4.2).

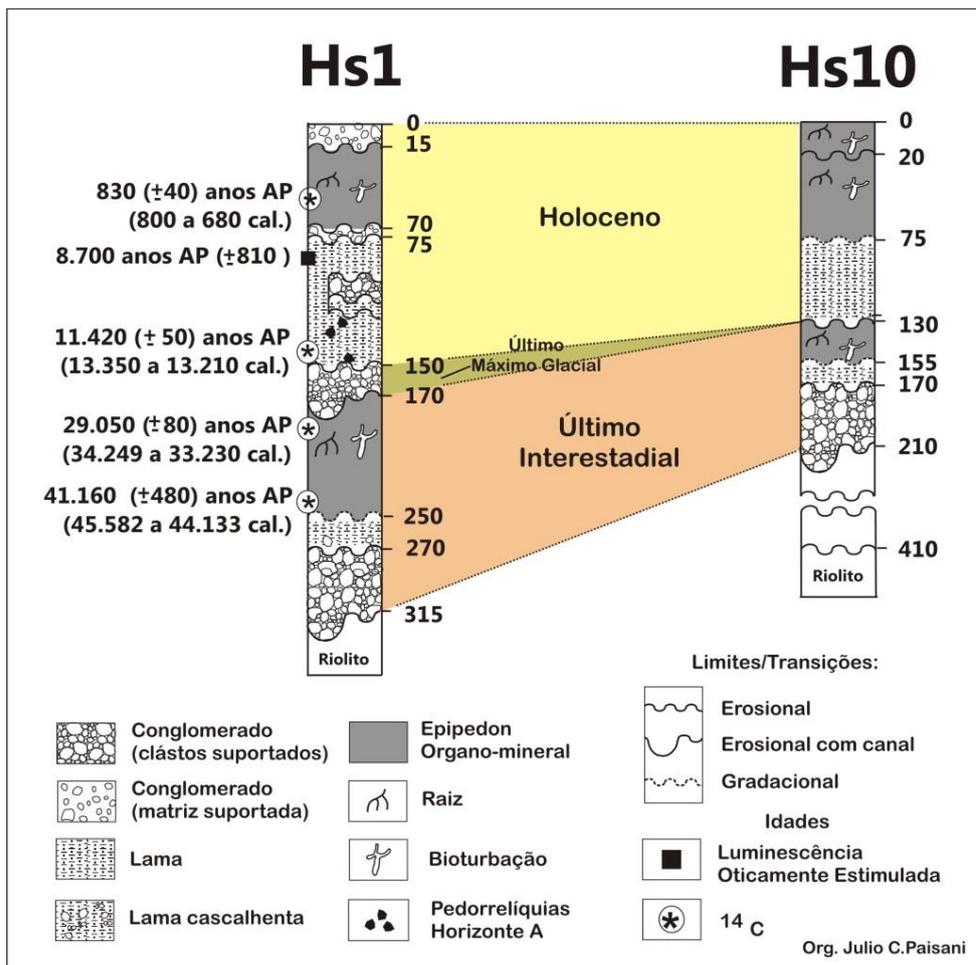


Figura 4.2. Correlação cronoestratigráfica entre unidades pedo- e litoestratigráficas das seções HS1 e HS10, ambas representativas de paleocanais de 2ª ordem colmatados

Fonte: adaptado de Paisani *et al.* (2014).

Conforme a cronologia obtida para a seção HS1, tal fenômeno ocorreu durante o Último Interstadial (Figura 4.2). As demais unidades da seção HS10, de 0 a 130 cm de profundidade, são inferidas como correlatas ao registro holocênico da seção HS1 (Figura 4.2). Nesse período, a superfície de Palmas/Água Doce passou por intensos eventos de instabilidade ambiental, que culminaram na colmatagem de canais de baixa ordem e cabeceiras de drenagem, bem como no estabelecimento de sedimentos coluviais (PAISANI *et al.*, 2014).

O transecto referente à seção pedoestratigráfica HS10 mostra, em detalhe, a topografia dos compartimentos geomorfológicos e a distribuição bidimensional dos materiais (Figura 4.3). São destacados segmentos do transecto com os materiais que mantêm cada compartimento e o contexto topográfico em que se situam o paleocanal de 2ª ordem referente à seção HS10.

Percebe-se que o transecto inicia em parte do plano aluvial moderno, onde ocorrem sequências pedoestratigráficas hidromórficas (horizontes A, Ac e Cg). Entre esse setor e o remanescente de superfície aplainada 2, há pedimento mantido por delgado solo hidromórfico, que lhe confere a clássica designação de pedimento rochoso (BIGARELLA *et al.*, 1965).

A porção montante do pedimento foi dissecada e passou a apresentar topografia mais inclinada e horizontes pedológicos mais delgados. Esse setor se caracteriza como local de predomínio da morfogênese mecânica e foi designado de rampa de colúvio.

A partir do pedimento, até o remanescente de superfície aplainada 1, há horizontes hidromórficos que estão secos, similarmente ao verificado no local onde se encontra o paleocanal de 2ª ordem (Seção HS10), cujos horizontes 4Cgb e 5CRgb (Figura 4.3), nas condições modernas, apresentam umidade somente durante a chuva. Esse fato leva a pensar que o nível freático foi sendo rebaixado ao longo do tempo, transformando o paleocanal de perene para efêmero até seu abandono.

O lago moderno, situado no remanescente de Superfície Aplainada 2, reconhecida por Paisani *et al.* (2008), é mantido pelo acúmulo da água da chuva que não consegue infiltrar devido à pouca espessura do nível pedológico e o padrão sub-horizontal de acamamento do riolito.

O paleocanal está inciso no remanescente de superfície aplainada 2, justamente no setor geomorfológico designado de Setor Dissecado da Superfície 2 (Item 4.2), cujos paleofluxos seguiam paralelos ao fundo de vale de 4ª ordem moderno. Considerando tal fundo de vale como nível de base local, onde é comum sequências pedoestratigráficas hidromórficas, o nível freático do paleocanal já esteve a 70m de altura acima do nível freático moderno (Figura 4.3).

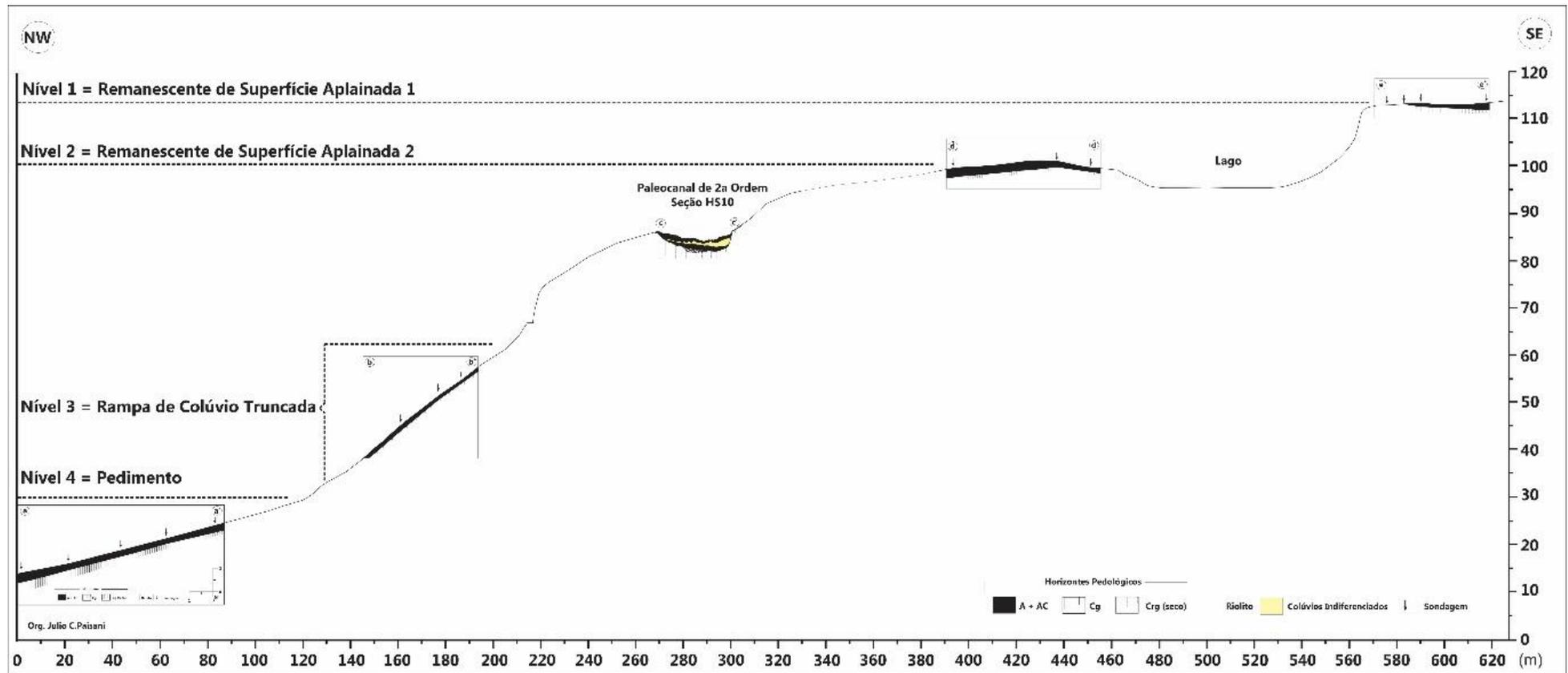


Figura 4.3. Transecto referente a seção pedoestratigráfica HS10.

Figura 4.3. Transecto transversal entre o interflúvio e a drenagem principal moderna em que ocorre o abandono do paleocanal representado pela seção HS10.

4.1.2 Seção pedoestratigráfica HS20 (corte oblíquo ao eixo de drenagem de paleocanal de 2ª ordem)

A seção pedoestratigráfica HS20 se localiza em corte de estrada rural e corresponde a um corte oblíquo ao talvegue de um paleocanal de 2ª ordem hierárquica desconectado da atual rede de drenagem (Figura 4.4A).

Foi identificado um total de 10 unidades pedoestratigráficas (Ap, 2Cb, 3Cb, 4Cb, 5Cb, 6Cb, 7Cb, 8Cgb, 9Cgb e 10CRgb) (Figura 4.4B). Percebe-se que as unidades são delgadas e que se destaca o paleossolo hidromórfico enterrado, constituído pelos horizontes 8Cgb, 9Cgb e 10CRgb. O horizonte 10CRgb corresponde à isoalterita.

As características morfológicas estão expostas no Quadro 4.2 e representam a pedogênese estabelecida em materiais de paleocanal, após este passar para regime de baixa energia (nível 8), similarmente ao verificado para as seções HS1 e HS10 (Figura 4.4B). Nova fase de reativação erosiva foi registrada, truncando a sequência aluvial (8Cgb e 9Cgb) e a rocha alterada (10CRgb).

O retrabalhamento dessas unidades gerou sequência colúvio-aluvial (7Cb a 3Cb), por vezes com laminações de areia quartzosa média e fragmentos de crosta ferruginosa (7Cb). Sobre a sequência colúvio-aluvial, registra-se colúvio (2Cb) melanizado em seu topo (Ap).

Os resultados das datações realizadas nos sedimentos dos níveis 7Cb e 2Cb, pelo método de luminescência opticamente estimulada, estão expostos na Tabela 4.1. Entretanto, os sedimentos do nível 7Cb apresentaram idade média de 45.100 anos AP (± 5.350) e margem de erro que lhes concebe idades entre 39.750 a 50.450 anos AP.

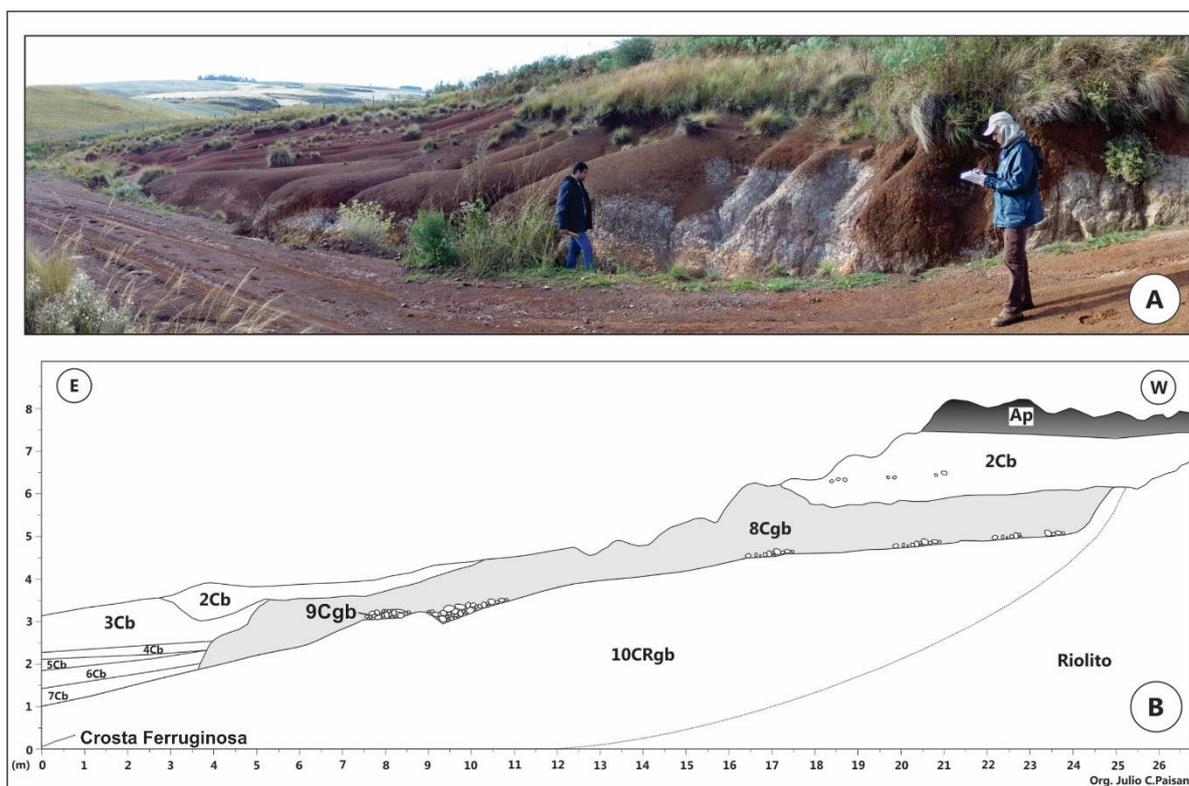


Figura 4.4. Foto da Seção pedostratigráfica HS20 expondo em corte de estrada rural corte oblíquo ao talvegue de paleocanal de 2ª ordem (A) e desenho esquemático da arquitetura pedostratigráfica (B).

As doses equivalentes/paleodose (Gy), obtidas em cada grão de quartzo analisado, mostram uma variação entre um mínimo de 132,6 e máximo de 209,7 (Figura 4.5), implicando em um intervalo de idades individuais entre 31.950 a 50.530 anos AP. Esses valores estão muito próximos ao intervalo da margem de erro obtido pela idade média para o conjunto das 15 alíquotas.

Correlacionando à cronologia de eventos paleoambientais globais, pode-se dizer que a fase de reativação erosiva do paleocanal, bem como sua colmatação por sedimentos colúvio-aluviais ocorreram durante o Último Interstadial.

Ao comparar a idade média obtida para os sedimentos do paleocanal representado pela seção HS20 com as idades dos sedimentos que marcam a reativação erosiva detectada em seções pedostratigráficas de outros paleocanais de 2ª ordem na área de estudo, as seções HS1 e HS2 (PAISANI et al., 2012; GUERRA, PAISANI, 2013), percebe-se que a reativação erosiva do paleocanal representado na seção HS20 é mais antigo, pois nos demais casos a reativação ocorreu durante o Último Máximo Glacial. Essa informação é importante e sugere ocorrência de dois fenômenos diferenciados.

Quadro 4.2. Características morfológicas das unidades pedoestratigráficas da seção HS 20

Horizonte	Espessura Média (cm)	Cor ⁴	Textura ⁵	Estrutura ⁶	Consistência		Outras Características
					Seca ⁷	Úmida ⁸	
Ap	40	5Y 3/2	Franco-argilo-siltosa	bs ^c	s	mfr	Raízes fasciculadas
2Cb ¹	120	10YR 4/4 a 10YR 5/8	Franco-argilo-siltosa	bs ^{a,b}	m	fr	Litorrelíquias de riolito intemperizado, linha de pedras descontínua e traços de raízes fasciculadas
3Cb ²	70	7.5YR 4/6	Franco-argilo-siltosa	bs ^{a,c} - l	m	fr	-
4Cb ²	10	7.5YR 4/4 a 6/1	Franco-argilo-siltosa	bs ^{a,c}	m	fr	Lentes milimétricas de fragmentos do horizonte 8Cgb
5Cb ²	20	5YR 4/6 a 7.5YR 6/1	Franco-argilo-siltosa	bs ^{a,c} - l	m	fr	Lentes milimétricas de fragmentos do horizonte 8Cgb
6Cb ²	30	7.5YR 4/4 a 6/1	Franco-argilo-siltosa	bs ^{a,c}	m	fr	Lentes milimétricas de fragmentos do horizonte 8Cgb
7Cb ²	30	7.5 YR 4/4	Franco-siltosa	bs ^{a,c}	d	fr	Lentes de areia quartzosa e fragmentos de crosta ferruginosa
8Cgb ³	120	10R 8/1, 10R 5/8 e 2YR 7/3	Franco-argilo-siltosa	M	m	fr	Traços de raízes fasciculadas cor 10YR 5/6 e grânulos de calcedônia
9Cgb ³	20	10YR 7/8 a 7.5YR 6/8 ⁹	-	M	m	fr	Conglomerado com clastos suportados descontínuo
10CRgb	140	10YR 6/8	-	M	m	fr	Rocha alterada com crostas ferruginosas centimétricas 16 ^o mergulho NE

¹Material coluvial. ²Material colúvio-aluvial. ³Material aluvial. ⁴Segundo Carta de Munsell. ⁵Diagrama triangular da USDA (Schaeztl e Anderson, 2005). ⁶g:granular, bs:blocos subangulares com grau de desenvolvimento forte^a, médio^b ou fraco^c, m:maciça. ⁷d:dura, m:macia, s:solta, l:laminar. ⁸fi:firme, fr:friável, mfr: muito friável. ⁹Matriz

Tabela 4.1. Resultados das idades por luminescência opticamente estimulada (LOE) em grãos de quartzo pelo protocolo SARs (*Single Aliquot Regenerative-dose*) com 15 alíquotas.

Horizonte	Prof. (cm)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade (%)	Dose Anual (uGy/ano)	Dose Equivalente (Gy)	Desvio Padrão	Idade (anos AP)
2Cb	130	22,756 ±0,819	7,699 ±0,549	0,544 ±0,079	23,7	3.980±210	86,5	36,9	21.700 ±2.220
7Cb	150	24,031 ±0,865	6,828 ±0,291	0,456 ±0,066	21,4	4.150±285	187,3	23,9	45.100 ±5.350

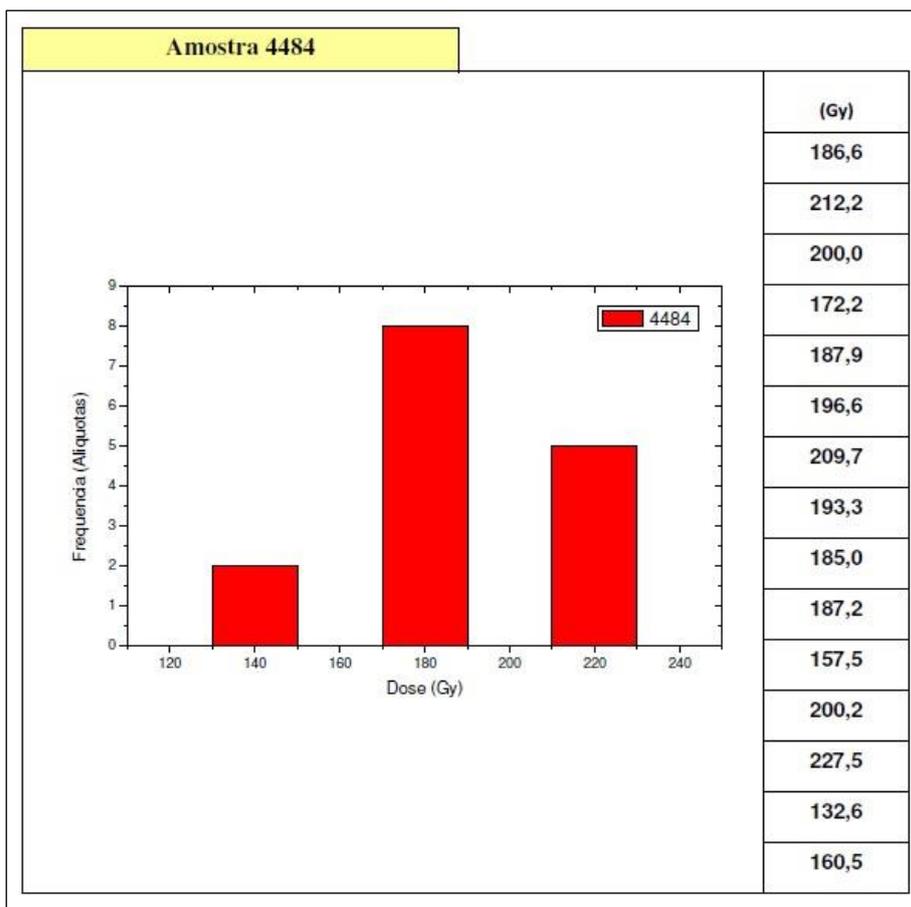


Figura 4.5. Histograma com a variação das doses equivalentes/paleodoses entre as 15 alíquotas analisadas na determinação da idade dos sedimentos do nível 7Cb.

No caso dos paleocanais representados pelas seções HS1 e HS2, a reativação foi gerada em um período paleoclimático de escassez de umidade, como sugerem os dados isotópicos do carbono, fitolíticos e palinológicos (BEHLING et al., 2004; PAISANI et al., 2013; 2014; LOPES-PAISANI et al., 2015).

A reativação deve ser resultado da concentração do escoamento superficial no fundo dos vales de forma efêmera, como sugerido para fenômeno de voçorocamento em paleocabeceiras de drenagem para o mesmo período (PAISANI et al., no prelo).

Já, no caso do paleocanal representado pela seção HS20, a reativação ocorreu durante um período úmido, Último Interestadial (BEHLING et al., 2004; PAISANI et al., 2013; 2014; LOPES-PAISANI et al., 2015) e leva a pensar que representa adaptação dos fundos de vales de baixa ordem hierárquica (< 4ª ordem) a mudanças do nível de base de cunho local e/ou regional.

Os sedimentos do nível 2Cb apresentaram idade média de 21.700 anos AP (± 2.220) e margem de erro que lhes concebe idades entre 19.480 a 23.920 anos

AP. As doses equivalentes/paleodose (Gy) obtidas em cada grão de quartzo analisado mostram uma variação entre o mínimo de 37,1 e máximo de 147,8 (Figura 4.6), implicando em intervalo de idades individuais entre 9.321 a 37.136 anos AP.

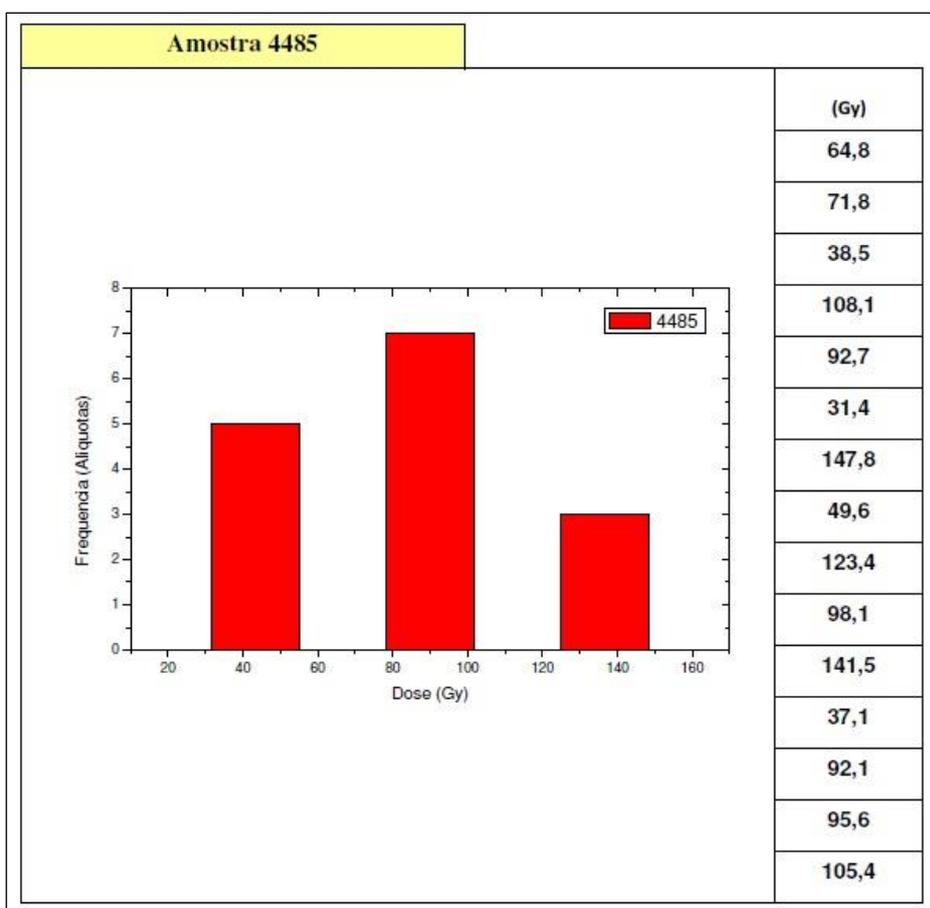


Figura 4.6. Histograma com a variação das doses equivalentes/paleodoses entre as 15 alíquotas analisadas na determinação da idade dos sedimentos do nível 2Cb

Os valores acima estão muito distantes do intervalo da margem de erro obtido pela idade média para o conjunto das 15 alíquotas e devem representar problemas no sinal de luminescência de alguns grãos. Pelo que se sabe dos demais registros pedoestratigráficos da área de estudo, é possível que o nível 2Cb tenha se estabelecido entre a transição Pleistoceno/Holoceno ao Holoceno Superior, quando canais de baixa ordem e cabeceiras de drenagem passaram pelo fenômeno de colmatação.

O transecto referente a seção HS20 foi elaborado com base em 19 pontos de tradagem e possui aproximadamente 300 metros de extensão.

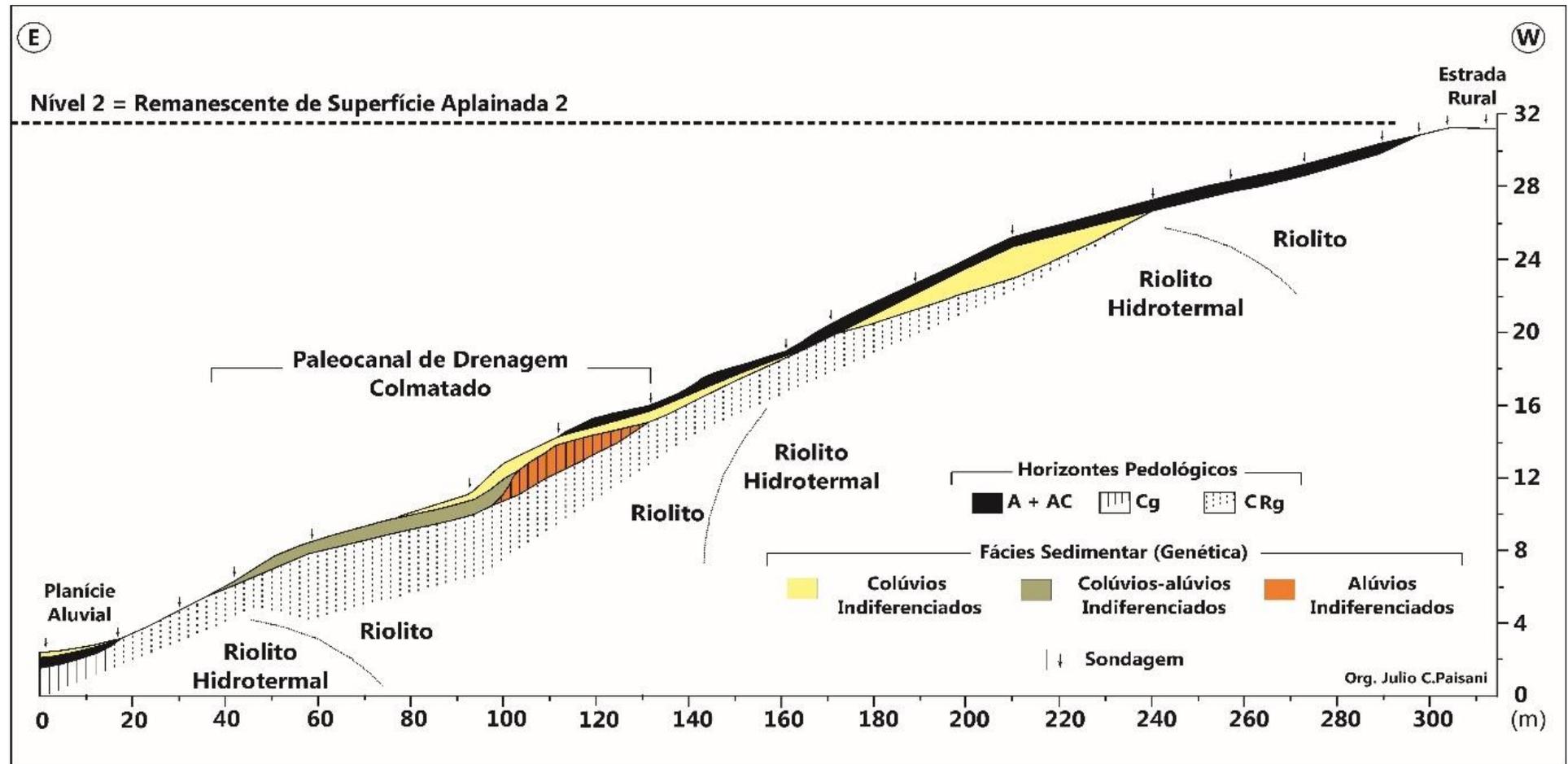


Figura 4.7. Transecto transversal entre o interflúvio e a drenagem principal moderna em que ocorre o abandono do paleocanal representado pela seção HS20.

O eixo referente a um paleocanal de 2^a ordem, tem início em uma área de planície aluvial, mantida por colúvio indiferenciado, horizonte pedológico A+AC e Cg. Verificou-se a presença do paleocanal de drenagem colmatado, mantido por colúvio, alúvio e colúvio-alúvio indiferenciados, além de horizonte pedológico CRg. Esse horizonte indica o nível do lençol freático antes do abandono do canal e pela altura em que se encontra a seção pedoestratigráfica representativa do paleocanal, percebe-se que o nível freático que mantinha a perenidade do paleocanal diminuiu cerca de 16m em relação ao nível moderno.

4.8 Seção pedoestratigráfica HS13 (corte transversal ao *hollow* de paleocabeceira de drenagem)

A seção pedoestratigráfica HS13 se localiza em corte de estrada rural e corresponde à paleocabeceira de drenagem em interflúvio entre o córrego do Salto e córrego do Vigia (Figura 4.8A).

A geometria das unidades pedoestratigráficas foi previamente estabelecida por Paisani et al. (2014) e revelou um total de 11 unidades pedoestratigráficas (Ap, 2ACb, 2Cb, 3Cb, 4Ab, 4Cb, 5Ab, 5Cb, 6Ab, 6Cb e 6Cgb) (Figura 4.8B).

Percebe-se que as unidades são delgadas e se destaca pedocomplexo, caracterizado por três níveis de horizonte A enterrado (4Ab, 5Ab e 6Ab). As características morfológicas sistematizadas por Lopes - Paisani (2015) estão expostas no quadro 4.3 e representam a pedogênese atuando continuamente diante de eventos episódicos de coluvionamento nos últimos 25.000 anos AP, níveis 4, 5 e 6 (Tabela 4.2).

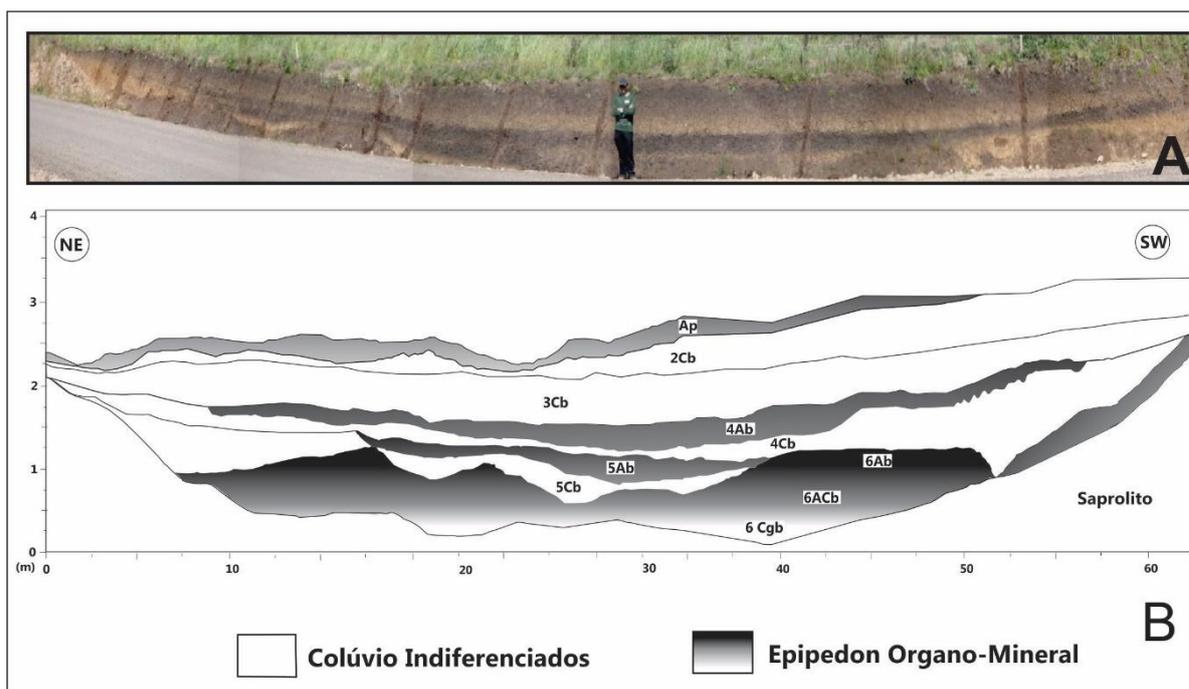


Figura 4.8. Foto da Seção pedostratigráfica HS13 expondo em corte de estrada rural corte transversal de paleocabeceira de drenagem (A) e desenho esquemático da arquitetura pedostratigráfica (B) (adaptado Paisani *et al.*, 2014). O horizonte 2ACb apresenta 10 cm de espessura e não está sendo representado

O paleocanal, após o período supracitado, foi abandonado e colmatado por duas gerações de colúvios (níveis 2 e 3), cujas idades por luminescência remetem ao Holoceno Médio e Superior (Tabela 4.3).

Os resultados geocronológicos e estratigráficos apresentados na HS13 indicam que, no decorrer da pedogênese atuante na paisagem da superfície de Palmas/Água Doce durante o Último Máximo Glacial, a paleocabeceira de drenagem foi submetida a eventos morfogenéticos responsáveis por ciclos erosivos aliados a discretos coluvionamentos. Esse fenômeno pode representar a resposta da cabeceira de drenagem à mudança no nível de base detectada nos materiais do paleocanal de 2ª ordem, representado pela seção HS20.

O hiato deposicional registrado após 25.410 anos AP está em fase com registros de outras seções pedostratigráficas da área e representa a redução da umidade detectada durante o Último Máximo Glacial (PAISANI *et al.*, 2014). A desconexão da cabeceira de drenagem em relação ao fundo de vale de 1ª ordem deve ter ocorrido durante o Holoceno Inferior, uma vez que no Holoceno Médio a

mesma já atuava como pequena área receptora de sedimentos; situação que se estendeu até o Holoceno Superior.

Quadro 4.3. Características morfológicas das unidades pedoestratigráficas da seção HS13

Horizonte	Espessura (cm)	Cor ²	Textura	Estrutura ⁴	Consistência		Outras Características
					Seca ⁵	Úmida ⁶	
Ap	20	10YR 2/1	Franco-argilo-siltosa ³	a m-bsb	d	fi	Raízes modernas
2ACb	10	10YR 4/2	Franco-argilo-siltosa ³	a Bsb	s	fr	Fragmentos líticos
2Cb	25	10YR 4/6	Argilo-siltosa ³	a m-bsb	d	fi	Fragmentos líticos
3Cb	60	7.5YR 4/4 a 4/6	Franco-argilo-siltosa ³	a Bsb	d	fi	Concentração de grânulos e seixos localmente
4Ab ¹	15	10YR 2/1	Franco-argilo-siltosa	m-bsb	s	fi	Traço de raízes
4Cb	25	7.5YR 4/3	Franco-argilo-siltosa ³	Bsb	d	fi	Pedorrelíquias de Horizonte A
5Ab ¹	20	10YR 2/1	Franco-argilo-siltosa	m-bsb	s	fr	Traço de raízes
5Cb	30	10YR 4/3	Argilosa a Argilo-siltosa ³	m-bsb	d-m	fi	Fragmentos líticos
6Ab ¹	30	10YR 2/1	Argilo-siltosa	Bsb	s	fi	Traço de raízes
6ACb	25	7.5YR 2.5/1	Argilo-siltosa ³	Bsb	m	fi	Traço de raízes
6Cgb	20	10YR 6/3, 2.5YR 6/3, 2.5YR 7/6	Argilo-siltosa ³	a Bsb	d	fi	Porosidade radicular

¹Informações obtidas de Paisani *et al.* (2014). ²Segundo Carta de Munsell. ³Adaptado de Pereira e Guerra (2014) ao diagrama triangular da USDA (Schaetzl e Anderson, 2005). ⁴g:granular, bs:blocos subangulares com grau de desenvolvimento forte a ou médio b, m:maciça. ⁵d:dura, m:macia, s:solta. ⁶fi:firme, fr:friável.

Tabela 4.2. Idades 14C dos horizontes Ab da seção pedoestratigráfica HS13

Horizonte	Profundidade (cm)	Código Amostra (Lab.)	Idade (14C Ka AP)	Idade Calendária (anos AP)	13C/12C (‰)
4Ab	145 cm	Beta-351573	25.410±120	30.440-30.190	-16,80
5Ab	175 cm	Beta-351572	26.690±140	31.280-31.070	-17,00
6Ab	210 cm	Beta-351571	37.780±390	42.880-41.880	-13,90

a 2^σ,95% de probabilidade.

Fonte: Paisani *et al.*, 2014

Tabela 4.3. Idades por luminescência opticamente estimulada (LOE) em grãos de quartzo pelo protocolo SARs (*Single Aliquot Regenerative-dose*) com 15 alíquotas

Horizonte	Prof. (cm)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade (%)	Dose Anual (uGy/ano)	Dose Equivalente (Gy)	Desvio Padrão	Idade (anos AP)
2ACb	30	18,645 ±0,671	4,884 ±0,011	0,804 ±0,117	25,26	3.420±175	1,75	0,87	510±50
3Cb	70	19,886 ±0,716	4,817 ±0,100	0,748 ±0,108	23,42	3.460±190	21,20	8,71	6.130±645

Fonte: Lopes Paisani, 2015

O transecto referente à seção pedoestratigráfica HS13 exibe em detalhe a topografia e a distribuição dos materiais que mantém os compartimentos geomorfológicos, além de apresentar informações a respeito do contexto topográfico em que se encontra inserida a paleocabeceira de drenagem (Figura 4.9).

O transecto tem início no brejo situado no compartimento identificado como Superfície 2 com Dissecação em Pedimentos, possui 19 pontos de tradagem e extensão de aproximadamente 600 metros. Tal compartimento é limitado por rampa de colúvio truncada, exibindo horizonte A e AC cobrindo o material coluvial e uma camada delgada de horizonte Cg.

O eixo do transecto exibe a presença de um paleocanal de 1ª ordem, apresentando alternância de horizonte A e AC e material coluvial, além de dois pontos de paleocabeceira de drenagem colmatada.

A paleocabeceira apresenta alternância de horizonte A e AC com material coluvial e são separadas por uma área de colúvio cobrindo um horizonte Cgr (seco).

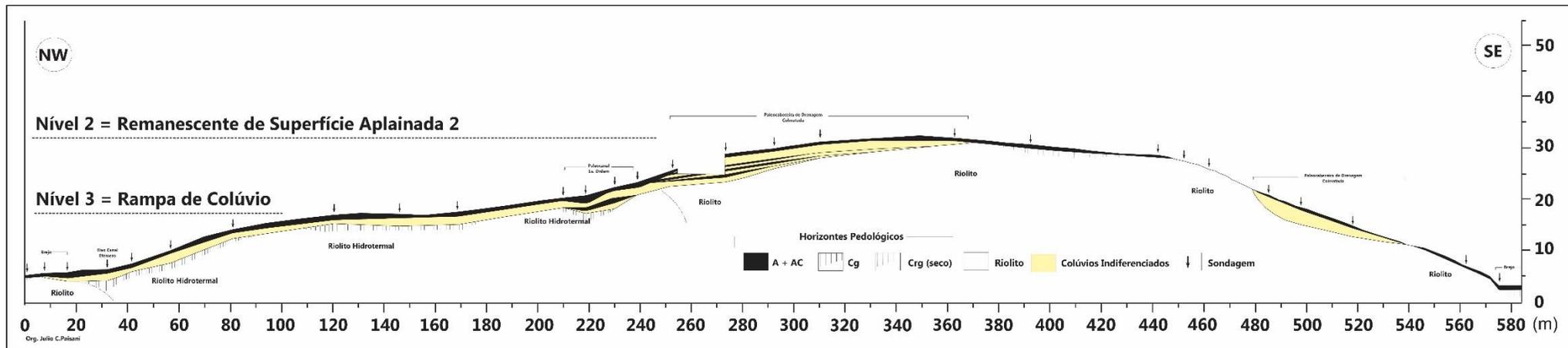


Figura 4.9. Transecto transversal entre o interflúvio e a drenagem principal moderna em que ocorre o abando da paleocabeceira de drenagem representada pela seção HS13.

4.2 MAPA DE UNIDADES DE FORMAÇÕES SUPERFICIAIS COM INDICAÇÃO MORFOLÓGICA.

O levantamento das formas de relevo e cobertura superficial resultou na elaboração de mapa de unidades de formações superficiais com indicação morfológica em escala de detalhe (Figura 4.10).

O supracitado documento apresenta informações acerca de uma área amostral do relevo do Planalto de Palmas – PR / Água Doce capazes de auxiliar a investigação da sua dinâmica evolutiva, sobretudo no que diz respeito ao fenômeno de abandono de canais. O mapa mostra que a área se encontra dividida em compartimentos geomorfológicos, de acordo com as características apresentadas pelas superfícies durante o levantamento de campo.

Foram reconhecidos quatro compartimentos geomorfológicos na área de estudo, denominados: Superfície 1, Superfície 2, Setor Dissecado de Superfície 2 e Superfície 2 com Dissecação em Pedimentos.

Ambas as superfícies são, respectivamente, remanescentes das Superfícies Incompletamente Aplainadas 1 e 2, identificadas por Paisani et al. (2008) e Paisani et al.(2013), entre o sudoeste do Paraná e noroeste de Santa Catarina.

A Superfície 1 se mostra como relevo residual acima de 1300 metros de altitude e foi utilizada pela IMPSA para instalação das torres de energia eólica (Figura 4.11). Seu topo é mantido por riolitos ao passo que as encostas apresentam coalescência de rampas de colúvios.

Já, a Superfície 2 é mantida por colúvios e localmente por afloramentos de riolitos (Figura 4.11). É caracterizada por colinas convexas suaves, que imprimem à superfície aspecto suavemente ondulado, tal aspecto se deve ao desenvolvimento de cabeceiras de drenagem que, em conjunto, se encontram principalmente entre as cotas 1201 e 1300 metros.

Os fundos de vale dessa superfície são de canais de baixa ordem hierárquica (< 4ª. Ordem), com baixo gradiente e desenvolvimento de fundos chatos, onde nem sempre se observa o canal de drenagem. Canais incisivos são raros e se referem a drenagens de 1ª ordem estabelecidas na transição entre as Superfícies 1 e 2. Paleocanais de baixa ordem e paleocabeceiras de drenagem são menos frequentes na Superfície 2.

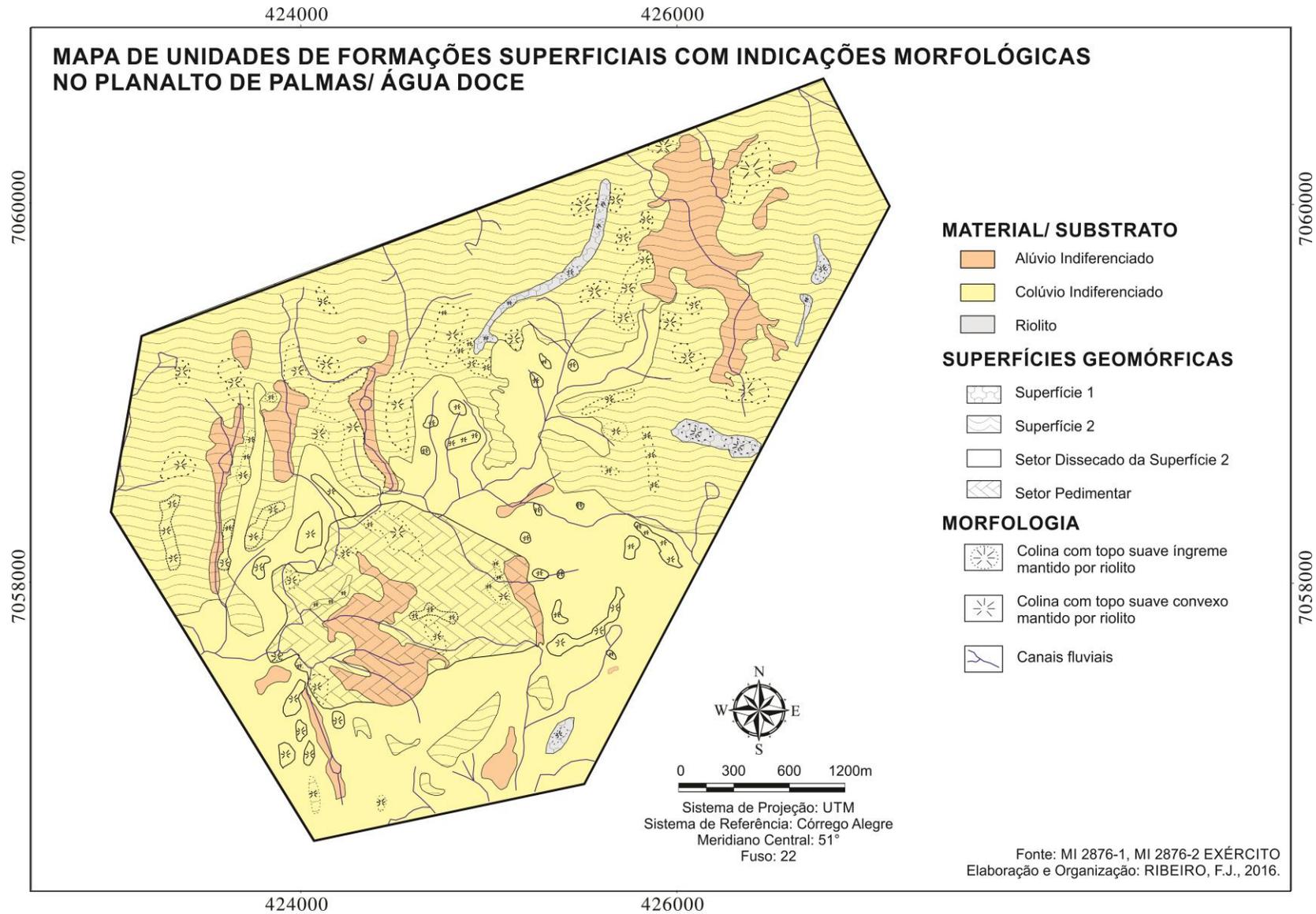


Figura 4.10 - Mapa de unidades de formações superficiais com indicações morfológicas no Planalto de Palmas/Água Doce



Figura 4.11. Vista da Superfície 2 no primeiro plano e ao fundo a Superfície 1 (torres de energia eólica)

O Setor Dissecado de Superfície 2 se estende entre as cotas de 1280 a 1260 metros e apresenta colinas com topos convexos e encostas íngremes mantidas, tanto por riolito, quanto por colúvios (Figura 4.12).

Os vales modernos, nesse compartimento, apresentam morfologia em “V” e são de baixa ordem hierárquica, a exceção do canal principal, Córrego do Salto. As colinas correspondem a relevos residuais erodidos da Superfície 2.

Na transição entre a Superfície 2 e o Setor Dissecado de Superfície 2 são comuns paleocanais de baixa ordem hierárquica, paleocabeceiras de drenagem e rampa de colúvio, é o caso dos locais em que foram descritas as seções pedoestratigráficas (seções HS13 e HS20).



Figura 4.12. Vista de montante para jusante do Setor Dissecado de Superfície 2. Percebe-se a assimetria do vale do Córrego do Salto

O compartimento definido como Superfície 2 com Dissecação em Pedimentos se encontra em altitude próxima a 1260 metros e se refere ao centro do fundo do vale do córrego do Salto (Figura 4.13), onde o vale se torna amplo de baixo gradiente topográfico e desenvolve brejos (baixios) com solos hidromórficos limitados lateralmente por colúvios delgados.

Observa-se a presença de colinas suavemente convexas mantidas por riolito. Nesse setor, registra-se o encaixamento do Córrego Vigia junto a sua margem direita, no limite com o Setor dissecado da Superfície 2; trata-se de um fundo de vale assimétrico. Tal compartimento é mantido por riolito e foi designado de Superfície 2 com Dissecação em Pedimento com base na clássica descrição morfológica, em que o fundo do vale se mostra amplo e não se consegue definir os limites com o ambiente de encosta (BIGARELLA et al., 1965).

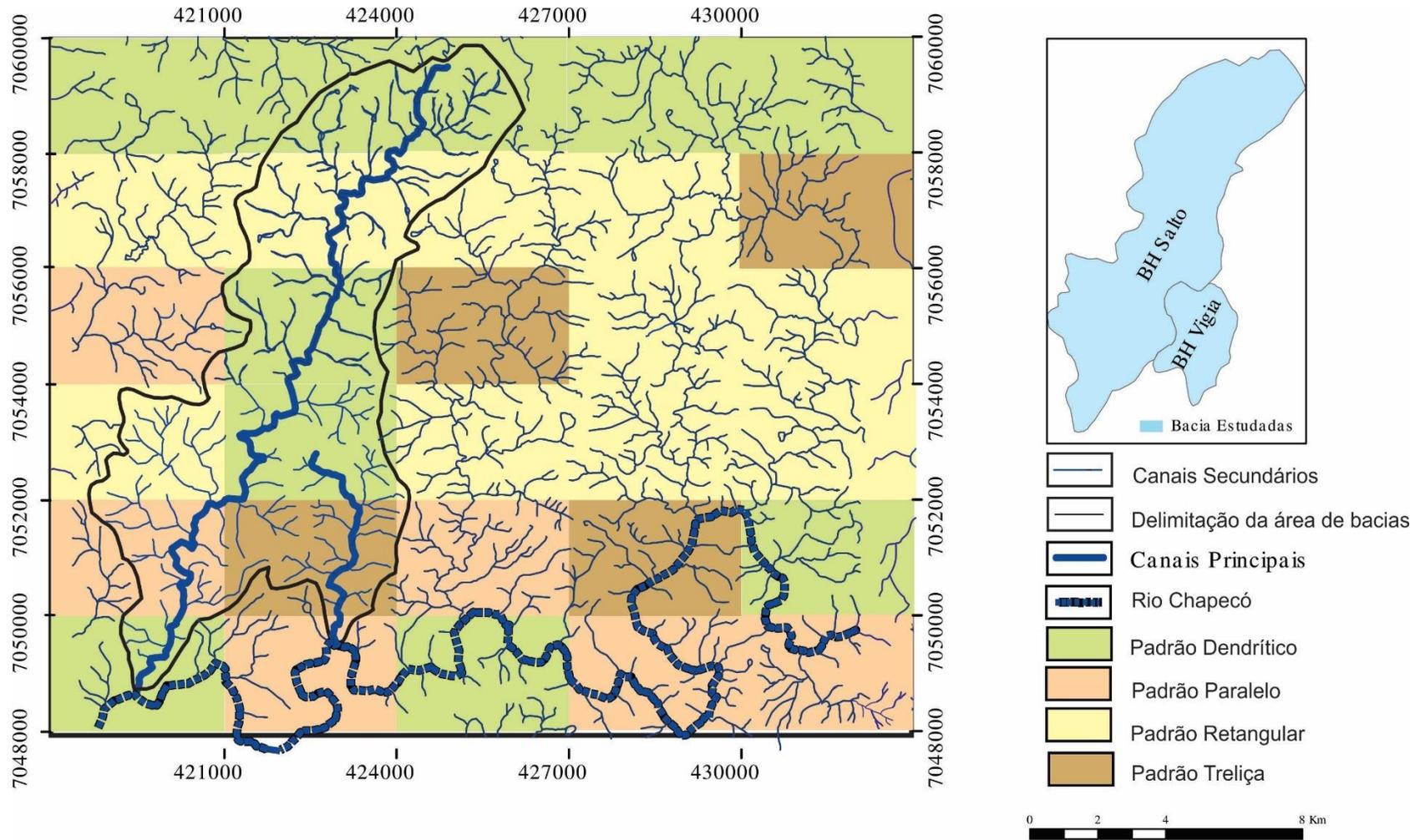


Figura 4.13. Vista do fundo do vale do Córrego do Salto mostrando compartimento designado de Superfície 2 com Dissecação em Pedimentos.

4.3 CARACTERIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM

A caracterização da rede de drenagem foi feita de forma amostral nas bacias dos rios Córrego Salto e Córrego Vigia, ambas vizinhas, e em suas adjacências (Figura 4.14).

Os paleocanais de baixa ordem e as paleocabeceiras de drenagem, entendidas aqui como abandonadas em relação à rede de drenagem moderna, foram detectadas principalmente na bacia do Córrego Vigia. Analisando a referida rede de drenagem, com base no gabarito proposto por Soares e Fiori (1978) (item 4.3), foi possível classificar sua densidade de canais como média, constituída de canais com sinuosidade mista, além da presença de trechos retos e angularidade tendendo a média.



Fonte: MI 2876 - 1, MI 2876 - 2 EXERCITO BRASILEIRO
 Elaboração e organização: RIBEIRO, F.J., 2016

Sistema de Projeção: UTM
 Sistema de Referência: Córrego Alegre
 Meridiano: 51
 Fuso: 22

Figura 4.14. Rede de canais de drenagem da área de estudo com destaque para os diferentes padrões de canais. Percebe-se os limites das bacias dos rios Córrego Salto e Córrego Vigia.

Valores de densidades de drenagem classificados como médio, geralmente, estão associados à permeabilidade dos substratos ou à rede de fraturas (diaclasses) (HIRUMA e POÇANO, 1984, SILVA, 2009).

A área de estudo apresenta substrato constituído apenas por riolito, rocha maciça, conferindo permeabilidade homogênea à área. Diante desse fato, a densidade de drenagem verificada se relaciona exclusivamente à rede de fraturas.

As características, relacionadas à angularidade, tropia e sinuosidade, apresentadas pelos cursos fluviais apontam para ação de fatores estruturais e demonstram uma adaptação dos canais à atual paisagem.

A sinuosidade mista apresentada pelos canais, aliada à presença de trechos retos e angularidade tendendo a média, indica uma reorganização da rede de drenagem.

A rede de drenagem, a partir de determinado momento, passou a apresentar angularidade acentuada, com mudanças bruscas de direção e tendência de fluir por caminhos preferenciais, de modo que os canais conseguiram alcançar seu nível de base regional, o rio Chapecó, utilizando o menor gasto de energia (LANA et al., 2001; MARTINS et al., 2007; SANTOS e LIMA, 2009; CAMOLEZI, 2013).

Em relação aos padrões dos canais, quando comparados ao gabarito proposto por Christofolletti (1980), observaram-se na área quatro diferentes tipos de padrões de drenagem: paralelo, dendrítico, treliça e retangular.

Após a análise dos 30 quadrantes estabelecidos na fase anterior (Figura 4.14), verificou-se que 10 quadrantes, o que corresponde a 33,33% do total observado, apresentaram predomínio do padrão dendrítico, e que o padrão paralelo foi verificado em seis quadrantes, o que corresponde a 20 % do total, enquanto que o padrão treliça foi observado em quatro quadrantes, representando 13,33% do todo e, por fim, o padrão retangular foi verificado em 10 quadrantes, correspondendo a 33,3% do total analisado.

A quantidade expressiva de quadrantes que apresentaram predominância do padrão retangular, assim como a presença dos padrões treliça e paralelos, é interpretada como a atuação de controle estrutural na área (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Nesse sentido, as presenças desses arranjos fluviais estão associadas a trechos de intensos falhamentos (CORRÊA e FONSECA, 2010; SILVA, 2007;

SOARES, 2004). Com base nisso, pode-se dizer que na área analisada, a reorganização da rede de drenagem está sendo controlada pela estrutura.

A caracterização dos principais cursos hídricos presentes na área mostrou que a bacia hidrográfica do Córrego do Salto (Figura 4.15) possui uma área total equivalente a 3,13 Km² e área referente à margem direita igual a 1,77 Km². O Fator de Assimetria da Bacia (FAB), calculado de acordo com procedimentos utilizados por Camolezi (2013), apresentou valor igual a 57.

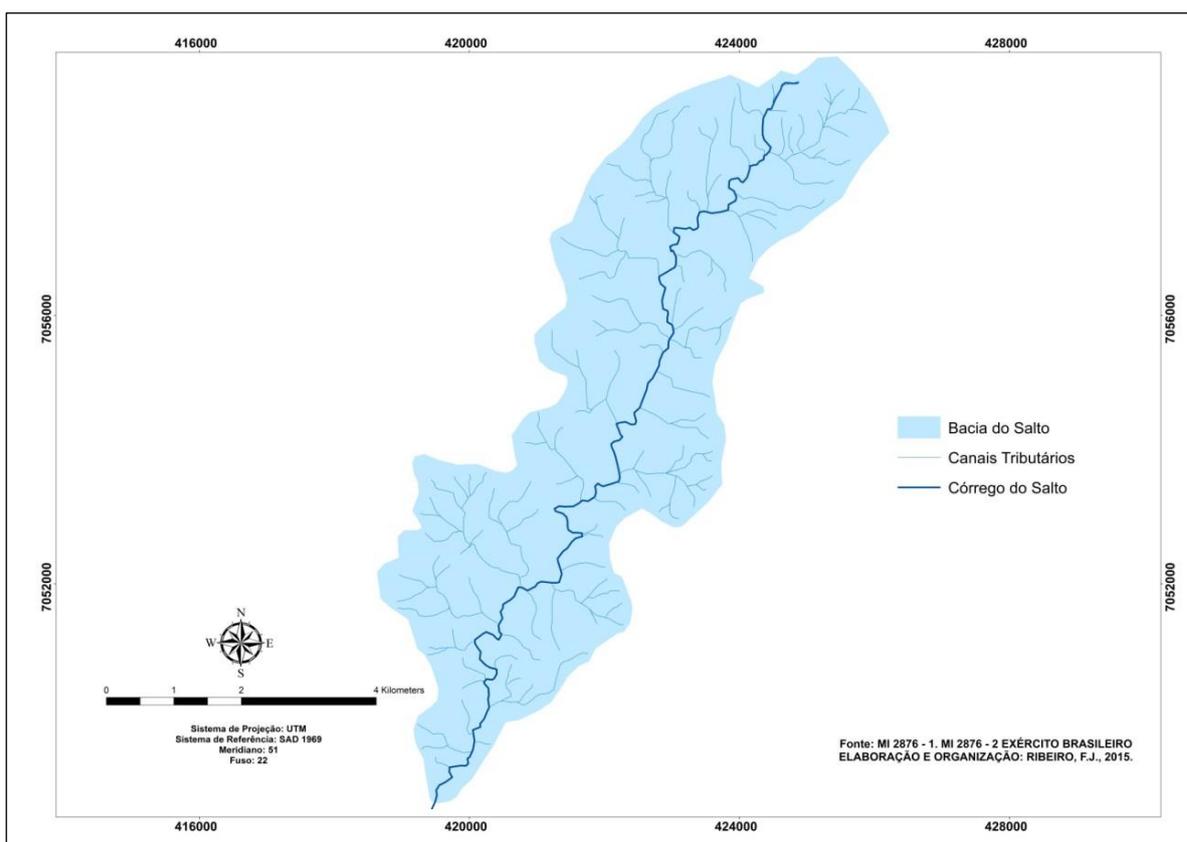


Figura 4.15. Bacia Hidrográfica do Córrego do Salto.

Valores de FAB superiores a 50 indicam a ascensão (e/ou basculamento) da margem direita da bacia por apresentar valor de área significativamente superior quando comparada à margem esquerda (RIBEIRO e PEREIRA, 2013).

Essa ascensão é compatível com os dados morfográficos verificados em campo. Deles se destaca o setor retilíneo do rio Córrego do Salto, localizado entre as seções HS10 e HS13, bem como trechos retilíneos do canal, encostas íngremes na margem direita e assimetria do vale (Figura 4.16).



Figura 4.16. Vista de montante para jusante do vale do rio Córrego do Salto. Nota-se morfologia de vale assimétrica

Notam-se, também, que encostas íngremes ocorrem na margem direita do canal e são mantidas por colinas de topo convexo. A face íngreme da colina deve expressar o limite de falhamento e/ou limite de bloco ascensional, justamente onde se situa o atual canal do Córrego do Salto. Pode-se pensar que ele está ajustado à falha, denotando a migração do canal fluvial motivada pelo bloco ascensional. Já na margem contrária, o perfil apresenta-se bem suave e com características morfológicas de pedimento, gerado diante da migração lateral do canal.

Analisando o perfil longitudinal referente ao Córrego do Salto, se verifica que o mesmo possui, aproximadamente, 17 quilômetros de extensão e amplitude altimétrica de 200 metros. Tal canal se estende entre as altitudes de 1080 e 1280 metros. Seu perfil longitudinal mostra que a maior parte de sua extensão está em desacordo com a curva de melhor ajuste (Figura 4.17).

De seu início até, aproximadamente, um quilômetro de extensão, é observada situação de equilíbrio com a curva ideal. A partir desse ponto, o curso fluvial passa a apresentar um significativo soerguimento, possível resultado de deformações neotectônicas, por um trecho de, aproximadamente 10 quilômetros, até um novo ponto de equilíbrio (GUEDES et al., 2006). A partir desse novo ponto é observado comportamento de subsidência por um trecho de cinco quilômetros, até o encontro do Córrego do Salto com o rio Chapecó.

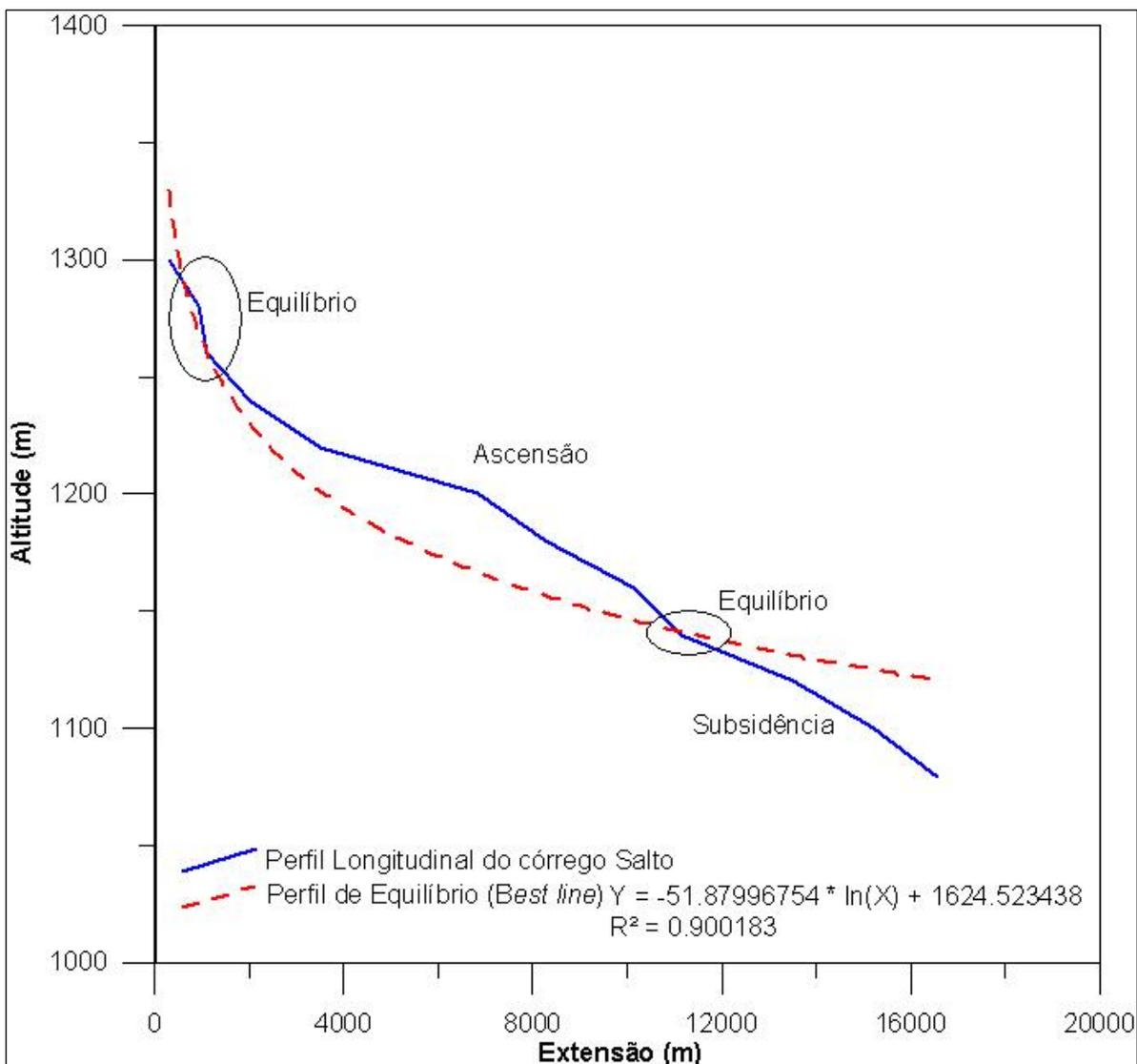


Figura 4.17. Perfil longitudinal do Córrego do Salto.

No perfil longitudinal do Córrego do Salto também é observada a presença de patamares (*Knickpoints*), que assumem papel de níveis de base locais. Os *knickpoints* são vistos como resposta de estreitamento do leito do canal que, buscando sua readaptação à paisagem atual, deu início a um processo de incisão fluvial, culminando na esculturação de uma série de ressaltos ao longo do seu perfil longitudinal (FIRMINO et al., 2014, CASTANHEIRAS et al., 2006).

Em relação ao Índice de Hack apresentado pelo Córrego do Salto, os valores referentes à Relação Declividade Extensão (total e a cada trecho) foram calculados em 11 diferentes pontos do córrego. O Índice de Gradiente, que corresponde a relação RDE_{trecho}/RDE_{total} , foi dividido em duas classes de acordo com os valores apresentados (Tabela 4.4).

Tabela 4.4. Relação Declividade Extensão aplicada ao córrego do Salto.

Cota superior (metro)	Cota inferior (metro)	Diferença de altitude (metro)	Extensão do trecho (metro)	Extensão total (metro)	Extensão (metro)	Declividade (metro)	RDE _{trecho}	RDE _{total}	RDE _{trecho} /RDE _{total}
1280,00	1260,00	20,00	259,00	259,00	-541,00	0,08	-41,78	20,53	-2,035
1260,00	1240,00	20,00	783,42	1042,42	242,42	0,03	6,19	20,53	0,30
1240,00	1220,00	20,00	969,03	2011,45	1211,45	0,02	25,00	20,53	1,22
1220,00	1200,00	20,00	1554,00	3565,45	2765,45	0,01	35,59	20,53	1,73
1200,00	1180,00	20,00	3065,00	6630,45	5830,45	0,01	38,04	20,53	1,85
1180,00	1160,00	20,00	1481,00	8111,45	7311,45	0,01	98,74	20,53	4,81
1160,00	1140,00	20,00	1971,00	10082,50	9282,45	0,01	94,19	20,53	4,59
1140,00	1120,00	20,00	1103,00	11185,50	10385,50	0,02	188,31	20,53	9,17
1120,00	1100,00	20,00	2574,00	13759,50	12959,50	0,01	100,69	20,53	4,90
1100,00	1080,00	20,00	1777,00	15536,50	14736,50	0,01	165,86	20,53	8,08
1080,00	1080,00	0,00	1471,00	17007,50	16207,50	0,01	0,00	20,53	0,00

A primeira classe corresponde a valores de Índice de Gradiente inferiores a 2, o que indicam situação de equilíbrio, condição verificada nos cinco primeiros trechos do córrego, apresentando extensão total de aproximadamente 7 quilômetros, localizados entre 1280 e 1180 metros de altitude.

A partir desse ponto, são observados valores de Índice de Gradiente entre 2 e 10 nos próximos cinco trechos do córrego, caracterizando presença de anomalias de segunda ordem. Esse setor se encontra localizado entre as cotas altimétricas 1180 e 1080 metros e apresenta extensão igual a 5,3 quilômetros.

As anomalias de segunda ordem estão associadas, principalmente, a lineamentos estruturais e indicam a existência de zonas de intenso falhamento (FUJITA, 2011; OLIVEIRA e PINTO, 2014). A homogeneidade geológica observada na área indica que essas anomalias estão relacionadas, exclusivamente, a fatores estruturais.

A identificação dos lineamentos estruturais na área de estudo corrobora com os resultados apresentados pela análise da rede de canais (Figura 4.18), no que diz respeito à densidade apresentada pelos cursos fluviais.

Os lineamentos se encontram associados diretamente aos trechos retilíneos de drenagem, de modo que os cursos se apresentam encaixados nas descontinuidades estruturais existentes (PUPIM et al., 2007; SANTOS et al., 2011).

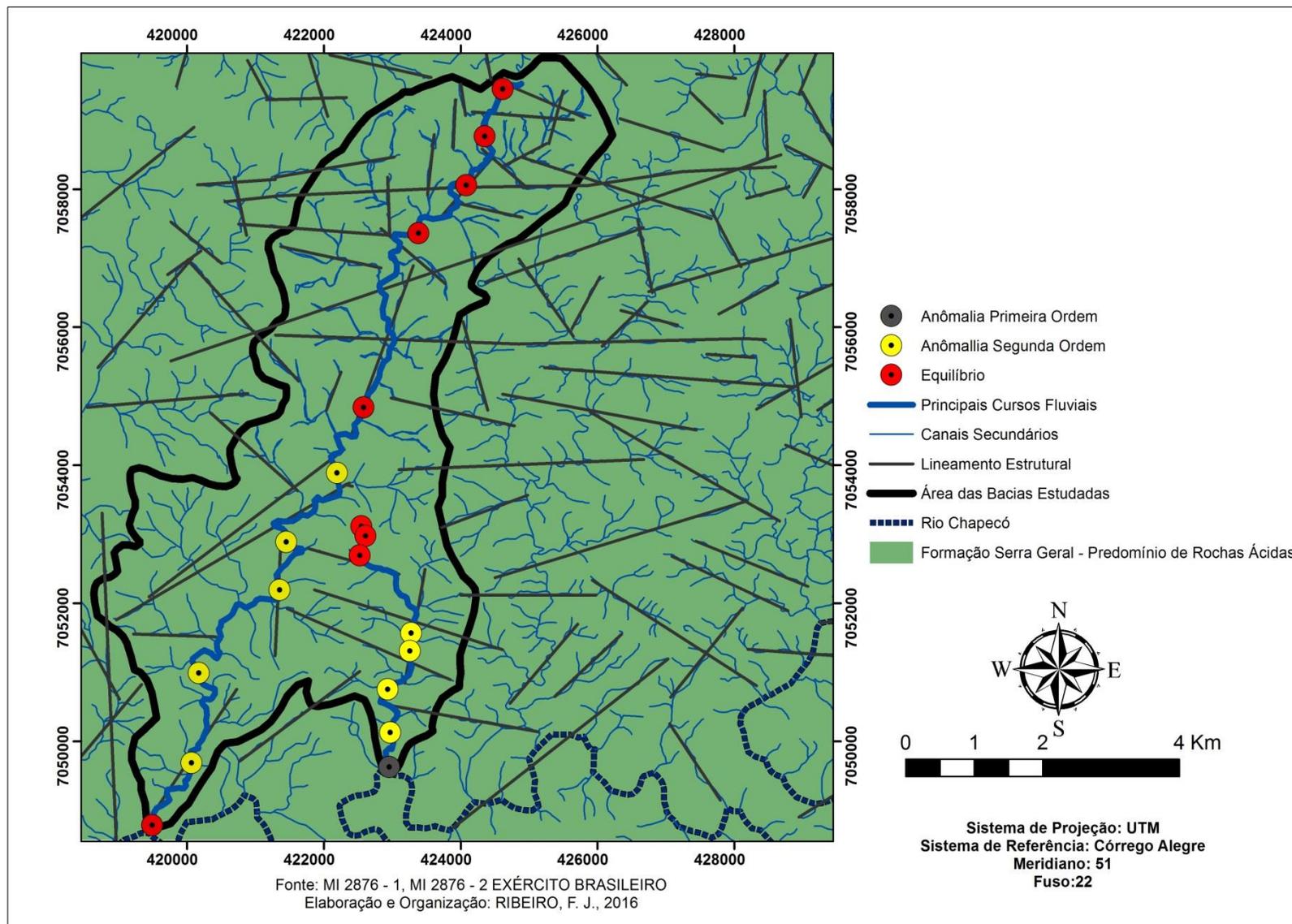


Figura 4.18. Lineamento estrutural e anomalias de drenagem conjuntamente nas bacias do Córrego do Salto e Córrego Vigia

Por fim, o último trecho do Córrego do Salto tem início a, aproximadamente, 16 quilômetros do ponto inicial da análise, apresenta altitude igual a 1080 metros e se encontra em situação de equilíbrio de acordo com seu valor de Índice de Gradiente.

A partir dos estudos de padrão de drenagem e fluviomorfológicos, foi possível realizar uma setorização do Córrego do Salto em três compartimentos: 1) compartimento em equilíbrio fluvial (C1); 2) compartimento em desequilíbrio fluvial de ascensão (C2) e 3) compartimento em desequilíbrio fluvial em subsidência (C3).

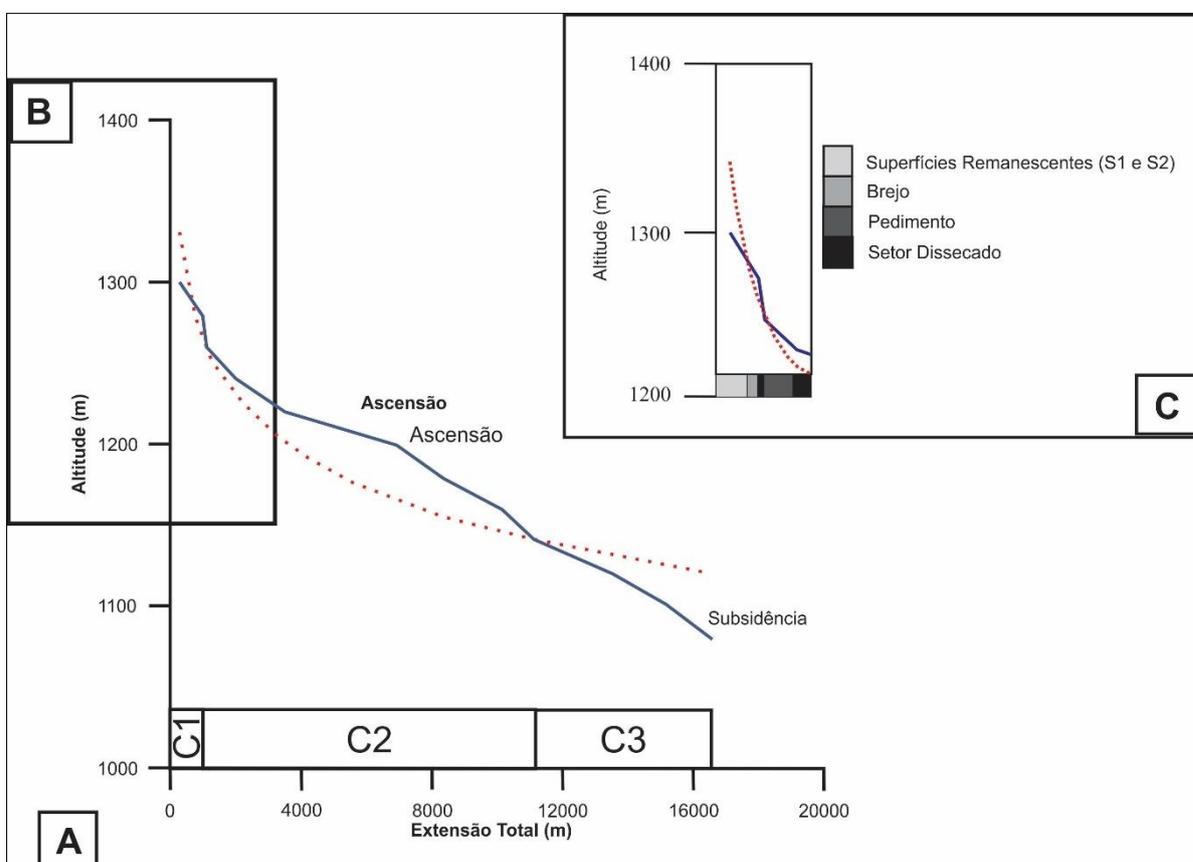


Figura 4.19. Compartimentação do Córrego do Salto A) perfil longitudinal do Córrego do Salto compartimentalizado. B) área mapeada que abrange o Córrego do Salto. C) Compartimentos geomorfológicos presentes no Córrego do Salto. (C1) compartimento em equilíbrio fluvial, (C2) compartimento em desequilíbrio fluvial de ascensão e (C3) compartimento em desequilíbrio fluvial em subsidência

O Córrego do Salto apresenta cerca de 17 Km de extensão até sua foz junto ao rio Chapecó, desse percurso, a área de estudo mapeada em detalhe se situa no setor a montante desse canal, próxima às nascentes, abrangendo apenas 4 km da extensão do Córrego do Salto.

Ao longo desse trecho, abarcam os compartimentos C1 e C2, respectivamente, em equilíbrio fluvial e em desequilíbrio fluvial de ascensão. No compartimento C1 se encontram os remanescentes das superfícies aplainadas 1 e 2 descritas por Paisani et al. (2008) no contexto geomorfológico meso-local. Já, no compartimento C2 são observadas várias rupturas de declive (Knickpoints), além de feições geomorfológicas denominadas brejos, Setor 2 com Dissecação em Pedimentos e Setor Dissecado de Superfície 2. Essas rupturas de declive sugerem pequenos blocos em escadarias que estariam sendo esculpidos pelo Córrego do Salto mediante a procura pelo equilíbrio hidrodinâmico. Diante disso, pode-se pensar que a expansão e evolução da rede de drenagem do Córrego do Salto foi responsável pela dissecação do compartimento C2.

Em relação ao fenômeno de abandono de canais na bacia do Córrego Vigia (Figura 4.20), verificou-se que a bacia relativa a esse córrego (Figura 4.20) possui área total de 0,53 Km² e área da margem direita equivalente a 0,25 Km², o que lhe confere valor de assimetria igual a 47,33.

De acordo com o valor de FAB calculado segundo procedimentos realizados por CAMOLEZI (2013), a bacia apresenta um soerguimento da sua área esquerda, devido ao fato de apresentar área superior quando comparada com margem direita (RIBEIRO e PEREIRA, 2013).

Esse dado é importante, pois sugere que o divisor de água entre as bacias dos rios Córrego Vigia e Córrego do Salto esteja rebaixado em relação aos demais divisores, haja vista que no caso do Córrego do Salto o soerguimento é detectado na sua margem direita.

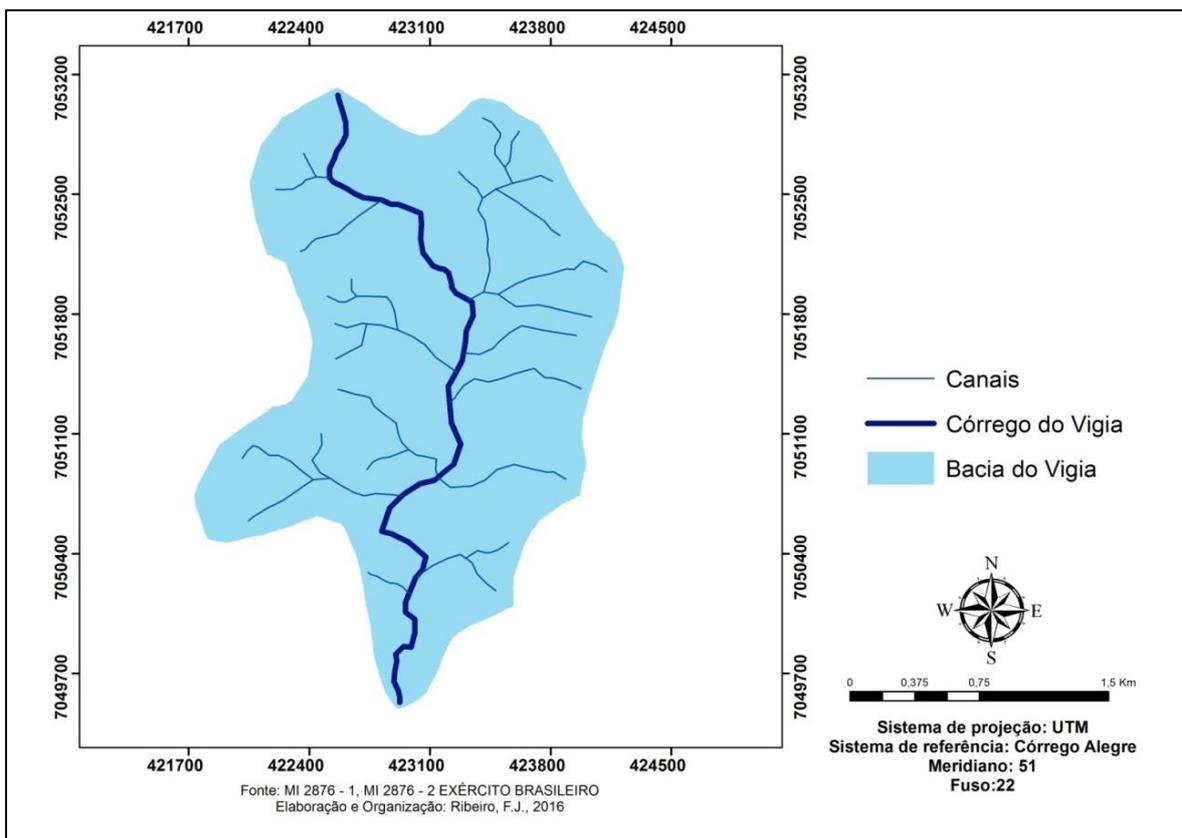


Figura 4.20. Bacia Hidrográfica do Córrego do Vigia.

O Córrego Vigia possui uma extensão de aproximadamente 4 quilômetros e amplitude altimétrica de 140 metros. Em relação a seu perfil longitudinal, ao compará-lo à curva de melhor ajuste, o córrego apresenta trechos em equilíbrio, trecho em ascensão e trecho em subsidência (Figura 4.21).

Considerando a extensão do Córrego Vigia, da cota de 1240 metros até a 1220 metros, o curso apresenta um trecho de, aproximadamente, 500 metros em equilíbrio. Em direção à jusante, o Córrego do Vigia apresenta redução de suas altitudes de forma desajustada à curva de equilíbrio, sugerindo um longo trecho de seu curso em processo de ascensão tectônica. Tal trecho apresenta altitude variando entre 1230 e 1160 metros e extensão de três quilômetros.

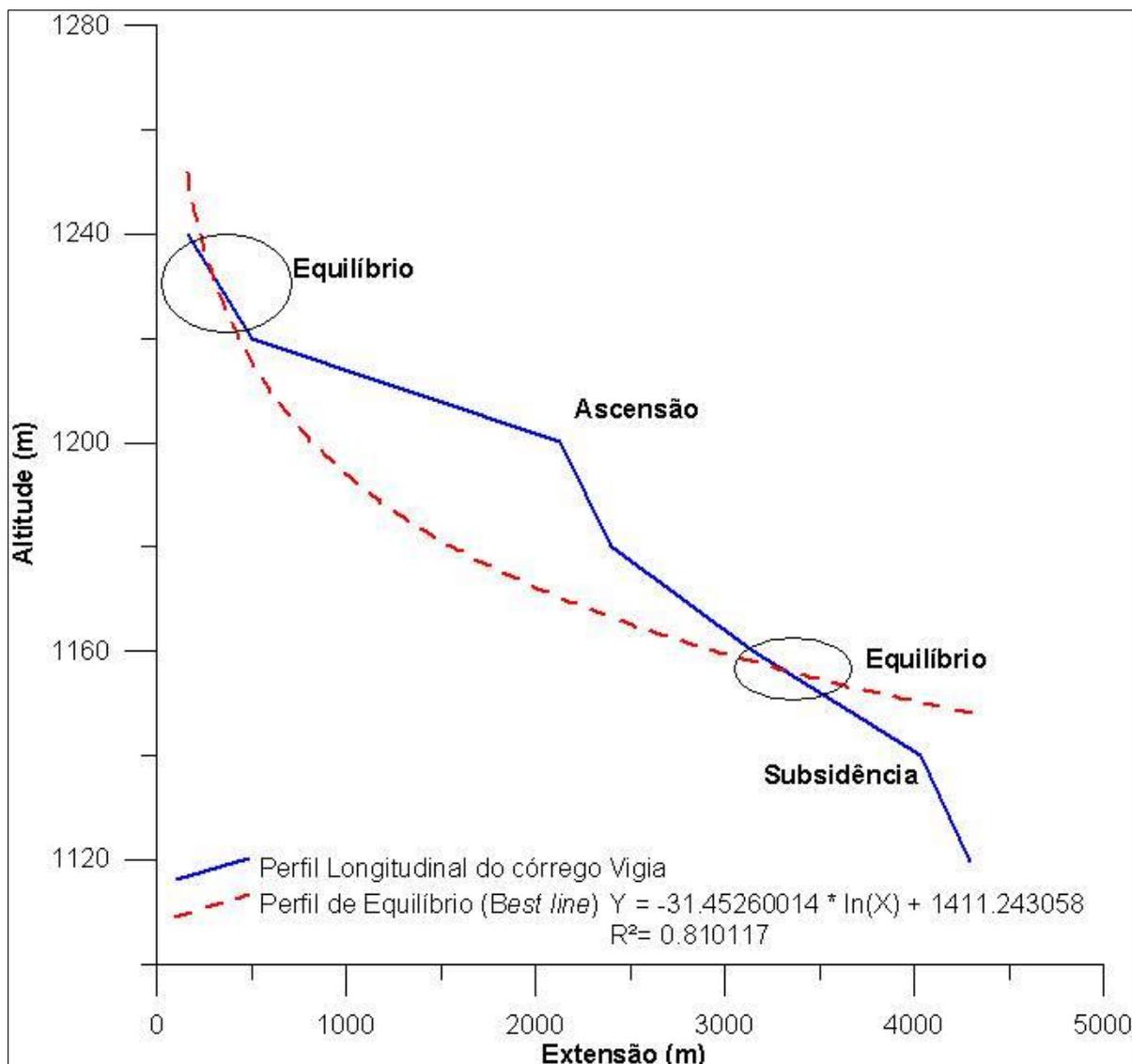


Figura 4.21. Perfil longitudinal do Córrego do Vigia

A partir da cota de 1100 metros, próximo à confluência com o rio Chapecó, cerca de 700 metros de extensão, o perfil longitudinal do Córrego Vigia mostra-se com cotas altimétricas inferiores ao esperado pela curva ideal. Tal fato sugere que nesse trecho haja subsidência tectônica.

Assim como observado no Córrego do Salto, o Córrego Vigia apresenta ao longo do seu perfil longitudinal uma série de patamares em diferentes níveis topográficos, os chamados *Knickpoints*. Esses patamares são vistos como resultado de processo de incisão fluvial realizado pelo curso hídrico, buscando adequação do seu leito às condições topográficas presentes, impondo a seu perfil longitudinal uma série de “degraus”, como consequência da diferença de disposição dos fluxos de derrame (FIRMINO et al., 2014).

Em relação à declividade apresentada pelo Córrego Vigia, os valores referentes à sua Relação Declividade Extensão e Índice de Gradiente foram calculados em sete diferentes trechos (Tabela 4.5).

Tabela 4.5. Relação Declividade e Extensão referente ao córrego do Vigia

Cota superior (metro)	Cota inferior (metro)	Diferença de altitude (metro)	Extensão do trecho (metro)	Extensão total (metro)	Extensão (metro)	Declividade (metro)	RDE _{trecho}	RDE _{total}	RDE _{trecho} /RDE _{total}
1240,00	1220,00	20,00	159,64	159,64	-640,36	0,13	-80,22	16,73	-4,79
1220,00	1200,00	20,00	345,00	504,64	-295,36	0,06	-17,12	16,73	-1,02
1200,00	1180,00	20,00	1626,00	2130,64	1330,64	0,01	16,37	16,73	0,98
1180,00	1160,00	20,00	267,83	2398,47	1598,47	0,07	119,36	16,73	7,13
1160,00	1140,00	20,00	747,60	3146,07	2346,07	0,03	62,76	16,73	3,75
1140,00	1120,00	20,00	883,34	4029,40	3229,40	0,02	73,12	16,73	4,37
1120,00	1100,00	20,00	268,77	4298,17	3498,17	0,07	260,31	16,73	15,56

De acordo com os Índices de Gradiente calculados, os valores foram divididos em três classes, valores inferiores a 2, que correspondem a trecho em equilíbrio; valores compreendidos entre 2 e 10, indicando anomalias de 2^a ordem e, por fim, valores superiores a 10, correspondendo a anomalias de 1^a ordem.

Do início do curso, com cota igual a 1240 metros, até o ponto de cota igual a 1180 metros, situado a 2130 metros, o Córrego Vigia apresenta-se em condição de equilíbrio. A partir desse ponto, em um trecho de dois quilômetros de extensão, o córrego passa a apresentar valores de índice gradiente entre 2 e 10, caracterizando anomalias de 2^a ordem.

As anomalias de segunda ordem verificadas conjuntamente nas bacias do Córrego do Salto e Córrego Vigia podem ser interpretadas como decorrentes da influência de lineamentos estruturais e da confluência desses canais de drenagem com o rio Chapecó (FUJITA, 2011; OLIVEIRA e PINTO, 2014).

As confluências de cursos fluviais são responsáveis por alterações do comportamento da rede de drenagem, modificando seu poder erosivo devido ao aumento do calibre do sedimento transportado, bem como o volume total da carga de transporte.

O trecho final do Córrego Vigia possui comprimento igual a 270 metros, encontra-se localizado entre 1100 e 1120 metros de altitude e apresenta índice gradiente igual a 15,5, o que corresponde à anomalia de 1^a ordem.

Poderia se pensar que esse trecho é marcado por declive acentuado e rupturas de declives decorrentes da diferença de resistência litológica (FUJITA., 2011; MONTEIRO et al., 2014). Porém, devido aos riolitos serem predominantes na área de estudo, acredita-se que os acamamentos dos derrames vulcânicos sejam responsáveis por tal anomalia.

5 INTEGRAÇÃO DE RESULTADOS

A caracterização de materiais da área de abandono de canais e cabeceira de drenagem revelou sequências pedoestratigráficas constituídas de paleossolos hidromórficos enterrados e rocha alterada com estrutura preservada, respectivamente, nos horizontes: 3Ab, 3Cgb, 4Cgb e 5CRgb da seção HS10 (paleocanal de 2ª ordem); 8Cgb, 9Cgb e 10CRgb da seção HS20 (paleocanal de 2ª ordem) e 4Ab, 4Cb, 5Ab, 5Cb, 6Ab, 6Cb e 6Cgb da seção HS13 (paleocabeceira de drenagem). Esses paleossolos hidromórficos documentam os materiais que ocupavam os fundos dos vales de baixa ordem à época em que os canais eram funcionais.

No caso do horizonte 4Cgb, da seção HS10, trata-se de material cuja constituição litológica (conglomerado) atesta uma fase em que o canal de drenagem de 2ª ordem apresentava regime de alta energia. Esse regime é compatível com o verificado em seção pedoestratigráfica de paleocanal de 2ª ordem (seção HS1), cujos materiais foram descritos e datados por Paisani *et al.* (2012).

A correlação litoestratigráfica entre ambas as seções sugere que tal regime de alta energia dos canais de 2ª ordem ocorrera durante o Último Interstadial, em específico, antes de 41.160 anos AP (45.582 a 44.133 anos cal. AP).

O regime de alta energia também foi verificado na sequência pedoestratigráfica da seção HS20, corte oblíquo ao talvegue de um paleocanal de 2ª ordem. Nesse caso, não se verifica conglomerado propriamente dito, apenas remanescentes de cascalhos dispostos de forma descontínua em depressões do talvegue do paleocanal (horizonte 9Cb) que expressa a hidrodinâmica local do paleocanal. Nessa seção, o regime de alta energia é bem documentado pelo truncamento da sequência aluvial, representada pelos horizontes 8Cgb e 9Cgb; pela rocha alterada (10CRgb); pela reorientação do eixo de drenagem que migrou para a margem direita do paleocanal.

O resultado da datação realizada nos sedimentos colúvio-aluviais (horizonte 7Cb), pelo método de luminescência opticamente estimulada sugere que tal fenômeno de truncamento ocorreu antes de 45.100 (\pm 5.350) anos AP, podendo variar até 50.450 anos AP, devido a margem de erro.

Ambos os regimes de alta energia verificados nas sequências basais das seções pedoestratigráficas HS10 e HS20, embora com particularidades pedoestratigráficas, atestam uma fase em que a rede de drenagem de baixa ordem estava se expandindo e, conseqüentemente, gerando canais de 1ª ordem. As cabeceiras de drenagem responderam a essa fase com a concentração de sedimentos mais grossos em seus *hollows*, como atesta a textura do horizonte 6Cgb (franco-argilosiltosa), da seção HS13.

Como esse fenômeno ocorreu durante o Último Interstadial, caracterizado como período de estabilidade morfogenética na maioria das encostas da superfície de Palmas/Água Doce (PAISANI et al., no prelo) e favoreceu o desenvolvimento de paleossolos hidromórficos (PAISANI et al., 2014), pode-se pensar que o regime de alta energia nos canais de baixa ordem, em meados do Último Interstadial, decorra da expansão da rede de drenagem, sobretudo do Córrego do Salto, impulsionada por desajuste no equilíbrio dinâmico dos canais e deflagrada por evento neotectônico. Esse evento de desajuste no equilíbrio dinâmico dos canais de drenagem foi verificado na análise morfofluviométrica em que a projeção do perfil longitudinal do Córrego do Salto, em especial em relação a seu perfil ideal, sugere trechos de desequilíbrio vinculados a processos ascensionais, justamente no setor de jusante da área analisada.

Igualmente, o Fator de Assimetria de Bacia (FAB) aponta para uma migração em direção à margem direita do canal principal do Córrego do Salto. Esse processo de migração é responsável pelo perfil transversal assimétrico desse canal na maioria de sua extensão, caracterizado por colinas longas na margem esquerda e colinas curtas, íngremes e retílineas na sua margem direita.

O perfil longitudinal do Córrego do Salto sugere, ainda, que o mesmo encontra-se tendendo ao equilíbrio na maior extensão da área analisada. Essa tendência de equilíbrio pode ter estabilizado a expansão da rede de drenagem. Tal fato justificaria o desenvolvimento de horizonte A encontrado nas sequências pedoestratigráficas na condição de enterrados.

Pelas idades obtidas pelo ^{14}C para tais horizontes, a baixa energia dos canais ocorreu entre 41.160 anos AP (45.582 a 44.133 anos cal. AP) a 23.880 anos AP (28.060 a 29.080 cal. AP – PAISANI et al., 2014), justamente da metade para o final do Último Interstadial.

Durante o Último Máximo Glacial (25.000 a 11.700 anos cal. AP), os paleocanais de 2ª ordem, bem como as paleocabeceiras de drenagem, passaram a se comportar como fundos de vales com fluxos de água efêmeros na maior extensão de seu curso.

Os horizontes hidromórficos encontrados nas seções pedoestratigráficas, como é o caso das isoalteritas (horizonte 5CRgb da seção HS10, 10CRgb da seção HS20), apresentam-se secos e atestam que o nível do lençol freático foi rebaixado durante esse período (Figura 5.1)

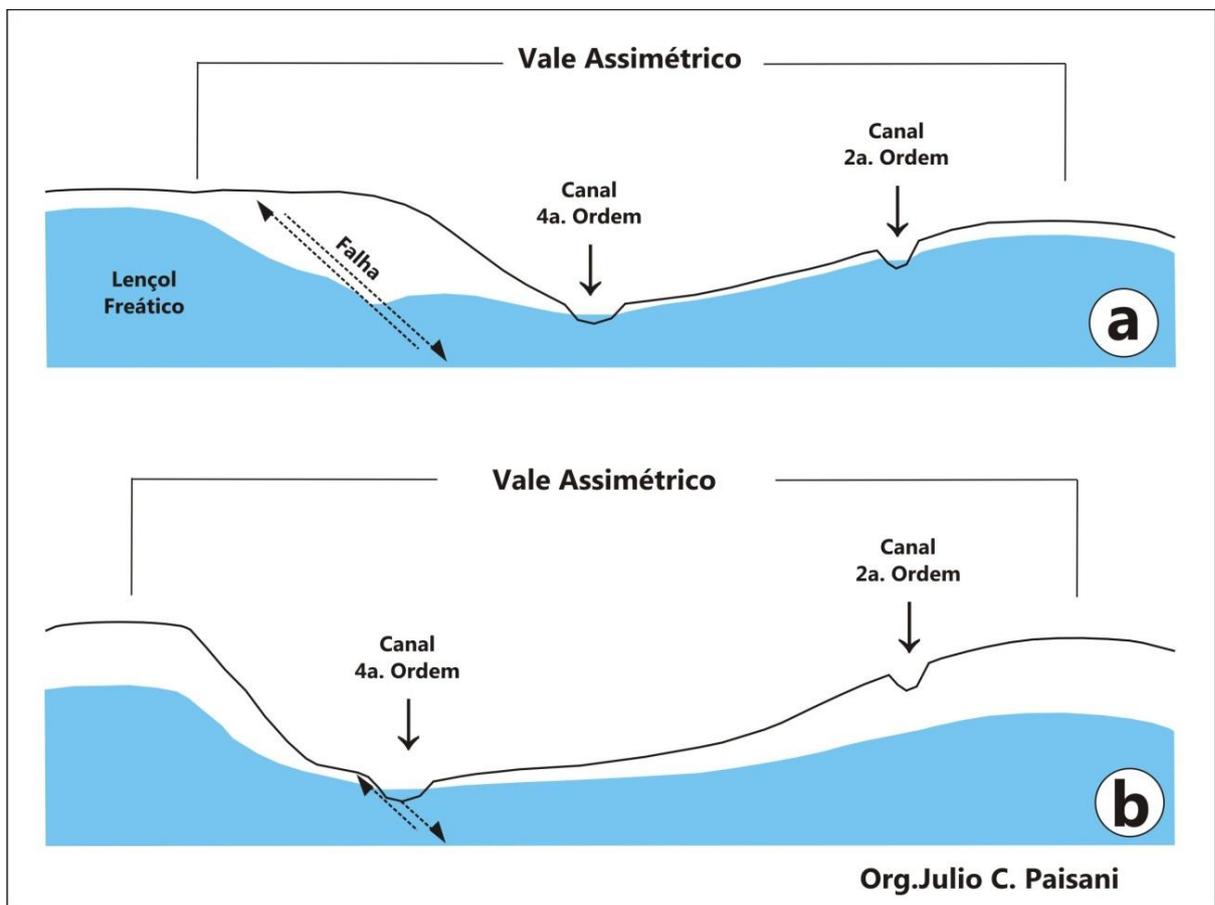


Figura 5.1 Modelo hipotético dedutivo do abandono de fundos de vales de baixa ordem e cabeceiras de drenagem na área estudo. Estágio intermediário de migração lateral do Córrego do Salto (a) e situação atual de máximo desenvolvimento do vale assimétrico em que o Córrego do Salto se encontra com segmentos sobre linha de falha (b).

Dados palinológicos regionais (BEHLING et al. 2004), bem como isotópicos do carbono estabelecidos em registros pedoestratigráficos de outras seções descritas na superfície de Palmas/Água Doce (PAISANI et al., 2014), apontam para

um regime climático mais seco durante o Último Máximo Glacial para a área de estudo.

Esse regime, embora mais seco, promoveu o desenvolvimento da erosão linear sobre os paleossolos hidromórficos dos fundos de vales de 2ª ordem e do *hollow* de cabeceiras de drenagem (PAISANI et al., no prelo). Justamente, conferindo aos canais de baixa ordem hierárquica um regime de fluxo, sobretudo efêmero.

Já, os canais de alta ordem (> 4ª ordem) mantiveram seu regime de fluxo perene durante o Último Máximo Glacial (PAISANI et al., 2014), o que possibilitou seu trabalho erosivo e de aprofundamento de talvegue em busca do equilíbrio dinâmico.

Esse raciocínio pode ser aplicado ao Córrego do Salto, que deve ter mantido sua trajetória de migração para a margem direita de forma ininterrupta (Figura 5.1a), sendo que situação similar ocorreu na bacia vizinha, em sentido oposto, cujo Córrego Vigia migrou em direção à margem esquerda.

Diante dessas duas migrações, o interflúvio entre suas respectivas áreas de drenagem passaram a apresentar o abandono de fundos de vales de baixa ordem e cabeceiras de drenagem.

Acredita-se que essa migração lateral acompanhada com aprofundamento do talvegue contribuiu para rebaixar o lençol freático nos setores de encostas e nos fundos de vales de baixa ordem (Figura 5.1b).

De fato, as topossequências mostram que os horizontes hidromórficos se mantêm secos ao longo das encostas longas situadas nas margens esquerda do Córrego do Salto.

Considerando os níveis hidromórficos do fundo de vale do Córrego do Salto em direção aos canais de baixa ordem e cabeceiras de drenagem abandonados, o desnível do lençol freático moderno em relação àquele que os mantinha como perenes varia de 16 a 70 m de altura.

O rebaixamento do lençol freático, motivado pela migração lateral do Córrego do Salto e amplificado pelo regime hídrico mais seco durante o Último Máximo Glacial é visto como o principal mecanismo de abandono dos canais de baixa ordem e de cabeceiras de drenagem na área estudada.

A mudança de nível de base teve como consequência a criação de *loci* deposicionais, com espaço de acomodação, sob formas de cabeceiras e incisões

fluviais abandonadas que se transformaram em áreas de recepção de sedimentos climaticamente derivados. Assim, constata-se que a “pirataria fluvial” verificada em outras situações de abandono de canais (OLIVEIRA, 2010) não é o mecanismo responsável pelo abandono dos fundos de vales de baixa ordem e cabeceiras de drenagem na área de estudo.

Dados estratigráficos e morfológicos das seções pedoestratigráficas descritas na superfície de Palmas/Água Doce mostram uma fase subsequente de instabilidade hidrológica estabelecida da transição Último Máximo Glacial/Holoceno e durante o Holoceno (GUERRA, PAISANI et al., 2012; 2013; PAISANI et al., 2015; no prelo). Essa fase é marcada por desencadeamento de movimentos de massa discretos e erosão linear nos fundos de vales de baixa ordem e cabeceiras de drenagem.

A recorrência dos movimentos de massa nas encostas e a retenção dos sedimentos nos fundos de vales de 2ª ordem, bem como nas cabeceiras de drenagem, promoveu a colmatação dos fundos de vale de baixa ordem e cabeceiras de drenagem, intensificando o abandono dessas feições geomorfológicas e desafeiçoando a paisagem.

6 CONCLUSÕES

Considerando que o objetivo geral da presente pesquisa se constituiu na compreensão de rede de drenagem da superfície de Palmas/Água Doce durante o Quaternário tardio, fez-se necessário os seguintes procedimentos: a) caracterização dos materiais presentes na área por meio da descrição de seções pedoestratigráficas; b) mapeamento das unidades de formações superficiais com indicação morfológica e c) caracterização da rede de drenagem. Tal metodologia empregada durante a realização desse trabalho se mostrou suficiente para atingir os objetivos pré-estabelecidos.

A caracterização dos materiais nas áreas de abandono de canais envolveu descrição de três seções pedoestratigráficas (HS10, HS20 e HS13) e respectivos transectos (topossequências) entre os interflúvios dos principais eixos de drenagem, Córrego do Salto e Córrego do Vigia e os fundos de vales modernos.

A seção pedoestratigráfica HS10 corresponde ao corte transversal de paleocanal de 2ª ordem e apresentou sete unidades pedoestratigráficas (Ap, 2Ap, 2C, 3Ab, 3Cgb, 4Cgb e 5CRgb). As unidades são delgadas, destacando-se paleossolo hidromórfico enterrado, constituído pelos horizontes 3Ab, 3Cgb e 4Cgb. e 5CRgb.

Já, a seção HS20 expõe corte oblíquo ao eixo de drenagem de paleocanal de 2ª ordem e foi possível individualizar dez unidades pedoestratigráficas: Ap, 2Cb, 3Cb, 4Cb, 5Cb, 6Cb, 7Cb, 8Cgb, 9Cgb e 10CRgb. Igualmente à seção anterior, as unidades são delgadas e registra-se a presença de paleossolo hidromórfico enterrado. A seção HS13 refere-se a corte transversal ao *hollow* de paleocabeceira de drenagem, cujos materiais exibem 11 unidades pedoestratigráficas (Ap, 2ACb, 2Cb, 3Cb, 4Ab, 4Cb, 5Ab, 5Cb, 6Ab, 6Cb e 6Cgb), sendo três níveis de horizonte A enterrado (4Ab, 5Ab e 6Ab).

Os registros estratigráficos e as respectivas cronologias (datações absolutas e relativas) apontam que os fundos de vales estiveram funcionais ao longo do Pleistoceno Superior, em particular entre o Último Interestadial e o Último Máximo Glacial. A partir da transição do Pleistoceno/Holoceno e durante o Holoceno, os fundos de vales de baixa ordem (< 4ª ordem) e as cabeceiras de drenagem passaram a se comportar como áreas receptoras de sedimentos das encostas. A

continuidade desse fenômeno foi responsável pela colmatação dos referidos fundos de vales e cabeceiras de drenagem.

O mapeamento em escala de detalhe (escala 1: 7000) revelou um total de quatro compartimentos geomorfológicos denominados de Superfície 1, Superfície 2, Setor Dissecado de Superfície 2 e Superfície 2 com Dissecação em Pedimentos.

A Superfície 1 se encontra a cotas altimétricas acima de 1.300 metros e ocorre como relevo residual mantida por riolito. É comum, nessa superfície, a ocorrência de torres de energia eólica pela IMPSA.

A Superfície 2 se estende entre 1.280 a 1.260 metros de altitude, é caracterizada pela presença de colinas convexas suaves, rampas de colúvios, canais de baixa ordem hierárquica, cabeceiras de drenagem, brejos, delgados terraços fluviais, depressões fechadas. Igualmente ocorrem paleocanais e paleocabeceiras de drenagem; tais morfologias são mantidas por colúvios ou alúvios, ao passo que paleocanais registram colúvios-alúvios e colúvios.

O setor Dissecado de Superfície 2 compreende o limite lateral erosivo da Superfície 2 em relação à área de característica pedimentar (Superfície 2 com Dissecação em Pedimentos). É marcado pela presença de colinas convexas dissecadas, vales em “V”, cones aluviais e canais de 1ª ordem retilíneos. As colinas dissecadas são relevos residuais da Superfície 2. No geral, as morfologias desse setor são mantidas, principalmente, por riolitos, a exceção os cones aluviais e canais de 1ª ordem que apresentam sedimentos aluviais.

Por fim, à Superfície 2 com Dissecação em Pedimentos se estende abaixo da cota de 1260 metros de altitude, é marcada pela presença de fundos de vales planos e colinas suavemente convexas, ambos mantidos por riolito e colúvios. Junto ao Córrego do Salto registram-se terraços aluviais caracterizados por colinas convexas suaves.

A respeito da caracterização da rede de drenagem, ela foi realizada por meio do estabelecimento do perfil longitudinal referente aos cursos principais dos rios Córrego do Salto e Córrego do Vigia. A obtenção dos principais índices morfoclimométricos: o Índice de Hack e o Fator de Assimetria de Bacia (FAB); mais a análise dos arranjos espaciais apresentados pelos canais de drenagem presentes na área de estudo, ambos apontam para atuação de fatores estruturais, responsáveis pela ascensão de blocos e, conseqüentemente, pela expansão da rede de canais de drenagem.

A integração dos resultados de caracterização dos materiais em seções pedoestratigráficas e em transectos (topossequências), o mapeamento de unidades de formações superficiais com indicação geomorfológica e a caracterização da rede de canais de drenagem moderna levaram à compreensão do abandono de canais para a área analisada.

O abandono de canais de baixa ordem ($< 4^{\text{a}}$ ordem), bem como cabeceiras de drenagem, decorre da migração lateral dos rios principais ($\geq 4^{\text{a}}$ ordem), seguido do rebaixamento do lençol freático. O rebaixamento do lençol freático se intensificou nos períodos em que o clima tornou-se mais seco, como é o caso do Último Máximo Glacial (Quadro 6.1).

Enfim, a estrutura geológica condicionou a expansão da rede de drenagem, bem como a reorganização e migração dos canais de alta ordem ($\geq 4^{\text{a}}$ ordem). As mudanças hidrológicas, motivadas por variações climáticas, além de determinarem mudanças no nível do lençol freático, promoveram a obliteração dos fundos de vales de baixa ordem e cabeceiras de drenagem.

Por fim, pode-se concluir que os métodos empregados na execução da pesquisa mostraram-se eficientes para o alcance dos objetivos, geral e específicos, apresentados.

Quadro 6.1 Síntese da dinâmica fluvial na superfície de Palmas-PR/Água Doce-SC.

ANOS AP	EVENTOS
Antes de 41160 anos	Regime de alta energia devido expansão de rede de drenagem com geração de canais de primeira ordem, impulsionada por desajuste dinâmico, deflagrado por eventos neotectônicos.
41160 – 23800	Os perfis longitudinais referentes aos principias cursos fluviais (Córrego do Salto e Córrego Vigia) indica uma tendência de equilíbrio da rede de canais, evidenciado pela presença de horizonte A, verificado nas sequencias pedoestratigráficas, com consequente estabilização de sua ampliação.
25000 – 11700	Regime climático mais seco, no entanto os canais de alta ordem (> 4ª ordem) apresentam fluxo perene responsável pelo trabalho erosivo, rebaixamento do talvegue e migração dos principais canais (Córrego do Salto e Córrego do Vigia), causando o abandono de paleocanais e paleocabeceira situada no interflúvio desses córregos.
Depois de 11700	Fase de instabilidade marcada pelo desencadeamento de movimento de massa, com retenção de sedimentos provocando a colmatção dos fundos de vale e cabeceira de drenagem, intensificando o abandono dessas feições.

7 REFERÊNCIAS

ABREU, José. G. N; CALLIARI, Lauro. J. Paleocanais na plataforma continental interna do rio grande do sul: evidências de uma drenagem fluvial pretérita. **Revista Brasileira de Geofísica**, Itajaí, v:23, n:2, p.123 – 132. 2005

ADAMIR, Marcos. *et al.* Avaliação da exatidão do mapeamento da cultura do café no Estado de Minas Gerais. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2009, Natal. **Anais...** Natal: INPE, 2009. P.1 -8.

ALBUQUERQUE, Ana. F; SILVA, Danielle. G; CÔRREA, Antônio. C. B. Aplicação da abordagem morfoestratigráfica para interpretação de “areias brancas” em um setor colinoso no litoral sul do estado de Pernambuco: O caso da reserva ecológica do Camaçari, município de Cabo de Santo Agostinho. **Geo UERJ**, v.22, n.1, p. 94 – 118. 2011.

ALVES, Julia. M. P; CASTRO, Paulo. T. A. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio do Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, Ouro Preto, v.33, n.2, p.117-124, 2003.

ASSINE, Mário. L. *et al.* Compartimentação geomorfológica, processos de alvulsão fluvial e mudanças do curso do rio Taquari, Pantanal Mato –Grossense. **Revista Gemorfológica Brasileira**, v.6, n.1, p.97 -108, 2005.

ASSINE, Mário. L. Taquari: um rio mutante. In: 2º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, 2009, Corumbá. **Anais...** Corumbá: Embrapa Informática Agropecuária/INPE, 2009. p.1034-1040.

BARBOSA, Tamires. S; LIMA, Vinícius.F; FURRIE, Max. Anomalias em padrões de redes de drenagem como fator de verificação de neotectônica – um estudo de caso nas sub-bacias do rio Mamuaba-PB. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v.26, p.195 – 213, 2013.

BEHLING, Pillar, V. D; ORLÓCI, L ;BAUERMANN, S.G. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará. do Sul core in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.203, p. 277-297, 2004.

BIGARELLA, João. J; MOUSINHO, M. R; SILVA, J. X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos corretivos no Brasil. **B. Paran. Geogr**, Curitiba, 1965. P. 117 – 151.

BOGGS JUNIOR, Sam. **Principle of sedimentology and stratigraphy**. 4.ed. New Jersey: University of Oregon, 2006. 662p.

BUENO, Karine. V. et al. Análise de anomalias de drenagem na área abrangida pela carta topográfica de Mauá da Serra – PR. **Revista Geonorte**, v.10, n.6, p. 23 -28, 2016.

BRIDGE, John; DEMICCO, Robert. **Earth surface processes, landforms and sediment deposits**. Cambridge University Press, 2008.

CASSETI, Valter. **Geomorfologia**. Disponível em: <www.funage.org.br/geomorfologia>. Acessado em 14 de ago. 2014

CALVACHE, Maria. L. VISERAS, Cesar. Long-term control mechanisms of stream piracy Processes in southeast Spain. **Earth surface processes and landforms**, Granada, v.22, p. 93-105, 1995.

CAMARGO, Flávio. F. *et al.* Mapeamento geomorfológico com imagens estereoscópicas digitais do sensor Aster/Terra. **Geociências**, São Paulo, v.2, n.4, p.95 – 104, 2011.

CAMOLESI, Bruno. A. **Geomorfologia e controle estrutural da bacia hidrográfica do córrego Morumbi, Faxinal, Paraná**. Maringá, 2013. 122p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá.

CASTANHEIRA, Marcelo, V.S; FREITAS, Marcelo. M. Evolução da paisagem geomorfológica e a influência da pressão urbana no maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro – RJ. X Encontro de Geógrafos da América Latina, 2005, São Paulo. **Anais...** São Paulo: USP, 2005, p. 3001 – 3022.

CARVALHO, Thiago. M; BAYER, Maximiliano. Utilização dos produtos da “*shuttle radar topography mission*” (SRTM) no mapeamento geomorfológico do estado de Goiás. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Goiânia, v.9, n.1, p. 35 -41, 2008.

COUTO, Edivando. B; FORTES, Edison; FERREIRA, José. H. D. Índices geomorfológicos aplicados a análise morfoestrutural da zona de falha do rio Alonzo – PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.14, n.4, p.287 – 297, 2013.

COLTRINARI, Lylian. Cartografia geomorfológica detalhada: A representação gráfica do relevo entre 1950 – 1970. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Campinas, v.12, n.3, p.121-129

CORRÊA, Antônio. C. B; FONSÊCA, Drielly. N. Lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional – MG. **Revista da Geografia**, Recife, v.8, n.1, p. 72 – 86, 2010.

CHARLTON, Rosimary. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. London: Routledge, 2008. 239 p.

CHRISTOFOLETTI, Antonio. Capturas fluviais. **In:** Enciclopédia Mirador Internacional. São Paulo: 1975. vol. 5, p. 2049-2051.

CHRISTOFOLETTI, Antonio. **Geomorfologia**. 2.ed. São Paulo: Editora Edgard Blusher Ltda, 1980. 187.

CHRISTOFOLETTI, Antonio. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Editora Edgard Blusher Ltda, v.1. 1981. 297 p.

CUNHA, Pedro. *et al.* Superfícies geomórficas e atributos de latossolos em uma seqüência arenítico – basáltica da região de Jaboticabal (sp). **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 29, p. 81 -90, 2005.

DOMINGUEZ et al. Geologia do quaternário costeiro do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geociências**, v.20, n.4, p.208 -215, 1990.

DORANTI, Carolina. T. et al. Evolução da paisagem do planalto sul de minas correlações entre análise morfométrica da rede de drenagem e termocronologia por traços de fissão em apatitas. *Revista de Geografia do Recife*.v.8, n.1, p. 59 – 71, 2003.

DELVIGNE, Jean.E. 1998 **Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering**. *The Canadian Mineralogist, Special publicantion 3*, ORSTOM éditions, 495p.

EEROLA, Toni. T. Mudanças climáticas globais: passado, presente e futuro. In: Fórum de Ecologia e no evento Mudanças Climáticas: Passado, Presente e Futuro., Florianópolis. **Anais...Florianópolis: UEDSC**, 2003. p 1 – 10.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Centro Nacional de Pesquisa de Solo. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 2 ed. Brasília: Embrapa Produção de informação, Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306p.

ETCHEBEHERE, Mario. L. C. Aloestratigrafia - revisão de conceitos e exemplos de aplicação, com ênfase nos depósitos neoquaternários de terraço da bacia do rio do Peixe, sp. **Geociências**. Guarulhos, v.7, n.6, p.15 -34, 2002.

FET JÚNIOR, Ney. **Aloestratigrafia e evolução do relevo do Pleistoceno médio ao Holoceno médio do rio Pardo, região centro – leste do estado do Rio Grande do Sul Brasil**. Florianópolis, 2011. 467p. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Federal de Santa Catarina.

FIRMINO, Idjarryy. G, SOUZA FILHO, E.E; BUENO, Ricardo. H. Identificação de anomalias de drenagem no alto/médio Tibagi, PR, por meio do índice relação declividade-extensão. **Revista Geonorte**, v.10, n.6, p. 135 – 141, 2014.

FRANÇA, Andreia. M. S; FLORENZANO, Teresa. G; NOVO, Evlyn. M. L. M. Avaliação do efeito da degradação da resolução espacial de imagens RADARSAT no mapeamento de formas fluviais da Planície Amazônica. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2005, Goiânia. *Anais... Goiânia: INPE*, 2005. p. 4405-4412.

FUJITA, Rafaela. H. *et al.* Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n.4, p. 597 – 603, 2011.

GUEDES, Ivan Claudio et al. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio santo anastácio (sp) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista Geociências**, Guarulhos, v.5, n.1, p. 75 – 102, 2006.

GUERRA, Antônio, J. T Processo erosivos nas encostas. In: CUNHA, Sandra. B; GUERRA, Antônio. J. T (org). **Geomorfologia: Exercício, técnicas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2002. p. 139 – 155.

GUERRA, Simone; PAISANI, Julio.C. Levantamento estratigráfico das formações superficiais cenozoica no planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC): Subsídio ao estudo da evolução da paisagem a partir do Estágio Isotópico Marinho 3. **Ambiência**, Guarapuava, v.8, p. 651-665, 2012.

GUERRA, Simone; PAISANI, Julio. C. Abrangência espacial e temporal da morfogênese e pedogênese no planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC): subsídio ao estudo da evolução da paisagem Quaternária. **Geociências**, São Paulo, v.32, n.3, p.501 – 515, 2013.

GOUDIE, Andrew. S. Global warming and fluvial geomorphology. **Elsevier**, v.6, p. 2 – 11, 2006.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* v. 1, n. 4: 421–429. 1973.

HAYAKAWA, Ericson. H; Rossetti, Dilce. F. CARACTERIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM DA BACIA DO MÉDIO E BAIXO RIO MADEIRA. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Campinas, v.13, n.4, p 401-418, 2012.

HIRUMA, Sívio. T; POÇANO, Waldir. L; Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfopedológico na area do alto rio de Pardo, SP e MG. **Revista IG**, São Paulo, v15, n.2, p. 49 – 57. 1994.

HUGHES, P. H. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. **Geomorphology**, n.122, p.189-199, 2010.

LANA, Claudio. E; ALVES, Júlia. M. P; CASTRO, Paulo. A. T. Análise morfométrica da bacia do Rio do Tanque, MG – Brasil. **Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 54, n.2, p. 1 – 8, 2001.

LEAL, Paulo. J. V; COELHO NETTO, Ana Luiza; AVELAR, André.S. Desenvolvimento de redes de canais e pirataria de água Subterrânea: bacia do rio do Bananal (RJ/SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.16, n.1, p.107-132, 2015.

LIMA, Kleber. C; Cunha, Cernira. M. L; SANTOS, Jémisson. M. Análise geomorfológica da bacia hidrográfica do Rio Bom Sucesso (semi-árido da Bahia)

através da aplicação de parâmetros morfométricos da rede de drenagem. **Revista da Geografia**, Recife. v. 8, n.2, p.30-44, 2010.

LIMA, Gabriel. Matos; Dias, Laerte. F. Vale; Raquel. M. C. Mapeamento geomorfológico como subsídio ao estudo da desertificação no norte da Bahia. **Revista Geonorte**, v.2, n.4, p.588 – 598, 2012.

LIMA, Henrique. C. *et al.* Análise morfométrica da rede de drenagem da bacia do rio do Machado-MG. **Sociedade e Natureza**, Uberlândia, v.22, n.1, p. 23-34, 2010.

LIMA, Jácson.G. Mapeamento e caracterização de derrames alterado sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR) /Água Doce (SC). Dissertação (Mestrado em Geografia), 2013. Universidade Estadual do Oeste do Paraná . Francisco Beltrão.

LIMA FILHO, Mário; BARBOSA, José. A; SOUZA, EBENEZER. M. Eventos tectônicos e sedimentares nas bacias de Pernambuco e da Paraíba: implicações no quebraamento do gondwana e correlação com a bacia do Rio Muni. **Geociências**, São Paulo, v.25, n.1, p. 117 – 126, 2006.

LOPES PAISANI, Sani. D. Significado Paleoambiental do registro silicofitólitos em depósitos de colúvios holoceno na superfície de Palmas – Água Doce. Francisco Beltrão, 2015, Pré – Dissertação para exame de qualificação (mestrado Geografia) Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, Campus Francisco Beltrão.

MAGALHÃES JÚNIOR, Antônio; MOREIRA, Patrícia. Eventos de “desequilíbrio morfodinâmico” na evolução geomorfológica de Minas Gerais – O caso de Teófilo Ontoni / Carai – Região nordeste do estado. **Genômos**, v.6, n.2, p.23-32, 1998.

MAIA, Rúbson. P; BEZERRA, Francisco. H. R. Geomorfologia e neotectônica da bacia hidrográfica do rio Apodi-Mossoró – NE/Brasil. **Mercator**, Fortaleza, v.11, n.24, p. 209 – 228. 2012.

MAIA, P. H. P. *et al.* Zoneamento dos aquíferos do estado da Bahia. **Technol.** Salvador, v.13, n.1, p.45-52, 2009.

MARQUES, Américo. J; SANTIL, Fernando. L. P; CUNHA, José Eldésio. O uso do clinômetro no levantamento topográfico. Estudo de caso: Levantamento pedológico. **Boletim de Geografia**, v.18. p.135 – 141, 2000

MANTELLI, Luis. R; ROSSETTI, Dilce. F. Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha do Marajó. **Revista Brasileira de Geociências**, São José dos Campos, v.39, n.1, p.42-54, 2009.

MARTINEZ, Maurílio. *et al.* SI index as indicator of anomalies in the longitudinal profile of pirapó rivers. **Geociências**, São Paulo, v.30, n.1, p.63 – 76, 2011.

MARTINS, Elainy. S. F *et al.* Extração automatizada e caracterização da rede de drenagem e das bacias hidrográficas do nordeste do Pará ao noroeste do Maranhão

a partir de imagens SRTM. In: XIII Simpósio Brasileiro de Ciências do Solo, Florianópolis. Anais...Florianópolis: INPE, 2007. P.6827 – 6834.

MARTIN, Louis et al. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros. **Revista USP**, São Paulo, p. 1 186, 1993.

MATHER, Anne. E. Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas Basin, SE Spain. **Geomorphology**, v.34, p. 271-289, 2000.

MEIRELES, Antônio. J. A. *et al.* Integração dos indicadores geoambientais de flutuações do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral cearense. **Mercator**, Fortaleza, v.4, n.5, p.109 – 134, 2005.

MELLO, Claudio. L; RODRIGUES, Helen. B; HATUSHIKA, Raphel. S. **Tectônica Quaternária e anomalias de drenagem na região centronorte do Espírito Santo**. Disponível em < www.geomais.com.br>. Acesso em 10 jul, 2014.

MELO, Felipe. P. Geoprocessamento aplicado ao mapeamento geomorfológico no município de Itabi-SE. **ANAP Brasil**, v.6, n.8, p.66 – 74, 2013.

MELO, Mario. S. *et al.* Processos e produtos morfogenéticos continentais. In: SOUZA, Celia. R. G. (ed.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005.p 258-273.

MELO, Ordilei. A. G. *et al.* Verificação da influência da imposição litoestrutural sobre a drenagem da bacia hidrográfica do Rio Baiano/Assis Chateaubriand-PR a partir da aplicação de variáveis morfométricas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.3, p. 7 – 13, 2010.

MERCANTE, Mercedes. A. *et al.* Alterações causadas por avulsão no Rio Taquari, no Pantanal Mato-Grossense. **R. RA´E GA**, Curitiba, n.13, p. 75 – 84, 2007.

MIKESELL, Leslie. R; Weissmann, Gary. S; Karachewski, John. A. Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata. **Geomorphology**, n.115, p.267-277, 2010.

MONTEIRO, Kleython. A; TAVARES, Bruno. A. C; CORRÊA, Antônio. C. B. Aplicação do índice de Hack no Rio Ipojuca para identificação de setores anômalos de drenagem e rupturas de relevo. **Geociências**, São Paulo, v.33, n.4, p.616 – 628, 2014.

MORAIS, Eduardo.S. *et al.* Orientação da drenagem como resposta a controles geomorfológicos: análise do Córrego Dourado, Paraná- Brasil. **Boletim Geográfico**, Maringá, v.28, n.2, p.127-135, 2010.

MOURA, Josilda. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In: **Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos**. GUERRA, Antônio J.T.; CUNHA, Sandra B. (organizadores). Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. p. 335-363.

MOURA, Josilda. R. S; PEIXOTO, Maria. N. O; SILVA, Telma. M. Geometria do relevo e estratigrafia do quaternário como base à tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro - médio vale do rio Paraíba do sul. **Revista Brasileira de Geociências**, Rio de Janeiro, v.21, n.3, p.255-265, 1991.

MURPHY, Michael; SALVADOR, Amos. **Guia Estratigráfico Internacional – Uma versão condensada**. Disponível em<<http://micropress.org/stratigraphy/guide.htm>> Acesso 13 de Set. 2015.

NARDY, Antônio. J; MACHADO, Fábio. B; OLIVEIRA, Marco. A. F. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**. V.38, n.1 p. 178 – 195, 2008.

O'Leary, D. W.; Friedman, J. D.; Pohn, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **GSA Bulletin**, v. 87, p. 1463-1469, 1976.

OLIVEIRA, Déborah. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: Uma revisão bibliográfica. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v.20, p.37-50, 2010.

OLIVEIRA, João.H. M; CHAVES, Maria. J. Mapeamento e caracterização geomorfológica: Ecorregião Raso da Catarina e Entorno NE da Bahia. **Mercator**, Fortaleza, v.9, n.20, p.217-238, 2014.

OLIVEIRA, Karen. A; PINTO, Lígia. M. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (rde) na bacia hidrográfica do alto curso do rio Pitangui – PR. **Revista Geonorte**, v.10, n.1, p. 419 – 423, 2014.

PACHECO, Herlan. C. A; FERNANDEZ, Gabriel. B. Geomorfologia de detalhe da parte setentrional do delta do Rio Paraíba do sul, no norte fluminense (RJ). **Revista Geonorte**, v. 10, n.1, p.148 -154, 2014.

PAISANI, Julio. C; OLIVEIRA, Marcelo. A. Identificação de paleossolos em áreas de cabeceira de drenagem: O caso da colina do Quero – Quero, Palmeira (PR). **Geosul**, Florianópolis, v.14, n. 27, p. 470 – 474, 1998.

PAISANI, Julio. C. Noções de estratigrafias. In: Encontro de Geografia do Sudoeste do Paraná, 3, 2004, Francisco Beltrão. **Anais...**Francisco Beltrão, 2004, p. 35 – 37.

PAISANI, Julio. C; PONTELLI, Marga. E; ANDRES, Juliano. Superfícies aplainadas em zona morfoclimáticas subtropical úmida no planalto basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná / NW Santa Catarina); Primeira aproximação. **Geociências**, v.27, n.4, p.541-553, 2008.

PAISANI, Julio. C; PONTELLI, Marga. E; CALEGARI, Márcia. R. Evolução de bacias de baixa ordem nos 41000 AP – Brasil meridional. **Mercator**, Fortaleza, v.11, n.26, p.131 – 148, 2012.

PAISANI, Julio. C; PONTELLI, Marga. E; CORREA. Antônio. C. B. Pedogeochemistry and micromorphology of oxisols – A basis for understanding explanation in the Araucarias plateau (Southern Brasil) in the Quaternary. **Jornal os the South American Earth Sciences**. v.49, p. 1-12, 2013.

PAISANI, Julio.C. *et al.* Paleosols in low-order streams and valley heads in the Araucaria Plateau – Record of continental environmental conditions in southern Brazil at the end of MIS 3. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 54, p. 57-70, 2014.

PAISANI, Julio. *et al.* Evolução de paleocabeceira de drenagem do Rio Chopinzinho (sul do Brasil) durante o Quaternário Superior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, (Submetido).

PEDERSON, Joel.L; SMITH, G.A; PAZZAGLIA, F.J. Comparing the Neogene, Quaternary, and modern records of climate-controlled hillslope sedimentation in southeast Nevada: **Geological Society of America Bulletin**, v. 113, p. 305–319, 2001.

PENHA, Hélio. M. Processos endogenéticos na formação do relevo. In Guerra, Antônio. J. T. (Org). **Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos**. 3. ed. Rio de Janeiro. Bertrand, 1998. Cap. 2. p.51-92.

PEREIRA, Natan. S. *et al.* Mapeamento Geomorfológico e Morfodinâmica do Atol das Rocas, Atlântico Sul. **Revista da Gestão Costeira Integrada**, v.10, n.3, p.331 – 345, 2010.

PHILIPP, Ruy. P; Machado, Rômulo. Evolução da estratigrafia das unidades plutônicas da porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: Reunião Aberta da Comissão Brasileira de Estratigrafia, 2004, Porto Alegre. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. p. 15-24.

PÓVOAS, Hogana S. S; FONTES, Ednice.O; MOREAU, Ana. M.S. **Mapeamento Geomorfológico da área urbana de Ilhéus, Bahia**. Disponível em <<https://digitalis.uc.pt/handle/10316.2/34837>>. Acesso em: 20 dez. 2014.

PUPIM, Fabiano. N. Análise morfoestrutural do município de Rio Claro-SP, possíveis aplicações ambientais. **Revista de Geografia. Recife**, v.8, n. 1. P, 21- 29. 2010.

RAITZ, Edimilson. CALEGARI, Márcia.R. Composição florística da fitofisionomia de campo: base para a compreensão do sinal isotópico ($\delta^{13}C$) do campo de Palmas – PR. In: VII expedição geográfica da UNIOESTE: Espaço de fronteira – Território em ambiente, 2011, Marechal Cândido Rondon. **Anais...Marechal Cândido Rondon: Sanson**, 2011, p. 1- 10.

RIBEIRO, Simone. C; LIMA, Flávia Jorge; CORREA, Antonio Carlos. B. Depósitos de encostas em regiões tropicais: uma abordagem sobre a formação de colúvios. **Revista Geonorte**, v.2, n.4, p.334 – 342. 2012.

RIBEIRO, Glaucielen. F; PEREIRA, SUELI. Y. Análise morfométrica da bacia hidrográfica Vargens de Caldas, Planalto de Poços de Caldas, MG. **Terrae**, v.10, p 15 – 20. 2013.

RIBEIRO, Olívia. L. Controle tectônico na planície do Rio Solimões, região de Coari (AM), a partir de análise em imagens ópticas e dados SRTM. In: XVI Simpósio de Sensoriamento Remoto, Natal, **Anais...** Natal :INPE, 2009. P. 3301 – 3308.

RODRIGUES, Silvio Carlos; BRITO, Jorge Luiz. S. Mapeamento geomorfológico de detalhe - uma proposta de associação entre o mapeamento tradicional e as novas Técnicas em geoprocessamento. **Revista Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v.1, n.1, p.1-6, 2000.

ROSA, Katia. K. Geomorfologia aplicada à reconstrução e ao monitoramento do impacto das mudanças climáticas em ambientes glaciais. **Revista de Geografia**, Recife, v.1, n.1, p.102-114, 2010.

SUMMERFIELD, Michael. **Global Geomorphology**, Longman, 1991. 258 p.

SANTOS, Caio. A. M; NUNES, João.O.R. Mapeamento geomorfológico do perímetro urbano do município de Marília – SP. **Geografia em Atos**, Presidente Prudente, n.7, v.1, p.13-28, 2007.

SANTOS Raphael D; LEMOS, Raimundo. C; SANTOS, Humerto.G. Ker, João.C; ANGOS, Luisa Helena.H.C. 2005 **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5ª edição. Viçosa, 91 p.

SANTOS, Leonardo. J. C. *et al.* Mapeamento geomorfológico do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.7, n.2, p. 3 – 12, 2006.

SANTOS, Jémison; LIMA, Kleber. C. Análise da rede de drenagem em bacias hidrográficas tropicais: bacia do Riacho Grande - Bahia/Brasil. **Associação Portuguesa de Geomorfólogos**, Braga, v.6, p. 77 – 82, 2009.

SANTOS, Caroline. T; VIDAL, Delma. M. Sistemas filtrantes para estabilização de colúvios – importância da saturação dos solos. **Instituto Tecnológico de Aeronáutica**, São José dos Campos, v.1, n.1, p.1 – 6, 2012.

SILVA, Danielle. G; MELO, Rahissa. F.T; CORRÊA, Antônio. C. B. A influência da densidade de drenagem na interpretação da evolução geomorfológica do complexo de tanques do município de Brejo da Madre de Deus – Pernambuco, Nordeste do Brasil. **Revista da Geografia**, RECIFE, v.26, n.3, p. 294 – 306. 2009.

SILVA JÚNIOR, Osmar. G; EL-ROBRINI, Maâmar. Morfoestratigrafia do noroeste da planície costeira de São João de Pirabas (Nordeste do Pará). **Revista Brasileira de Oceanografia**. Pará, n.49, p.99 -114, 2001.

SILVA, Telma. M.*et al.* Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências – UFJR**, Rio de Janeiro, v.29, n.2, p.210-224, 2006.

SILVA, Katiúcia. S; OLIVEIRA, Déborah. Mapeamento de anomalias de drenagem: indícios de controle litológico e estrutural na bacia hidrográfica do Cotia, em Cotia – SP, Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, São Paulo, v.1, n.2, p.76-83, 2009.

SILVA, CLAUZIOZOR. L. *et al.* Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. **Academia Brasileira de Ciência**, v.79, n.4,p.693 – 711, 2007.

SOARES, Paulo. C; FIORI, ALBERTO. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. In: **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, v.1, n.3, p. 35 – 59, 1978.

SOUZA, André. O; ARRUDA, Emerson. M. Análise da Rede de Drenagem na Bacia do Ribeirão dos Rodrigues: Anomalias, Índice RDE e Perfil Longitudinal. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Campinas, v.7, n.3, p.442-457, 2014.

SOUZA, Lena. S. B; ROSSETTI, Dilce. F. Caracterização da rede de drenagem na porção leste da ilha do Marajó e implicações tectônicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 1, p. 69 – 83, 2011.

SOUZA FILHO, Pedro. W. N. *et al.* Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto madeira, Rondônia-Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.29, n.4, p.469 – 476. 2010.

SUGUIO, Kenitiro. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas 1999. 336p.

SUGUIO, Kenitiro. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. São Paulo. 2001. 366p.

SUGUIO, Kenitiro. Estratigrafia do Cenozóico Brasileiro. In: Reunião Aberta da Comissão Brasileira de Estratigrafia, 2004, Porto Alegre. Anais... Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. P.37-43.

TERAMOTO, Edson. R; LEPSCH, Igo. F; VIDAL-TORRADO, Pablo. V. Relações solo, superfície geomórfica e substrato geológico na microbacia do Ribeirão Marins (Piracicaba - SP). **Scientia Agricola**, v.58, n.2, p.361 – 371, 2001.

TRAJANO, Sâmara. R .R S. *et al.* **Análise morfométrica de bacia hidrográfica – Subsídio à gestão Territorial - estudo de caso no alto e médio Mamanguape**. 1.ed. Campinas: EMBRAPA, 2012. 33 p.

VERVLOET, Roberto. J. H. M. **O papel das estruturas litológicas na evolução da rede hidrográfica da região serrana do Espírito Santo: O caso da bacia hidrográfica do rio Benevente**. São Paulo, 2014. 313 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade de São Paulo.

VITAL, Saulo. R. O *et al.* Uso de imagem SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) para o mapeamento geomorfológico na microbacia do açude Taperoá II, Paraíba, Brasil. In: III Simpósio Brasileiro de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação, 2010, Recife. **Anais...** Recife, 2010. p.1 – 5.

ZANCOPÉ, Márcio. H. C; PEREZ FILHO, Archimedes; CARPI JÚNIOR. Salvador. Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do Rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.10, n.1, p. 31 – 42, 2009.