

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

**LEANDRO OLIVEIRA**

**EVOLUÇÃO DE PEQUENO LEQUE ALUVIAL QUATERNÁRIO NO PLANALTO  
DAS ARAUCÁRIAS**

**Francisco Beltrão**

**2014**

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

**LEANDRO OLIVEIRA**

**EVOLUÇÃO DE PEQUENO LEQUE ALUVIAL QUATERNÁRIO NO PLANALTO  
DAS ARAUCÁRIAS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual do Oeste do Paraná como um dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Julio Cesar Paisani

**Francisco Beltrão**

**2014**

Catálogo na Publicação (CIP)  
Sistema de Bibliotecas - UNIOESTE – Campus Francisco Beltrão

Oliveira, Leandro  
O48e Evolução de pequeno leque aluvial quaternário no planalto das  
araucárias. / Leandro Oliveira. – Francisco Beltrão, 2014.  
110 f.

Orientador: Prof. Dr. Julio Cesar Paisani.  
Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual  
do Oeste do Paraná – Campus de Francisco Beltrão, 2014.

1. Geologia estratigráfica. 2. Mudanças ambientais globais. 3.  
Placas tectônicas. I. Paisani, Julio Cesar. II. Título.

CDD 20. ed. – 551.8

Sandra Regina Mendonca CRB – 9/1090

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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

EVOLUÇÃO DE PEQUENO LEQUE ALUVIAL QUATERNÁRIO NO  
PLANALTO DAS ARAUCÁRIAS

**Autor:** Leandro Oliveira  
**Orientador:** Prof. Dr. Julio Cesar Paisani

Este exemplar corresponde à redação final da  
Dissertação defendida por Leandro Oliveira e  
aprovada pela comissão julgadora.

Data: 21 / 03 / 2014

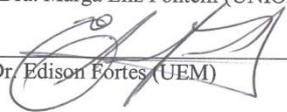
Assinatura:

  
\_\_\_\_\_

Comissão Julgadora:

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

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

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Edison Fôrtes (UEM)

## AGRADECIMENTOS

Ao Professor Orientador Dr. Julio Cesar Paisani que me sugeriu e apresentou a área de estudo; pela contribuição teórica e prática em trabalhos de campo;

A Professora Dra. Marga Eliz Pontelli pela contribuição teórica e prática nos trabalhos de campo;

A Professora Dra. Gisele Pietrobelli e a UNICENTRO – Campus Guarapuava pela contribuição através da disponibilização do GPR;

Ao Wellington Barbosa da Silva, doutorando na UFSC, pelo empenho em contribuir nos trabalhos de campo na operação do GPR;

Aos muitos membros que estiveram e estão no Grupo de Pesquisa Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais pela contribuição no campo e laboratório. Em especial ao meu amigo Jacson Gosman Gomes de Lima que concedeu parte de seu trabalho de mapeamento para a minha área de estudo;

Ao Professor Dr. Elvis Hendges pela contribuição em questões relacionadas à geoprocessamento;

Ao Professor Dr. Edison Fortes pela contribuição teórica;

A todos os funcionários da UNIOESTE – Campus Francisco Beltrão. Em especial a laboratorista Katiana Henning;

A CAPES pela bolsa concedida e ao Programa de Pós-Graduação *Stricto Sensu em Geografia* da UNIOESTE – Campus Francisco Beltrão. Em especial a assistente do mestrado Andreia Zuchelli;

A todos que colaboraram direta e indiretamente para a realização deste trabalho;

**MUITO OBRIGADO.**

*“It is not the strongest of the species that survives, nor the most intelligent that survives. It is the one that is the most adaptable to change”.*

*Charles Robert Darwin*

## RESUMO

Leques aluviais são bons indicadores de mudança ambiental e movimento tectônico. Dessa maneira, propõe-se investigar que fatores influenciaram o leque aluvial em desembocadura de canal de 1ª ordem, bacia do Rio Chopim - PR. Para isso, os objetivos foram 1) identificar indícios de neotectônica; 2) caracterizar unidades estratigráficas; 3) identificar processos deposicionais físicos; 4) buscar registros de mudança na vegetação e 5) estabelecer correlação cronológica com eventos globais. Como procedimento metodológico realizou-se: 1) trabalho de campo; 2) trabalho laboratorial e 3) trabalho em gabinete. O trabalho de campo consistiu de: a) estabelecimento da seção estratigráfica HS12, descrições e amostragem dos materiais; b) topografia da bacia de drenagem de 1ª ordem do leque aluvial; c) sondagens eletromagnética e manual sobre o depósito do leque aluvial e d) levantamento estrutural sobre a vertente. O trabalho laboratorial para a seção estratigráfica HS12 na cabeceira do leque aluvial compreendeu: a) análise granulométrica da matriz; b) razão de isótopos estáveis do carbono 13/12 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e c) datação radiocarbônica ( $^{14}\text{C}$ ). Em relação ao trabalho em gabinete realizou-se atividades como: a) tratamento dos dados granulométricos da matriz pelo *Sysgran*; b) organização e interpretação das descrições de campo e laboratorial; c) fotointerpretação e d) geoprocessamento. Baseado nos resultados, conclui-se que a evolução do leque aluvial ocorre a partir de 2 momentos principais. Para o primeiro momento, é inferida a ocorrência de movimento tectônico tipo meio-gráben anterior ao leque aluvial e posteriormente a deposição da fácies coluvial. Já no segundo momento, a ocorrência de mudanças ambientais afetando o regime hídrico, sendo acompanhada pela mudança de vegetação C<sub>3</sub> para C<sub>4</sub> que, por sua vez, provoca processos morfogenéticos. Simultânea a mudança da vegetação ocorre à fácies aluvial.

**Palavras-chave:** leque aluvial, estratigrafia, mudança ambiental, tectônica.

# EVOLUTION OF SMALL QUATERNARY ALLUVIAL FAN IN THE ARAUCARIA PLATEAU

## ABSTRACT

Alluvial fans are good indicators of environmental change and tectonic movement. Thus, it is proposed to investigate which factors influenced the alluvial fan at the mouth of 1st order channel of Chopim River basin at Paraná State. For this, the objectives were 1) identify evidence of neotectonic; 2) characterization stratigraphic units, 3) identification depositional physical processes; 4) seeking records of vegetation change and 5) establish chronological correlation with global events. As a methodological procedure was carried out: 1) field work; 2) laboratory work and 3) office work. The field work consisted of: a) establishment of the stratigraphic section HS12, descriptions and sampling of materials; b) topography in drainage basin of 1st order channel on alluvial fan; c) electromagnetic and manual surveys on the deposit of alluvial fan and d) structural survey on the slope. The laboratory work for the stratigraphic section HS12 on the bedside of the alluvial fan included: a) particle size analysis of the matrix; b) reason of stable isotopes of carbon 13/12 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) and c) radiocarbon dating ( $^{14}\text{C}$ ). In relation to work in the office was held activities such as: a) treatment of grain size data of matrix by Sysgran; b) organization and interpretation of field descriptions and laboratory; c) photointerpretation and d) GIS. Based on the results, it is concluded that the evolution of alluvial fan occurs from 2 main times. In the first time, it is inferred tectonic movement type half-graben previous to the alluvial fan and subsequently the deposition of colluvial facies. In the second time, the occurrence of environmental changes affecting the water regime, accompanied by the change of  $\text{C}_3$  to  $\text{C}_4$  vegetation, which in turn causes morphogenetic processes. Simultaneous vegetation change occurs to the alluvial facies.

**Keywords:** alluvial fan, stratigraphy, environmental change, tectonic.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Superfícies Incompletamente Aplainadas.....	12
Figura 2. Objeto de estudo .....	15
Figura 3. Localização do objeto de estudo .....	17
Figura 4. Solos da área de estudo .....	18
Figura 5. Vista da paisagem na região .....	19
Figura 6. Médias de precipitação e de temperatura de 1979 a 2012 da estação meteorológica de Palmas (IAPAR/Cód. 02651043). .....	20
Figura 7. Característica padrão de leques aluviais .....	22
Figura 8. Leques aluviais com desenvolvimento em rio entrelaçado e rio meandrante .....	24
Figura 9. Leque dominado por fluxos sedimentares de gravidade .....	25
Figura 10. Tipos de movimentos de massa .....	28
Figura 11. Tipos de fluxos e comportamento reológico.....	30
Figura 12. Depósitos resultantes de fluxo de sedimento por gravidade .....	32
Figura 13. Mudanças de temperatura no Oceano Atlântico Sul .....	33
Figura 14. Tipos básicos de geometria de depósito considerando à deposição do leque aluvial em relação ao momento de ocorrência do movimento tectônico .....	40
Figura 15. Representação de seção estratigráfica HS12 destacando as janelas de amostragens .....	43
Figura 16. Perfis topográficos longitudinais e transversais sobre o leque aluvial. ....	44
Figura 17. Perfis das sondagens eletromagnéticas e manuais .....	47
Figura 18. Mapa geomorfológico simplificado da área de estudo .....	55
Figura 19. Mapa plano-altimétrico da área de estudo .....	56
Figura 20. Bloco diagrama do objeto de estudo .....	58
Figura 21. Afloramento de rocha com juntas orientadas a NW e ação do intemperismo .....	59
Figura 22. Orientação de juntas ao longo do canal de 1ª ordem.....	60
Figura 23. Radargrama da cabeceira do depósito .....	62
Figura 24. Seção estratigráfica HS12.....	64

Figura 25. Dendrograma dos dados granulométricos da janela 4 agrupados em fácies coluvial e fácies aluvial.....	70
Figura 26. Seção colunar composta do depósito da área de estudo com resultados de datação do <sup>14</sup> C e composição isotópica do carbono. ....	73

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	11
1.1 OBJETIVOS.....	13
1.1.1 Objetivo geral .....	13
1.1.2 Objetivos específicos.....	13
1.2 OBJETO DE ESTUDO .....	14
<b>2 LOCALIZAÇÃO DO OBJETO DE ESTUDO E DESCRIÇÃO FISIAGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>16</b>
<b>3 REVISÃO TEÓRICA</b> .....	<b>21</b>
3.1 LEQUES ALUVIAIS.....	21
3.1.1 Leques fluviais.....	23
3.1.2 Leques dominados por fluxos sedimentares de gravidade.....	25
3.2 MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS DO QUATERNÁRIO.....	32
3.3 NEOTECTÔNICA E MOVIMENTOS TECTÔNICOS .....	36
<b>4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS</b> .....	<b>41</b>
4.1 LEVANTAMENTOS EM CAMPO .....	41
4.1.1 Descrições da seção estratigráfica HS12 .....	42
4.1.2 Levantamento topográfico do leque aluvial.....	44
4.1.3 Sondagens eletromagnética e manual no depósito do leque aluvial.....	45
4.1.4 Levantamento estrutural na vertente .....	48
4.2 ANÁLISES LABORATORIAIS .....	48
4.2.1 Análise granulométrica da matriz .....	48
4.2.2 Análise de $\delta^{13}\text{C}$ .....	49
4.2.3 Datação do $^{14}\text{C}$ .....	49
4.3 GABINETE .....	50
4.3.1 Tratamento dos dados granulométricos .....	511
4.3.2 Organização e interpretação de dados de campo e laboratorial .....	51
4.3.3 Fotointerpretação.....	522
4.3.4 Geoprocessamento .....	533
<b>5 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	<b>544</b>
5.1 FOTOINTERPRETAÇÃO .....	544
5.2 TOPOGRAFIA, GEOPROCESSAMENTO, LEVANTAMENTO ESTRUTURAL E <i>GROUND PENETRATING RADAR (GPR)</i> .....	57

5.3 CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DOS MATERIAIS NA SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA HS12 ....	633
5.4 GEOCRONOLOGIA DE FÁCIES COLUVIAL E FÁCIES ALUVIAL .....	71
5.5 RAZÃO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO ( $\delta^{13}\text{C}$ ).....	74
<b>6 CONCLUSÃO.....</b>	<b>76</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>79</b>
<b>APÊNDICE A – TABELA COM DESCRIÇÕES DA HS12 .....</b>	<b>87</b>
<b>APÊNDICE B – TABELA COM AS JANELAS DE AMOSTRAGEM NA HS12 .....</b>	<b>901</b>
<b>APÊNDICE D – TABELA COM PARÂMETROS ESTATÍSTICOS .....</b>	<b>95</b>
<b>APÊNDICE E - GRÁFICO COM TEXTURA DA MATRIZ.....</b>	<b>99</b>
<b>APÊNDICE F – TABELA COM PROPRIEDADES DOS CLASTOS &gt;32 mm DA HS12.....</b>	<b>101</b>
<b>APÊNDICE G – TABELA COM A MATÉRIA ORGÂNICA DA HS12.....</b>	<b>106</b>
<b>APÊNDICE H - TABELA COM VALORES DELTA 13 C DA JANELA DE.....</b>	<b>117</b>
<b>ANEXO A – ESCALA DE TAMANHO DE CLASTOS.....</b>	<b>108</b>
<b>ANEXO B – CLASSES DE ALTERAÇÃO .....</b>	<b>109</b>
<b>ANEXO C – CLASSIFICAÇÃO DE SEDIMENTOS DE FLUXOS DE GRAVIDADE .....</b>	<b>110</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O Grupo de Pesquisa Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais, cadastrado no CNPq, vêm realizando pesquisas sobre a gênese das formações superficiais e a evolução do relevo do Planalto das Araucárias. No momento o Grupo de Pesquisa concentra estudos no sudoeste do Paraná e noroeste de Santa Catarina. Nessa região, Paisani et al. (2008) identificaram 8 superfícies incompletamente aplainadas por meio do processamento de imagens do *Sensor Orbital Shuttle Radar Topography Mission* (Figura 1). Essas superfícies foram representadas em classes hipsométricas com equidistâncias de 100m. As superfícies incompletamente aplainadas 8 a 3, cotada em 601 a 1200 m, apresentam formação superficial in situ. Em relação a Superfície I, ocorre o afloramento do substrato rochoso (riolito). Enquanto, a Superfície II apresenta formações superficiais sedimentares, bem como paleossolos do Quaternário Superior.

Até o presente, na Superfície Incompletamente Aplainada II encontra-se o registro mais antigo em paleocanal de baixa ordem hierárquica, data do Pleistoceno Superior com 41.000 anos AP, correspondendo ao Estágio Isotópico Marinho 3 – EIM 3 (PAISANI et al., 2012). Esta Superfície mostra-se bastante complexa, apresentando depósitos de colúvio, alúvio, colúvio-alúvio, bem como paleossolos (GUERRA, 2012) e hidrotermalismo (LIMA, 2013). Esta Superfície merece ênfase por ser a única, até o momento, onde encontra-se paleocanais, bem como a ocorrência de inversão de relevo (PAISANI et al., 2012).

Essas importantes feições geomorfológicas atestam a complexidade evolutiva da Superfície II, nas quais foram estabelecidas seções estratigráficas pelo Grupo de Pesquisa na busca de compreender a evolução desta Superfície. Entre as feições geomorfológicas na Superfície Incompletamente Aplainada II, identificou-se formas de agradação em desembocadura de canais de 1ª ordem da bacia do Rio Chopim, mais precisamente em Horizonte no município de Palmas – PR. As formas de agradação são representadas por depósito como o de leque aluvial. Nesse sentido, definiu-se esse leque aluvial como objeto de estudo. O leque aluvial representa a 12ª seção estratigráfica estudada em Horizonte e é chamada de HS12.

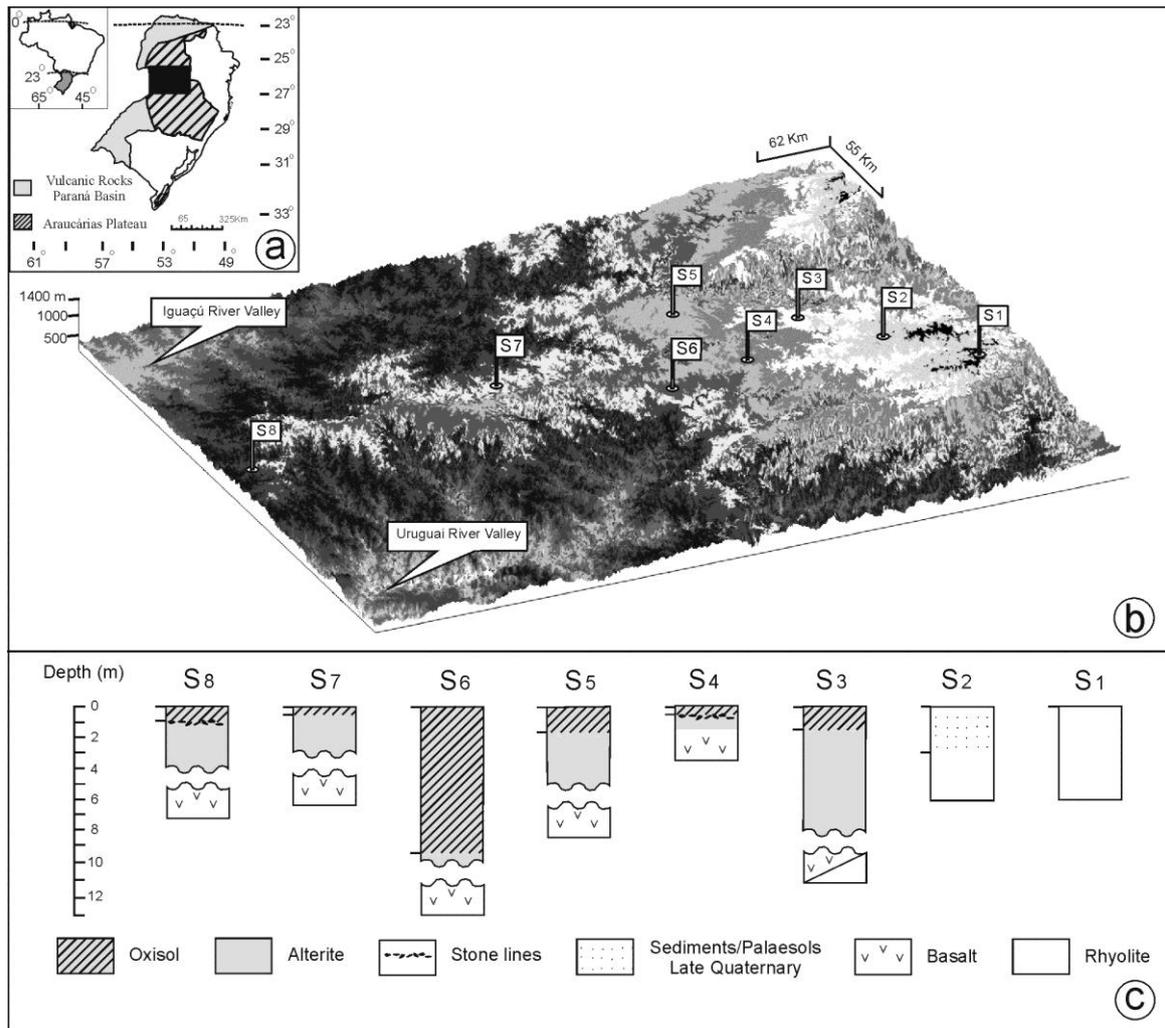


Figura 1. Superfícies Incompletamente Aplainadas. (a): Planalto das Araucárias com ênfase no sudoeste do Paraná e noroeste de Santa Catarina. (b): Região sudoeste do Paraná e noroeste de Santa Catarina com a individualização das 8 superfícies incompletamente aplainadas. (c): Estratigrafia das Superfícies (PAISANI et al., 2013).

A tectônica e as mudanças climáticas são os principais fatores que influenciam na formação e no desenvolvimento de leques aluviais. Tais fatores não atuam apenas no leque aluvial, mas regionalmente. Dessa maneira, através da reconstrução evolutiva de um leque aluvial é possível compreender alguns aspectos da evolução regional (ASSINE, 2008; HARVEY, 2005; PONTELLI, 2005).

Nesse sentido, o que constitui o problema em leques aluviais é como verificar a atuação dos fatores como movimentos tectônicos ou mudanças climáticas na gênese e evolução destas formas. Também nem sempre é possível individualizar a ação desses fatores sobre os depósitos dos leques aluviais. A análise do registro estratigráfico nos depósitos é o principal método para estudo do leque aluviais, cuja sequência sedimentar nem sempre é de fácil acesso. Dessa maneira, pressupõe-se que o fornecimento de sedimentos foi desencadeado

por fatores tectônicos ou mudanças climáticas ou a combinação de ambas. Nesse sentido, são elencadas duas hipóteses para a gênese e evolução deste depósito na área de estudo.

Na evolução do leque aluvial foi considerado efeitos da tectônica, embora se baseie em indícios circunstanciais da tectônica influenciando a morfogênese de sistemas hidrográficos de diferentes ordens hierárquicas nos Estados do Paraná e Santa Catarina. Foram constatadas inversões de relevo justamente na Superfície II, com reordenamento da rede de drenagem dos Rios Chopim e Chapecó bem como rebaixamento do lençol freático (PAISANI et al., 2012). Esse processo se iniciou no Pleistoceno Superior, mas se processou no Holoceno, possivelmente impulsionado pela variação do nível de base (PAISANI et al., 2012). Nesse sentido, para a evolução de leque aluvial admite-se a alteração no fornecimento de sedimentos através da variação do nível de base de erosão.

Em relação às mudanças climáticas, estas produzem formas escalonadas que são identificadas na paisagem bem como registram no modelado do relevo formas pela mudança de energia erosiva através do tempo (BIGARELLA & ANDRADADE, 1965). Registros polínico, isotópico e sedimentológico indicam que o binômio clássico clima quente e úmido X clima frio e seco não se ajusta ao sudoeste do Paraná (BERTOLDO, 2010). Identifica-se em torno de 6.880 anos AP clima frio e úmido com chuvas bem distribuídas (BERTOLDO, 2010). Assim, há possibilidade para a evolução de leque aluvial através de alteração no fornecimento de sedimentos por mudança ambiental.

## 1.1 OBJETIVOS

Devido à abrangência e as dificuldades sobre o estudo de formas agradacionais como leques aluviais, limitaram-se alguns objetivos para o estudo de evolução desta forma.

### 1.1.1 Objetivo geral

Caracterizar quadro evolutivo de leque aluvial em desembocadura de canal de 1ª ordem hierárquica, bacia do Rio Chopim, Superfície II.

### 1.1.2 Objetivos específicos

- identificar indícios de tectônica;

- caracterizar unidades estratigráficas;
- identificar processos deposicionais físicos;
- buscar registros de mudança na vegetação;
- estabelecer correlação cronológica com eventos globais.

## 1.2 OBJETO DE ESTUDO

O objeto de estudo é um pequeno leque aluvial com deposição ativa compreendendo 42.366 m<sup>2</sup> (Figura 2). Pelas dimensões de centenas de metros da base à cabeceira, o leque aluvial pode ser entendido como pequeno (ASSINE, 2008). Devido às dimensões é mais adequado setorizar o objeto de estudo em cabeceira do canal de 1ª ordem ou área de contribuição de sedimentos, vertente, cabeceira do leque aluvial e base do leque aluvial. Os setores foram definidos com base na declividade e na acomodação do depósito (ASSINE, 2008). O estudo de cada setor será enfatizado nos resultados.

O leque aluvial se desenvolveu na desembocadura de canal de 1ª ordem hierárquica da bacia do rio Cerro Chato (4ª ordem hierárquica), tributário do rio Chopim (Figura 2). O leque aluvial apresenta canal intermitente que assenta-se em vertentes retilíneas com gradiente topográfico decrescente em direção ao setor proximal. O gradiente topográfico do canal apresenta 0,25 m/m e declividade maior que 10°. Quando o canal adentra na base do leque aluvial, este exibe gradiente topográfico maior que 0,026 m/m e declividade maior que 1,5° e adquirindo padrão distributário.

Os registros sedimentares do leque aluvial, vertente e da cabeceira apresentam materiais com diferentes granulometria e espessura. No leque aluvial ocorre estratificação espessa, dos quais alguns estratos apresentam pedogênese. O sedimento de fundo do canal na interseção entre a vertente e a cabeceira do leque aluvial apresenta depósito de clasto suportado maior que matacão. No entanto, no restante do canal aflora rocha. Já na cabeceira do canal de 1ª ordem os materiais apresentam cerca de 1 m de espessura. Os sedimentos do leque aluvial espraiam-se no fundo do vale e interdigitam-se com sedimentos da várzea do rio Cerro Chato. O vale é largo e apresenta fundo chato.

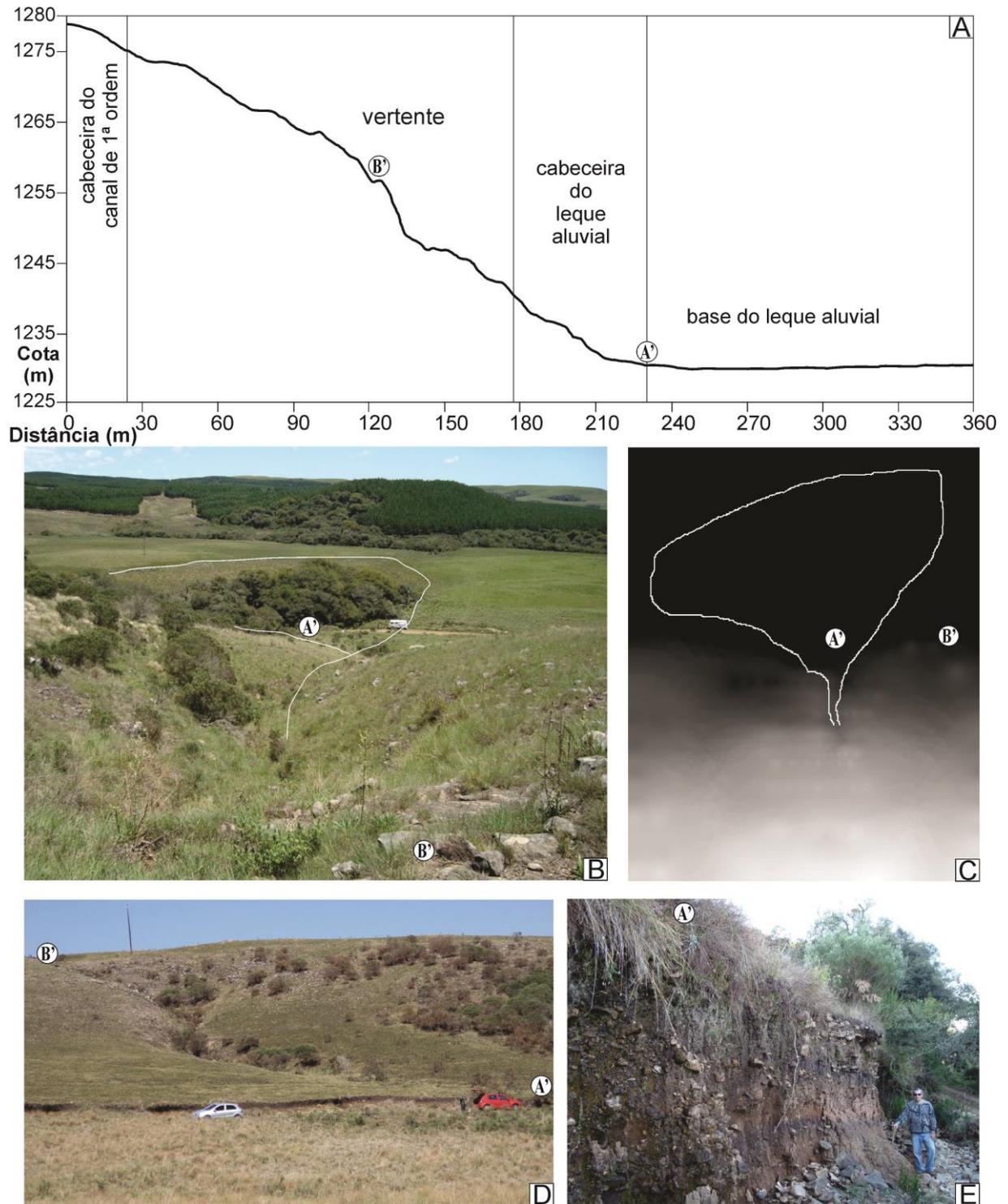


Figura 2. Objeto de estudo. A: Perfil longitudinal do canal de 1ª ordem e do depósito do leque aluvial. B: Fundo do vale. C: Modelo digital de terreno do objeto de estudo. D: Visão de parte do canal de 1ª ordem. E: Depósito do leque aluvial exposto em corte de estrada. Linha branca: indicação de limites do leque. A': Seção estratigráfica. B': Ruptura de declive (*knick point*). Fotos: Leandro Oliveira.

## **2 LOCALIZAÇÃO DO OBJETO DE ESTUDO E DESCRIÇÃO FISIAGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO**

O objeto de estudo ou o leque aluvial situa-se na Superfície Incompletamente Aplainada II, próximo a Fazenda São Pedro II em Horizonte, Município de Palmas (Figura 3), cujo acesso é através da BR-280. Estabeleceu-se um quadrante limitando o objeto de estudo com as coordenadas em UTM 434800/7065120 e 435220/7065420, zona 22. Também determinou-se uma área de estudo adjacente ao objeto de estudo estabelecido pelo quadrante em coordenadas UTM 432560/7069810 e 437845/7060995, zona 22 (Figura 3).

Nesse sentido, apresenta-se a descrição fisiográfica geral da Superfície II com ênfase na área de estudo, contextualizando brevemente a Superfície II no Planalto das Araucárias. O Planalto das Araucárias abrange uma porção da bacia de rochas vulcânicas do Paraná chamado de Formação Serra Geral (ALMEIDA, 1956). No Planalto das Araucárias, mais precisamente no sudoeste do Paraná e noroeste de Santa Catarina, as 8 Superfícies Incompletamente Aplainadas estão ordenadas em escadaria de oeste para leste a partir de 601 a 1400 m de altitude, respectivamente (PAISANI et al, 2008). Nas Superfícies 8 a 3, 601 a 1200 m de altitude, respectivamente, ocorrem rochas básicas e predominam processos pedogequímicos com desenvolvimento de Latossolos (PAISANI & GEREMIA, 2010; RODRIGUES, 2011).

No entanto, a geologia nas Superfícies 1 e 2, 1201 e 1400 m de altitude, respectivamente, apresenta rochas com porcentagem de sílica ( $\text{SiO}_2$ ) maior que 65%, com textura afírica (totalmente afanítica), tipo granular, formada por quantidades semelhantes de cristais claros e escuros (sal-e-pimenta) (NARDI et al., 2002; 2008). Tal fisionomia foi chamada de Membro Palmas e pode ser identificada através de exame macroscópico (NARDI et al., 2002; 2008). A geologia da área também apresenta hidrotermalismo, rocha alterada entre derrames de rocha sã (riolito), que afloram na superfície, na forma de manchas (LIMA, 2013).

Na Superfície Incompletamente Aplainada II predomina processos morfogenéticos com desenvolvimento de depósitos e solos rasos, apresentando registros sedimentares e pedológicos Quaternários. Sobretudo em bacias de baixa ordem hierárquica. Tais registros são unidades alúvio-coluviais, aluviais, coluviais e paleossolos.

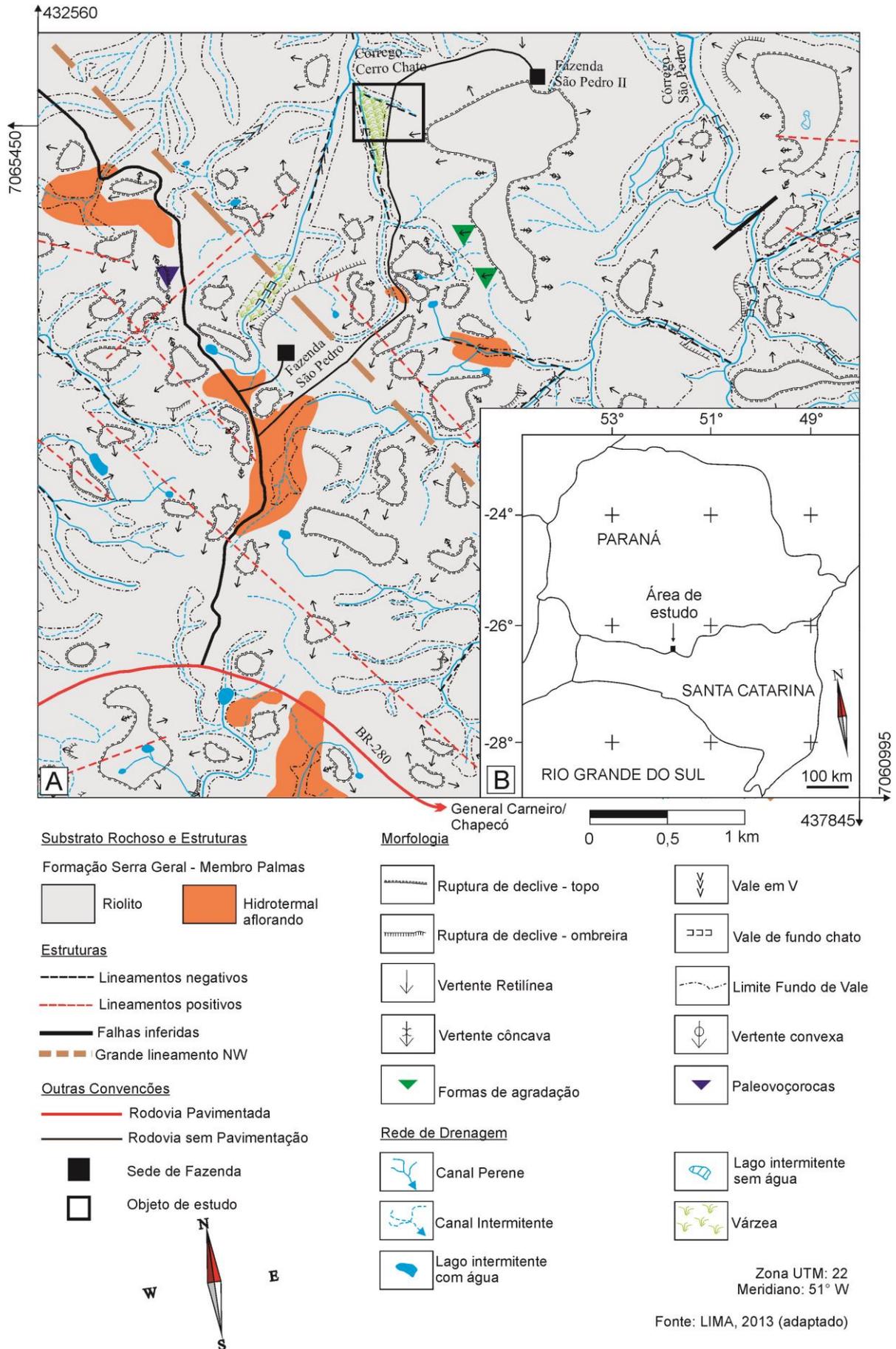


Figura 3. A: Localização do objeto de estudo. B: Área de estudo em relação ao Sul do Brasil.

Na carta de solos do estado do Paraná, folha SG.22-Y-B com escala 1:250.000 (EMBRAPA, 2008), a área de estudo abrange solos classificados como Neossolo Litólico Húmico, Neossolo Regolítico Húmico e Cambissolo Húmico Alumínico (Figura 4).

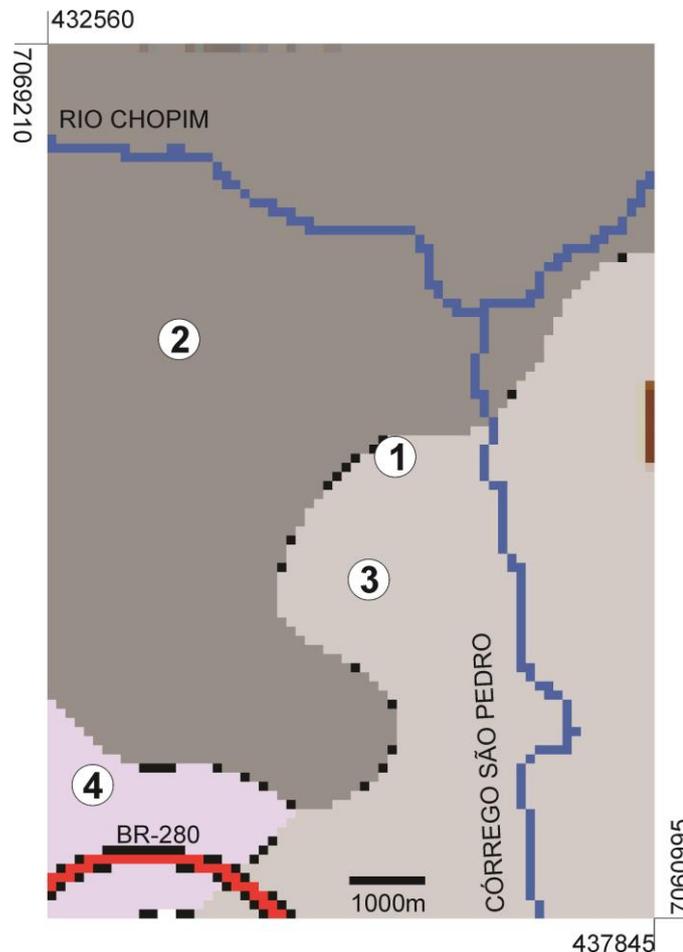


Figura 4. Solos da área de estudo. 1: Objeto de estudo. 2: Neossolo Litólico Húmico. 3: Neossolo Regolítico Húmico. 4: Cambissolo Húmico Alumínico (EMBRAPA, 2008).

Os solos predominantes na encosta de desembocadura de canal de 1ª ordem são Neossolos. Estes solos são pouco evoluídos constituídos por material mineral, ou por material orgânico com menos de 20 cm de espessura, não apresentando qualquer tipo de horizonte B diagnóstico (EMBRAPA, 2006). Nesse sentido, ocorrem solos como Neossolo Litólico próximo ao objeto de estudo. Já o objeto de estudo encontra-se no domínio de Neossolo Regolítico.

A vegetação da Superfície II pertence ao Domínio Morfoclimático das Araucárias (AB'SÁBER, 2003), mas é composta por mosaicos de campos naturais (ITCG, 2009) entremeados por florestas (Figura 5). A transição ente ambas as formações distintas é muitas vezes abrupta e o contato do campo com a floresta ocorre tanto em bordas de florestas

contínuas, quanto em manchas florestais insulares inseridas em uma matriz campestre (capões de mato).



Figura 5. Vista da paisagem na região. Foto: Leandro Oliveira.

Os Campos de Altitude apresentam uma vegetação típica arbustiva e/ou herbácea, que ocorre geralmente nos cumes litólicos das serras com altitudes elevadas (BOLDRINI, 2009). Os Campos de Palmas apresentam diferentes usos econômicos como agropecuários, silvicultura e usinas eólicas. As gramíneas caracterizam estes campos pela formação de um estrato herbáceo contínuo.

Em relação à hidrografia da Superfície II, a região compreende nascentes dos rios Chapecó e Chopim que corresponde aos principais formadores da bacia dos rios Uruguai e Iguaçu, respectivamente (PAISANI et al., 2008). Com ênfase para a área de estudo, esta abrange afluentes do rio Chopim como córrego São Pedro e Cerro Chato. O córrego Cerro Chato é de 4ª ordem hierárquica pela classificação de Strahler (CHRISTOFOLETTI, 1980). Com relação aos corpos d'água, observa-se ainda a formação de áreas alagadas e turfeiras.

O clima que abrange a Superfície II se caracteriza como Subtropical Úmido com precipitação anual média maior que 2000 mm e temperatura anual média menor que 22°C (Figura 6). Na classificação de Köppen, Cfb (ITCG, 2008), clima mesotérmico com verão ameno e estações do ano apresentando amplitude térmica contrastante.

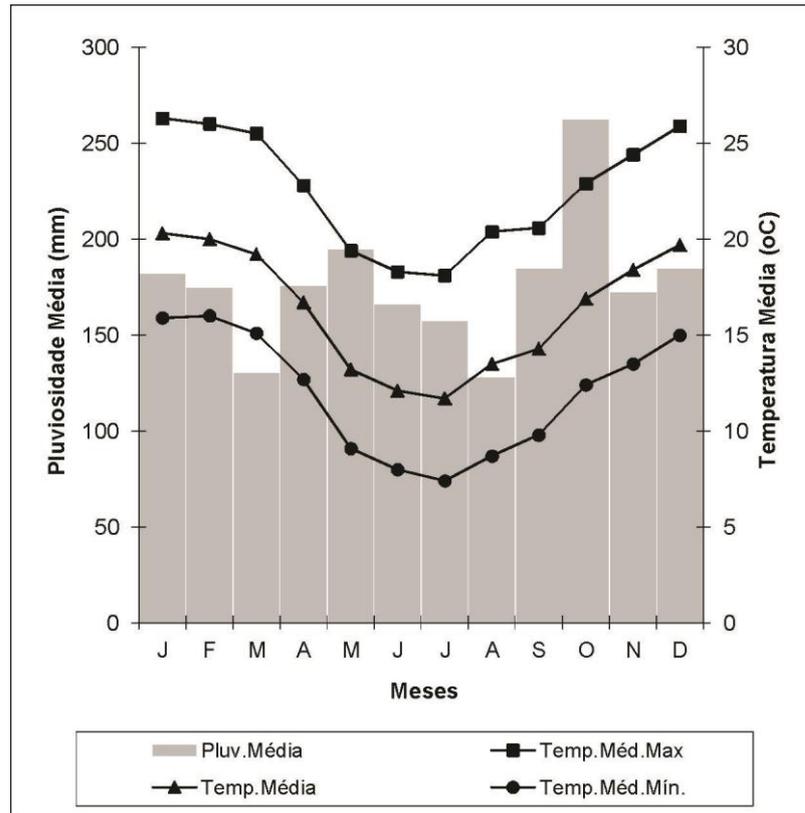


Figura 6. Médias de precipitação e de temperatura de 1979 a 2012 da estação meteorológica de Palmas (IAPAR/Cód. 02651043).

Nota-se no gráfico (Figura 6) que não ocorre estação seca anual e que a temperatura média mensal durante o ano oscila entre 11,7 e 20,3° C. Mas acredita-se que na região sul do Brasil, no período compreendido entre 42 e 10 mil anos antes do presente predominava um clima frio e seco em relação ao atual. Entre 10 e 4 mil anos atrás, as temperaturas se elevaram, mas o clima permaneceu seco e há quatro mil anos o clima se tornou mais úmido (BEHLING et al., 2004).

### 3 REVISÃO TEÓRICA

Em consonância com os objetivos desta dissertação, a revisão teórica consiste de três tópicos principais, abordando questões acerca de leques aluviais, mudanças paleoambientais e movimentos tectônicos.

Inicialmente, para entender o objeto de estudo são apresentadas informações referentes ao conceito, fatores formadores, ocorrência no mundo e no Brasil, classificação e processos atuantes na gênese de leques aluviais.

Na sequência, para subsidiar a análise do objeto de estudo realizaram-se revisões sobre mudanças paleoambientais do Quaternário, tais como registros de mudanças climáticas, registros em depósitos de leques aluviais, registros da vegetação e mudanças paleoambientais devido à orogenia.

Por fim, com o intuito de buscar indícios sobre movimentos tectônicos na região sul do Brasil, considerando que foi apresentado como uma das hipóteses para a gênese e evolução do objeto de estudo, foram abordados temas como neotectônica, efeitos de movimentos tectônicos na paisagem, efeito de movimentos tectônicos em leques aluviais.

#### 3.1 LEQUES ALUVIAIS

O termo leque aluvial tem sido usado para designar sistemas aluviais em que o padrão dos canais é mais distributário que tributário permitindo diferenciá-los dos sistemas fluviais típicos que apresentam padrão de drenagem predominantemente tributário (ASSINE, 2008; HARVEY, 2006). O padrão distributário resulta da redução no gradiente topográfico como em situações de junção de tributários, escarpas e terrenos íngremes em contato com planícies ou vales largos. Essa redução no gradiente topográfico provoca desconfinamento do fluxo, queda na velocidade da corrente e diminuição na profundidade da água. Neste caso, desconfinamento e expansão do fluxo ocorre a partir do ponto de intersecção, definido pela superfície topográfica do leque com o perfil de equilíbrio ou nível de base de erosão, mostrado na Figura 7 (ASSINE, 2008).

Leques aluviais podem apresentar rebaixamento do nível de base de erosão com ocorrência de migração dos canais, aprofundamento do talvegue e retrabalhamento do depósito pelo próprio canal. Por outro lado, quando ocorre a elevação do nível de base de erosão, ocorre o espessamento do depósito com empilhamento estratigráfico variado

resultando na agradação do depósito e deposição canalizada com canais rasos (HARVEY, 2011). Vários fatores podem desencadear a mudança do nível de base de erosão, mas entre esses fatores destaca-se principalmente a tectônica.

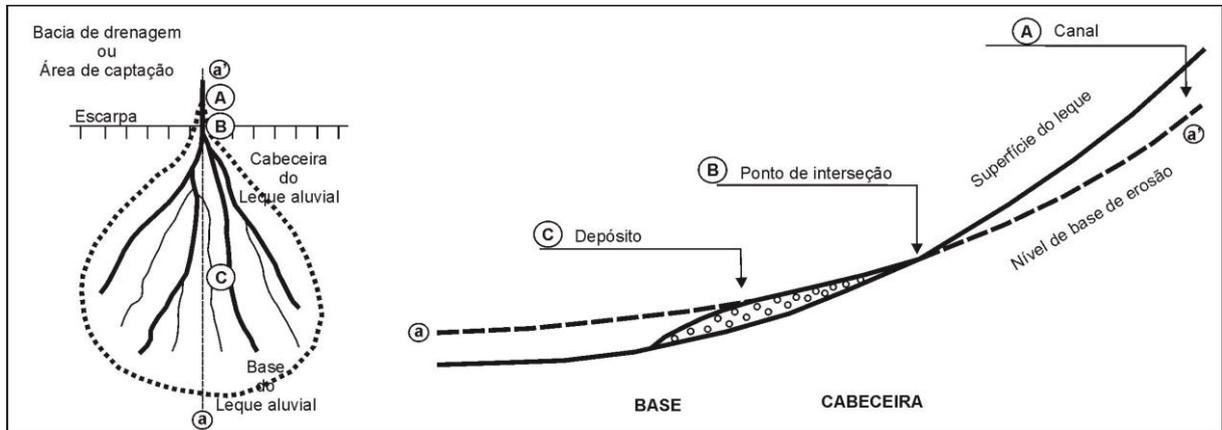


Figura 7. Característica padrão de leques aluviais (ASSINE, 2008; adaptado).

Depósitos de leques aluviais apresentam empilhamento estratigráfico e características sedimentológicas variadas devido às combinações dos fatores formadores, os quais são considerados as mudanças climáticas e os movimentos tectônicos. Nesse sentido, os leques aluviais são bons indicadores de mudanças climáticas ou movimentos tectônicos (HARVEY et al., 2005; PONTELLI, 2009).

Os estudos clássicos sobre leques aluviais foram realizados em desertos (BLISSENBACH, 1954; BULL, 1963, 1972; HOOKE, 1967). Embora ocorram leques aluviais em ambientes áridos, eles também são gerados por processos reológicos. Por exemplo, os leques aluviais de Tambores estão situados no hiperárido Deserto do Atacama no norte do Chile, cujo ambiente exibe leques aluviais Pleitoceno-Holocênicos. Nesses leques aluviais, evidências de campo registram picos de fluxos gerados por inundações em registros mais antigos. Esses fluxos supercríticos e extremos foram gerados por inundações com alta concentração de sedimentos e descargas de água e fluxo de alta energia. Gradientes tectonicamente exacerbados asseguraram os fluxos de alta energia. Dessa maneira, a reologia de fluxos demonstra tipos variados em captações hiperáridas tanto dentro de uma inundação quanto entre inundações de diferentes graus de magnitude (MATHER & HARTLEY, 2005).

Nesse sentido, os leques aluviais ocorrem em ambientes variados, inclusive submersos. Quando leques aluviais submergem em lagos ou mares constituem os leques deltaicos, costeiros ou marinhos. A complexidade faciológica destes leques é grande devido aos processos que atuam na variação do nível do mar/lago, retrabalhando e depositando os

sedimentos, sendo registrado nas unidades estratigráficas (ASSINE, 2008; GAMBERI & ROVERE, 2011).

A setorização de leques aluviais é baseada na declividade e na acomodação do depósito. No entanto, não há padrões para estabelecer setores. Mas de modo geral há acordo quanto aos setores como 1) bacia de drenagem ou área de captação e 2) depósito (ASSINE, 2008; HARVEY, 2006). A bacia de drenagem por sua vez é composta pela cabeceira do canal e pelo canal. A cabeceira do canal situa-se a jusante da nascente do canal e representa a área mais elevada do leque aluvial, podendo apresentar solos ou outras formações superficiais que fornecem materiais para o depósito. Quanto ao canal, este se assenta sobre a vertente. Em relação ao depósito, este pode ser dividido em cabeceira do leque aluvial e base do leque aluvial. A cabeceira representa a área de desconfinamento do fluxo com perda da competência de transporte dos sedimentos, dessa maneira apresenta sedimentos mais grossos de tamanho bloco a matacão ou maiores e a base representa a área menos elevada de leques aluviais e sedimentos finos decorrentes de deposição seletiva (PIERSON & COSTA, 1987).

Há casos em que os leques aluviais com dimensões de dezenas a centenas de quilômetros são divididos em setor proximal, setor mediano e setor distal. Essas divisões também obedecem à declividade. Em leques aluviais desenvolvidos ao longo de escarpas, os diversos setores deposicionais podem unir-se lateralmente formando rampas contínuas de leques coalescentes no sopé dessas escarpas ou de terrenos íngremes. Como exemplo, têm-se os leques coalescentes da Bacia do Rio Itoupava no sul do Estado de Santa Catarina (PONTELLI, 2005, 2009) e os leques coalescentes da escarpa de falha do *Death Valley*, Califórnia – EUA (BULL, 1963, BULL, 1972).

Embora a ocorrência de leques aluviais apresentem unidades estratigráficas variadas, leques aluviais com declive entre  $0,4^\circ$  e  $1,5^\circ$  são extraordinários permitindo a classificação dos leques em dois tipos bem definidos: 1) leques fluviais (declive  $< 0,4^\circ$ ; gradiente  $< 0,007$  m/m) e 2) leques dominados por fluxos de gravidade (declive  $> 1,5^\circ$ ; gradiente  $> 0,026$  m/m) (ASSINE, 2008).

### 3.1.1 Leques fluviais

Leques fluviais são sistemas aluviais de baixo gradiente dominados por rios permanentes ou intermitentes e formados por rios entrelaçados (Figura 8a) ou rios meandrantés (Figura 8b). Os leques fluviais desenvolvidos por rios entrelaçados podem ser

formados em planícies por correntes derivadas de águas de degelo que retrabalham o material depositado por geleiras. Leques de rios entrelaçados formam-se também em condições climáticas não glaciais. O padrão entrelaçado origina-se do acúmulo de areias e cascalhos no leito do rio (ASSINE, 2008; STANISTREET & MCCARTHY, 1993).

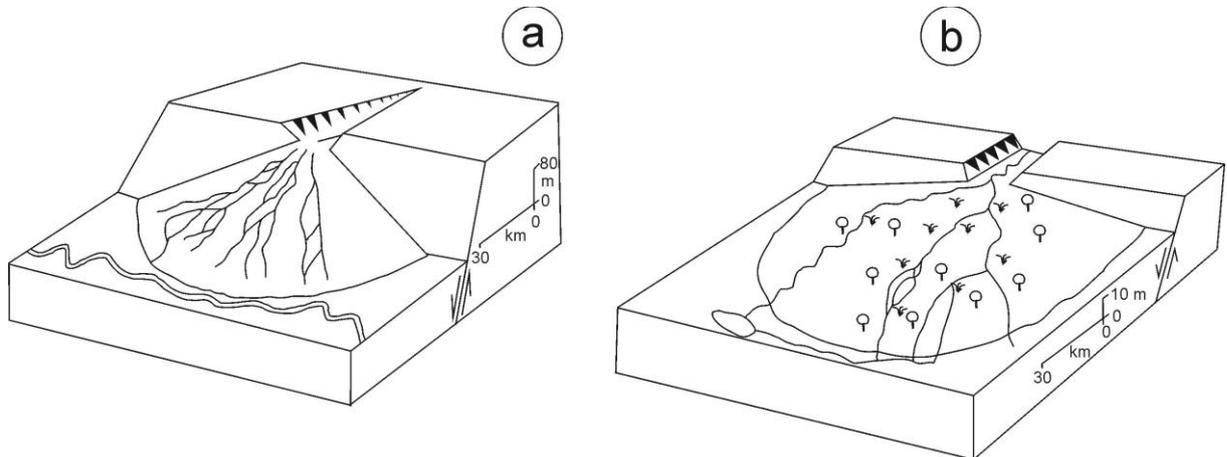


Figura 8. Leques aluviais com desenvolvimento em (a) rio entrelaçado e (b) rio meandrante (STANISTREET & MCCARTHY, 1993; adaptado).

Leques fluviais como o leque do Rio Okavango em Botswana (África) não são formados por rios entrelaçados e ocorrem em condições climáticas semiáridas. Tais leques foram classificados como leques de rios de baixa sinuosidade considerando que são dominados por cinturões de rios meandranes. Somam-se a essas características do leque do Rio Okavango as condições semiáridas. Nessas condições climáticas semiáridas a descarga fluvial progressivamente diminui e há perda acentuada de água por evaporação e infiltração. A superfície do leque fica seca e sujeita ao retrabalhamento pelo vento. Na base do leque fluvial do Rio Okavango, em algumas áreas, ocorrem dunas formando os campos de dunas degradadas. Leques com essas características também podem ser classificados como leque terminal devido ao grande volume de água que entra no sistema, mas com pouca saída (STANISTREET & MCCARTHY, 1993).

Leques fluviais têm sido denominados de leques de climas úmidos. No entanto, o termo não é conveniente considerando que em regiões semiáridas também ocorrem leques dominados por processos fluviais perenes iguais ao do leque fluvial do Rio Okavango (STANISTREET & MCCARTHY, 1993).

No Brasil há vários leques fluviais Quaternários. Entre os quais se destacam o megaleque do Rio Taquari no Pantanal Mato-grossense (MS) que tem forma quase circular e diâmetro de aproximadamente 250 km. Pelas suas características é classificado como leque

construído por rios de baixa sinuosidade/meandrante, mas sua evolução é complexa (ASSINE, 2005; 2008). Entre outros importantes leques fluviais destaca-se o megaleque do Rio Itoupava na escarpa do sul do Estado de Santa Catarina cujas particularidades foram caracterizadas e mapeadas (PONTELLI, 2005). Os leques fluviais apresentam o padrão de dezenas a centenas de quilômetros da base a cabeceira em relação aos leques dominados por fluxos de gravidade que possuem dimensões de centenas de metros a poucos km. Dessa forma, no Brasil predominam os trabalhos sobre megaleques.

### 3.1.2 Leques dominados por fluxos sedimentares de gravidade

Leques dominados por fluxos sedimentares de gravidade (Figura 9) existem em várias partes do mundo, sendo exemplos clássicos os leques coalescentes da escarpa de falha do Death Valley, Califórnia – EUA (BULL, 1963, 1972). Os leques dominados por fluxos sedimentares de gravidade, também são conhecidos como leques de climas semiáridos. Porém, este termo não é adequado devido aos fluxos sedimentares de gravidade não ocorrer apenas em climas semiáridos. Os depósitos decorrentes de fluxos de sedimento por gravidade podem ocorrer em clima úmido, principalmente em períodos com chuvas torrenciais e em áreas que apresentem solos ou outras formações superficiais que podem ser remobilizadas e transportadas da área fonte (ASSINE, 2008).

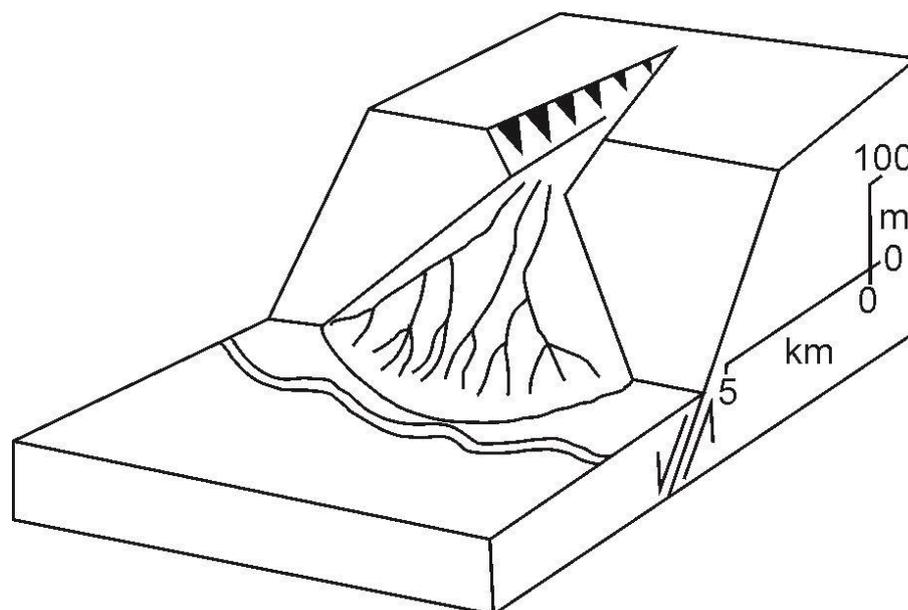


Figura 9. Leque dominado por fluxos sedimentares de gravidade (ASSINE, 2008; adaptado).

Pesquisadores têm aderido à classificação de leques aluviais de Stanistreet & Mccarthy (1993) para distinguir leques fluviais que são dominados por processos fluviais perenes de leques que são dominados por fluxos detríticos (ASSINE, 2008; WEISMANN et al., 2005). No entanto, Assine (2008) não adota o termo leques dominados por fluxos detríticos porque pressupõem apenas um processo entre muitos fluxos sedimentares de gravidade.

Fluxos sedimentares de gravidade pertencem à ampla variedade de processos geomórficos. O processo geomórfico pelo qual o solo, areia, regolito e rocha ou formações superficiais movem-se vertente abaixo sob a força da gravidade, mas frequentemente afetado pelo conteúdo de água é denominado perda de massa (*mass wasting*), também conhecido como movimento de vertente (*movement slope*) ou movimento de massa (*mass movement*). Movimentos de massa ocorrem em vertentes tanto terrestres como submarinas e foram observadas na Terra, Marte, Vênus e lua Io de Júpiter e são indicadores de aplainamento, evolução do relevo e desenvolvimento de depósitos (MONROE & WICANDER, 2009).

Duas forças atuam sobre a vertente que são a força de resistência ao cisalhamento e a ação da força da gravidade. O atrito e a eletrostática entre as partículas evitam que elas deslizem, definindo a força de resistência ao cisalhamento da vertente. Quando a força de gravidade atua sobre a vertente excedendo a força de resistência ao cisalhamento, ocorre o movimento de massa. Nesse caso, predomina a força da gravidade. Fatores determinantes podem agir sobre a vertente fazendo falhar a resistência de cisalhamento da vertente e auxiliando a força da gravidade (BLIKRA & NEMEC, 1998). Fatores que influenciam no movimento de massa incluem a declividade da encosta, a natureza dos materiais e a quantidade de água presente.

Esses fatores atuam conjuntamente, mas quanto maior a declividade de uma vertente mais suscetível será a ação da força da gravidade e conseqüentemente ao movimento de massa. A declividade mais acentuada, mantida sem ocorrer o movimento de massa é chamada de ângulo de repouso. Quando há esse ângulo, a força de resistência ao cisalhamento está em equilíbrio com a força da gravidade. Será ainda mais iminente o movimento de massa se o mergulho da camada possuir a mesma direção da vertente (SELBY, 1982). Movimentos tectônicos também alteram o ângulo de inclinação através de basculamento ou soerguimento de blocos (FORTES, 2003), bem como o próprio movimento tectônico (sismo) pode contribuir para a falha da força de resistência ao cisalhamento.

Os materiais influenciam no movimento de massa. Vertentes com intemperismo profundo são mais suscetíveis à falha da força de resistência ao cisalhamento. Movimentos de

massa são mais comuns em materiais friáveis ou inconsolidados que em rochas. O movimento de massa pode ocorrer a um ritmo muito lento, particularmente em áreas que são muito secas ou nas áreas que recebem chuva suficiente na qual a vegetação aumenta a força de resistência ao cisalhamento da superfície. Perda de vegetação e sistemas de raízes aumenta a suscetibilidade das formações superficiais à erosão e ao movimento de massa (SELBY, 1982).

A importância da água no movimento de massa se deve em poder aumentar ou diminuir a força de resistência ao cisalhamento de uma vertente dependendo da quantidade presente. Pequena quantidade de água age como cimento da formação superficial semelhante ao que ocorre em castelos de areia. Isso permite ao solo resistir melhor do que se estivesse seco. Vertentes compostas de argila arenosa quando saturadas são mais suscetíveis ao movimento de massa. O peso da vertente aumenta significativamente quando saturada, especialmente em formações superficiais arenosas. O aumento de peso da vertente contribui em grande parte para a falha da força de resistência ao cisalhamento da vertente. Para Monroe & Wicander (2009), se muita água está presente, a água pode agir para aumentar a pressão dos poros, reduzindo o atrito e acelerando o processo de erosão, resultando em diferentes tipos de movimento de massa, exemplo fluxos de água e deslizamentos.

Os tipos de movimento de massa são classificados com base nos materiais como solo, detritos, regolito, lama ou rochas, velocidade do movimento e como se movem vertente abaixo. Os materiais se movem por quedas (*falls*), deslizamentos (*slides*) e fluxos (*flows*), cada um com suas características e ocorrendo em escalas de tempo de segundos a anos (Figura 10). Os tipos de movimentos de massa serão seguidos pela expressão em inglês para facilitar o reconhecimento.

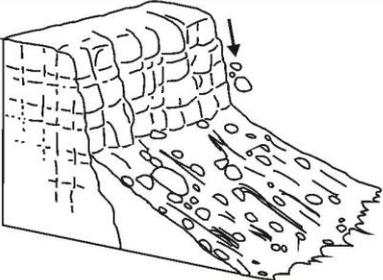
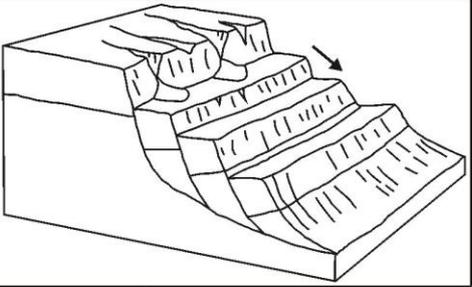
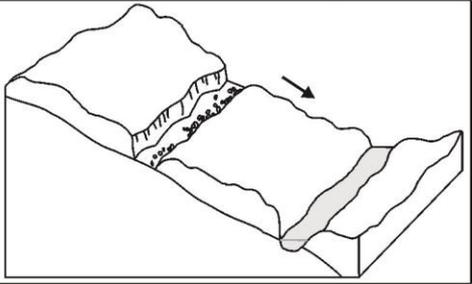
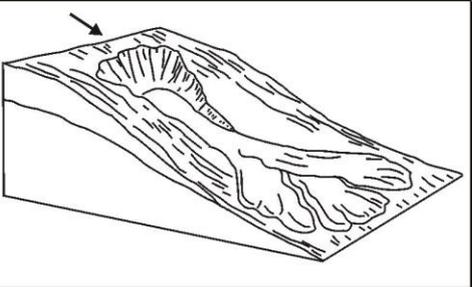
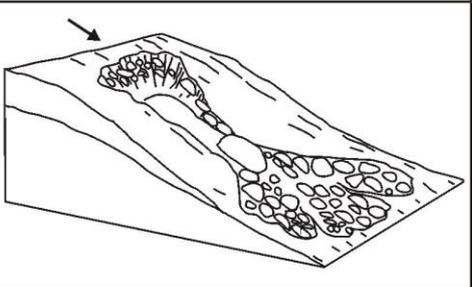
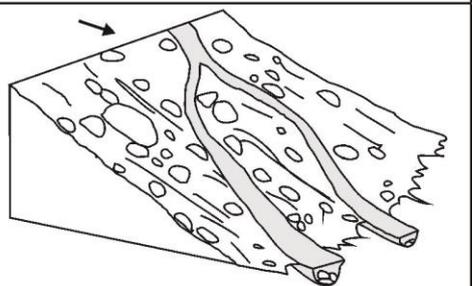
<b>QUEDA</b>	o material cai livremente no ar, deslocando-se na fase final por rolamento	queda de blocos ( <i>rockfall</i> )	a vertente é bastante íngreme	
<b>DESLIZAMENTO</b>	o material (rocha, regolito ou solo) move-se em bloco	deslizamento rotacional ( <i>slump</i> )	a superfície de deslizamento é côncava	
		em superfície plana ( <i>landslide</i> )	a superfície de deslizamento é plana	
<b>FLUXO</b>	as partículas movem-se independente umas das outras	corrida de lama ( <i>mudflow</i> )	porcentagem de finos (argila+silte) maior que 50%	
		fluxo de detritos ( <i>debris flow</i> )	porcentagem de clastos grossos maior que 50%	
		fluxo de água ( <i>waterflow</i> )	porcentagem de água até 75%	

Figura 10. Tipos de movimentos de massa (MONROE & WICANDER, 2009; BLIKRA & NEMEC, 1998; SELBY, 1982; adaptado).

A queda, incluindo queda de blocos (*rock fall*), onde o material cai da encosta, mas não possui viscosidade para se comportar como fluxo. Ocorre em vertente muito íngreme como Serra do Mar, *canyon* ou corte de estrada. A acumulação de material na base da vertente é conhecida como leque coluvial (BLIKRA & NEMEC, 1998; 1999).

Em deslizamentos o material move-se em bloco e ocorre de duas maneiras: a) escorregamento ou deslizamento rotacional (*slump*) e b) deslizamento em superfície plana (*landslide*). O deslizamento rotacional consiste na rotação do material ao longo de uma superfície côncava, podendo afetar um bloco único ou vários blocos. A superfície superior de cada bloco, frequentemente, pouco se altera. É mais comum este tipo de movimentação afetar materiais inconsolidados. Podem ser deflagrados por precipitações elevadas, cheias e sismos (SELBY, 1982).

Deslizamento difere do deslizamento rotacional principalmente pelo fato da superfície de deslocamento não ser encurvada, mas sim plana. Esse tipo de movimentação ocorre com materiais inconsolidados e rochas. A maior parte dos deslizamentos ocorre porque a tensão tangencial da gravidade e a inclinação dos planos possuem o mesmo sentido. Nesse tipo de movimento verifica-se o deslizamento do material ao longo de um plano pré-existente de estratificação, foliação ou diaclases. Com frequência há depósito de sopé constituído por materiais anteriormente deslocados. Em locais onde há rios, deslizamentos podem obstruir o canal, gerando uma represa. O volume de água represado pode romper a obstrução ou desviar a direção do canal (MONROE & WICANDER, 2009).

Fluxos são misturas de água, sedimento e ar e aumentam o conteúdo de água ou reduzem o conteúdo de sedimentos com seu deslocamento (PIERSON & COSTA, 1987). Para Porto (2006), o comportamento reológico do fluxo varia em função do conteúdo de água. Quanto maior o volume de água, mais fluido e turbulento será o fluxo. A turbulência ocorre quando as partículas de um fluido se movem em trajetórias irregulares, com movimento aleatório, produzindo uma transferência de movimento entre regiões de massa líquida. Quando o volume de água é menor, o fluxo apresenta movimento menos fluido e laminar. O escoamento laminar ocorre quando as partículas de um fluido movem-se apresentando lâminas ou camadas, cada uma delas preservando sua característica no meio, por isso o nome laminar. Ocorre geralmente a baixas velocidades.

Em muitos casos, o movimento de massa inicia por queda ou deslizamento e pode evoluir para fluxo. Os fluxos aquosos são importantes para o desenvolvimento de leques aluviais. Há vários tipos de fluxos, no entanto são 3 os tipos mais comuns para o desenvolvimento de leques dominados por fluxos sedimentares de gravidade (Figura 11), os

quais são corrida de lama (*mudflow*), fluxo de detritos (*debris flow*) e fluxo de água (*waterflow*) (BULL, 1963, 1972; BLIKRA & NEMEC, 1998).

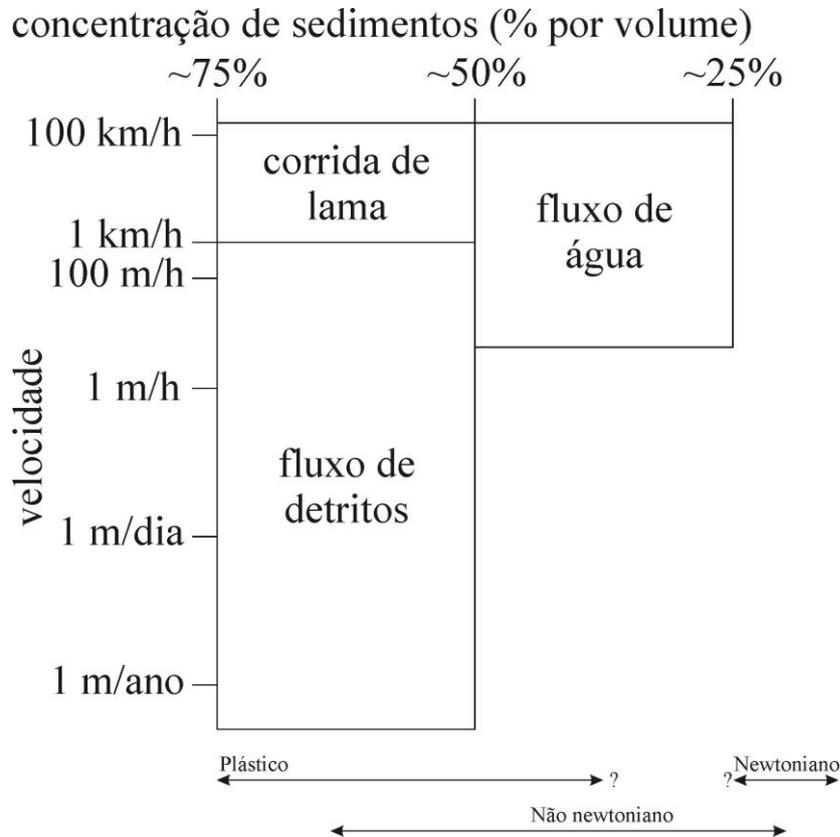


Figura 11. Tipos de fluxos e comportamento reológico (GANI, 2004; LORENZINI & MAZZA, 2004; adaptado).

Os fluxos de lama ou corridas de lama (*mudflow*) se caracterizam por 25 a 50% de água no fluxo e no mínimo 50% de fração fina com tamanho de argila e silte. Fluxos do tipo corrida de lama podem movimentar-se acima de 100 km/h (LORENZINI & MAZZA, 2004, PIERSON & COSTA, 1987). Corridas de lama são comuns em ambientes áridos e semiáridos, mas podem ocorrer em climas úmidos com disponibilidade de materiais lamosos e são deflagrados por chuvas torrenciais que saturam o regolito. Corridas de lama também ocorrem em regiões montanhosas ou áreas com cobertura de cinza vulcânica. Esse movimento de massa pode percorrer longas distâncias até alcançar a planície e espalhar-se, bem como originar depósitos do tipo de camada de argila e silte (BULL, 1963).

O fluxo de detritos (*debris flow*) é o mais comum no desenvolvimento de leques aluviais (STANISTREET & MCCARTHY, 1993). A velocidade deste fluxo é bastante variável, influenciada por fatores como quantidade de água e declividade. No geral, a velocidade pode variar entre menos de 1m/ano a mais de 1 km/hora (LORENZINI &

MAZZA, 2004). Os depósitos de fluxos detríticos apresentam espessuras variáveis, sendo comum espessura entre 0,4 a 1,7m de espessura (BLIKRA & NEMEC, 1998). Fluxos de detritos podem transportar clastos de grandes dimensões como matacões ou maiores. Depósitos resultantes de fluxos de detritos mostram má seleção e raramente apresentam gradação. Esses depósitos quando apresentam matriz suportada são originados por fluxos com características não newtonianos a plástica, mas com clastos suportados são não newtonianos a newtonianos (Figura 12) (GANI, 2004). O comportamento de fluxos é condicionado pela porcentagem de água, cuja reologia do fluxo plástico a não newtoniano apresenta movimento em blocos à material viscoso. Enquanto o fluxo newtoniano apresenta comportamento fluido por apresentar porcentagem menor que 25% de sedimento misturado.

O fluxo de água (*waterflow*) é gerado por chuvas ou por degelo e ocorre geralmente de dois modos; como lâmina de água (*sheetflow*) rasa, desconfinada ou pouco confinada e como fluxo de corrente hiperconcentrado (*hiperconcentrated streamflow*) canalizado. A lâmina de água possui maior poder de transporte quando o material da encosta está saturado. A lâmina de água (*sheetflow*) lava a formação superficial da encosta e por isso é frequentemente citada como lavagem de encosta (*sheetwash*) por geomorfólogos (BLIKRA & NEMEC, 1998).

Em relação ao fluxo de corrente hiperconcentrado é descrito com comportamento reológico intermediário entre plástico e fluxo fluido newtoniano, isso significa um fluido não newtoniano pseudoplástico, mas que aumenta o comportamento plástico com o decréscimo do cisalhamento turbulento (BLIKRA & NEMEC, 1998). O fluxo de corrente hiperconcentrado apresenta até 75% de água e até 50% de sedimento e pode atingir velocidade superior a 100 km/h (PIERSON & COSTA, 1987). O fluxo de corrente hiperconcentrado gera canais de 1 a 1,5 m de profundidade e em forma de V e seu depósito é o de menor importância volumétrica, mas significativo para a identificação dos processos de fluxo de corrente hiperconcentrado (Figura 12) (BLIKRA & NEMEC, 1998).

## DEPÓSITOS RESULTANTES

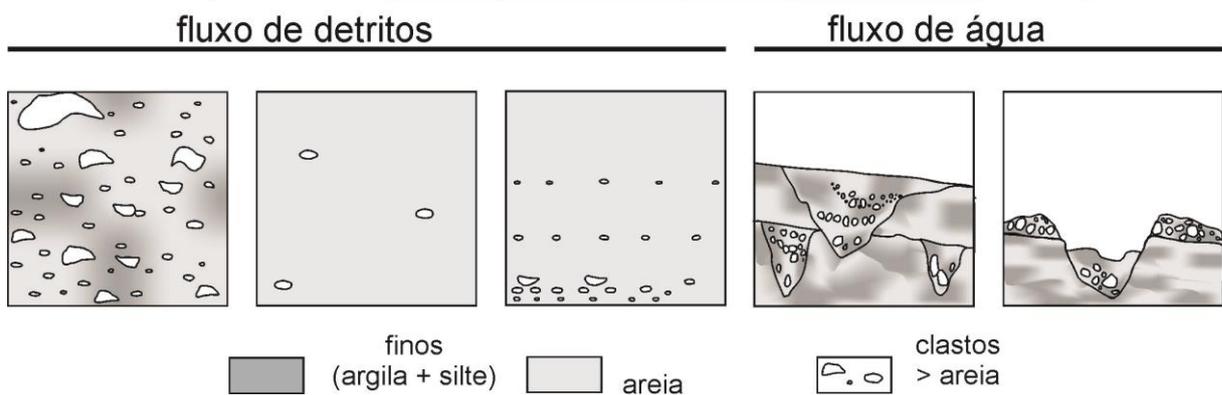


Figura 12. Depósitos resultantes de fluxo de sedimento por gravidade (GANI, 2004; BLIKRA & NEMEC, 1998; adaptado).

Devido à complexidade dos processos de gravidade não há consenso internacional quanto às formas dos depósitos resultantes de processos de gravidade, mas com a evolução dos estudos e a maior convergência dos termos citados pelos autores se caminhará para uma sistematização internacional. Quando observa-se as descrições de Meis & Monteiro (1979) e Blikra & Nemeç (1998), nota-se que as formas e os depósitos na base de vertentes são gerados por processos de movimentos de massa, entre elas a lavagem de encosta ou enxurrada (*sheetwash*). Entretanto Meis & Monteiro (1979) chamam as formas do depósito de complexo de rampas (*complex of ramps*), enquanto Blikra & Nemeç (1998) chamam de leque coluvial (*colluvial fan*).

Pode ser realizada a separação de leques coluviais de leques dominados por fluxos sedimentares de gravidade, caso isso ocorra. Fluxos podem apresentar alto teor de água que os condiciona a comportamento reológico mais próximo de líquido (newtoniano), apesar de serem não newtonianos; enquanto os demais movimentos de massa podem apresentar comportamento reológico plástico. Essas diferenças podem ser expressas nos depósitos de leques aluviais (HAUGHTON et al, 2009). Nesse sentido, a concentração relativa de água parece ser a chave para a interpretação do tipo de depósito resultante, bem como sugerir inferências a respeito do regime hídrico e fazer considerações paleoambientais.

### 3.2 MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS DO QUATERNÁRIO

Para a compreensão de mudanças climáticas globais do Quaternário são importantes os trabalhos sobre os estágios isotópicos marinhos (EIM) ou estágios isotópicos do oxigênio.

As mudanças climáticas ocorridas no passado são estimadas a partir da razão de isótopos do oxigênio 18 e 16 ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Esses isótopos são incorporados à concha calcária de protistas marinhos. Importante trabalho sobre o Oceano Atlântico Sul utilizou dois locais, coordenada  $40^{\circ}56'\text{S}/9^{\circ}54'\text{E}$ , para verificar mudanças climáticas a partir de isótopos do oxigênio (CORTESE & ABELMANN, 2002). Os resultados para  $\delta^{18}\text{O}$  foram correlacionados. A temperatura atual da superfície do Oceano Atlântico Sul no verão para os 2 locais representa  $15,8^{\circ}\text{C}$ , indicada pela linha tracejada (Figura 13). Embora as mudanças climáticas dos estádios glaciais, interestádios e interglaciais sejam comuns no Quaternário, somente serão enfocados os últimos 60.000 anos antes do presente (AP).

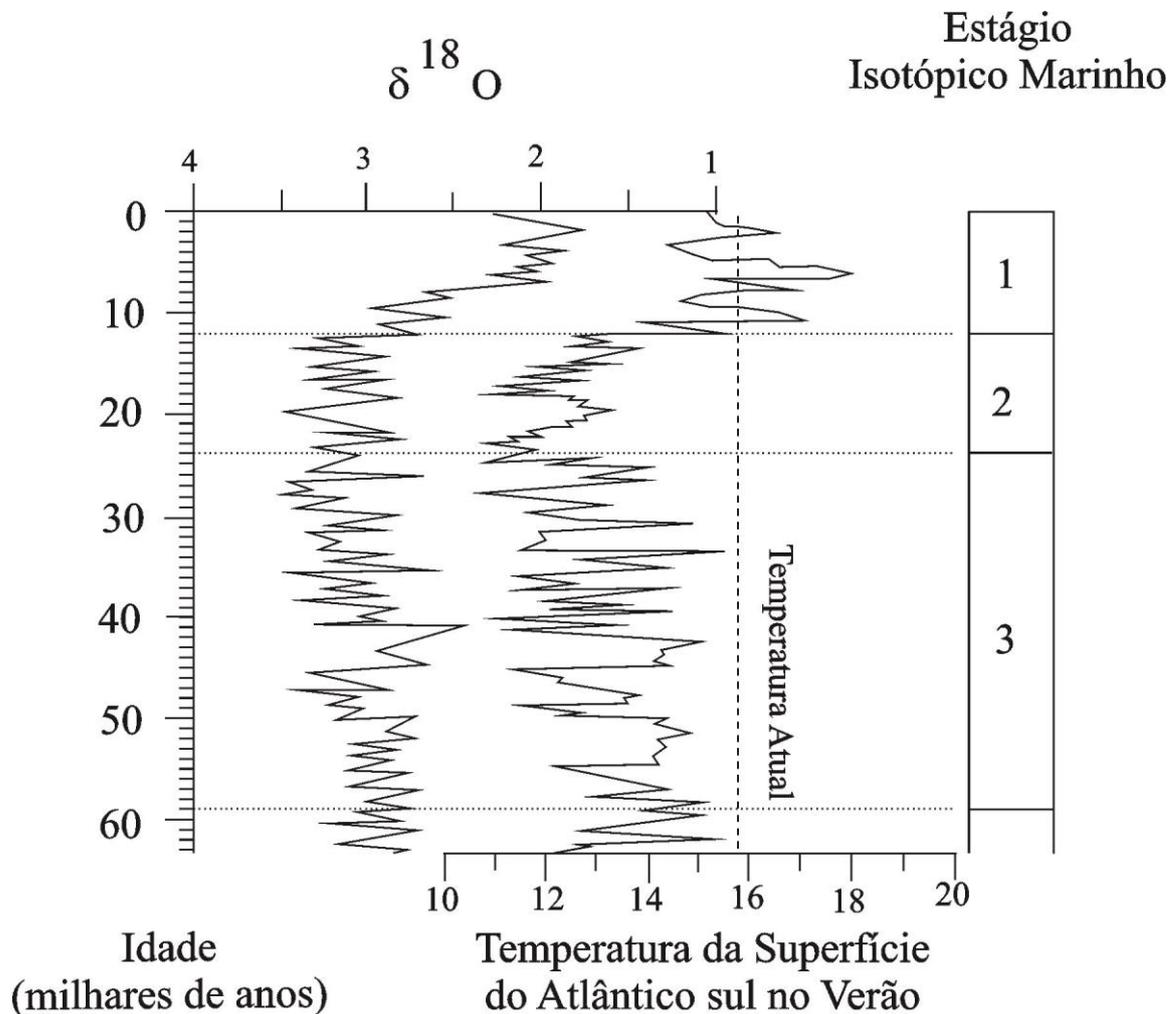


Figura 13. Mudanças de temperatura para dois locais no Oceano Atlântico Sul ( $40^{\circ}56'\text{S}/9^{\circ}54'\text{E}$ ) (CORTESE & ABELMANN, 2002).

Na figura observa-se mudanças de temperatura em parte do estágio isotópico marinho 4 (EIM 4) e em todo o EIM 3, documentadas através do  $\delta^{18}\text{O}$  para o Oceano Atlântico Sul. O

EIM 3 é caracterizado por interestádio dentro do Último Máximo Glacial com temperaturas mais elevadas que no EIM 2. O EIM 3 inicia em 59.000 anos AP e termina com o início do EIM 2 por volta de 24.000 anos AP. A evolução climática estimada por  $\delta^{18}\text{O}$  para o Atlântico sul demonstra progressiva deterioração da temperatura no sentido do EIM 2. O EIM 2 é caracterizado como Último Máximo Glacial em que as calotas polares estavam mais extensas. O gráfico mostra temperatura mais baixa que a atual, apresentando  $11^{\circ}\text{C}$ , em 28.000 e 17.000 AP, no final da época geológica do Pleistoceno. O EIM 2 termina em cerca de 12.000 anos AP com o início do EIM 1.

O EIM 1 documenta mudança climática para o interglacial com temperatura elevada, relativamente estável e com continuação até o presente. O EIM 1 caracteriza-se como a época geológica do Holoceno e atinge temperatura de  $17^{\circ}\text{C}$  em 11.000 anos AP. A alta temperatura em 11.000 anos AP é seguida pelo evento de mínima abaixo de  $15^{\circ}\text{C}$  em 9.000 anos AP. Na sequência, ocorre outro evento com temperatura acima de  $17^{\circ}\text{C}$  em 7.000 anos AP.

Nesse sentido, o comportamento do clima é provável ser refletido na evolução das paisagens continentais devido às mudanças climáticas do período geológico do Quaternário. Dessa maneira, algumas das paisagens Quaternárias se mantiveram estáveis desenvolvendo espessos perfis de alteração e solos lateríticos (PAISANI et al, 2013). Outras sofreram modificações em suas vegetações e acabaram impulsionando intensos processos erosivos (morfo genéticos). Tais informações são registradas nas propriedades das formações superficiais. Assim, espessos perfis de solo autóctone são forte indício da estabilidade biopedológica. Já solos enterrados (paleossolos) e depósitos colúviais demonstram que a paisagem passou por momentos de estabilidade, intercalados por momentos de instabilidade ambiental (THOMAS, 2004).

Quanto ao termo paleossolo não há consenso quanto ao conceito. Há quem defina o paleossolo como solo enterrado ou mesmo em superfície, mas em ambos os casos se desenvolvem em condições climáticas anteriores ao Quaternário (RETALLACK, 1998). Há quem defina o paleossolo, enterrado ou não, considerando propriedades do solo ao longo do tempo, especialmente em relação às mudanças climáticas ocorridas ao longo do Quaternário (CATT, 1991).

A evolução das paisagens não ocorre de forma generalizada. Mudanças climáticas são absorvidas diferentemente pelas paisagens continentais, registradas na mudança da cobertura vegetal e de paleossolos entre outros registros (THOMAS, 2004). Nesse sentido, é complexo realizar a reconstrução da evolução das paisagens continentais. Os leques aluviais, por exemplo, absorvem as mudanças climáticas globais quaternárias conforme as condições locais

ou regionais que estão submetidas, registrando isso na morfologia e nos sedimentos. Assim, no mínimo 3 ciclos semiáridos a áridos foram registrados em depósitos dos clássicos leques aluviais do *Death Valley*, Califórnia. Tais ciclos semiáridos a áridos foram estimados a partir de valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  da matéria orgânica presente nos depósitos. Esses sinais isotópicos de mudanças climáticas são interpretados como assoreamento ou agradação do leque aluvial durante intervalos relativamente mais úmidos devido a maior cobertura vegetal e desenvolvimento de solos na bacia de alimentação (DORN et al., 1987).

Pela clássica abordagem do modelo climático de evolução do relevo, a umidade e a temperatura são grandezas diretamente proporcionais. Se a temperatura aumenta a umidade aumenta e se a temperatura diminui a umidade diminui. Seguindo esse raciocínio, quanto menor a temperatura maior seria a quantidade de água retida no estado de gelo caracterizando-se como glacial. Menor umidade tornou muitas paisagens semiáridas. Nesse sentido, surge o binômio quente e úmido versus frio e seco. Esse modelo foi generalizado para diversos ambientes globais, inclusive para o Brasil (BIGARELLA & ANDRADE, 1965). Conforme o modelo climático de evolução do relevo no Brasil, período quente e úmido provoca incisão no talvegue em fundo de vale e período frio e seco gera alargamento do vale devido ao recuo paralelo das encostas.

Nesse sentido, as condições climáticas podem apresentar processos específicos para cada condição climática. Por exemplo, em ambientes semiáridos a hiperáridos a regra geral é chuvas concentradas e fluxo de corrente hiperconcentrado (CORRÊA, 2011; MATHER & HARTLEY, 2005), bem como a mudança climática significativa é quase sempre acompanhada pela mudança de vegetação, que por sua vez afeta o regime hídrico e provoca mudanças no tipo e no fornecimento de sedimentos do depósito (BEHLING, 2004; THOMAS, 2008).

Mudanças de umidade, temperatura e vegetação entre outros aspectos evolutivos foram estudadas no leste do Rio Grande do Sul nos últimos 43.000 anos AP. Através de registros de pólen e carvão e análise de dados multivariados, obteve-se que até 26.900 anos AP o clima era úmido. De 26.900 anos ao Holoceno Médio, as condições climáticas eram mais frias e secas. Para Behling (2004), a temperatura era  $-10^{\circ}\text{C}$ , prevalecendo cobertura vegetal de campo. Até 7.400 anos AP, pequenas populações de *Araucaria* foram protegidas em refúgios de fundo de vale ou encostas do litoral mais úmida. A partir de 4.320 anos AP, a floresta de *Araucaria* se expande da rede de matas ciliares para além dos córregos. Os registros do intervalo de 1.770 a 1.520 anos AP sugerem mudança climática para condições mais quentes, sincronizada com a fase fria conhecida como Pequena Idade do Gelo a partir de

registros do Atlântico Norte. Em 1.100 AP a floresta de *Araucaria* substituiu a vegetação de campos refletindo o início do período chuvoso, sem estação seca anual marcada (BEHLING, 2004).

Importantes registros contidos em depósitos Pleistocênicos e Holocênicos foram encontrados no norte catarinense demonstrando mudanças de temperatura e umidade absorvidas diferentemente pelas paisagens continentais. Durante o final do Pleistoceno, o registro indica temperaturas e precipitações abaixo das atuais. Assim, períodos de resfriamento associam-se a ambiente local relativamente úmido e períodos de aquecimento coincidem com evidências de déficit hídrico (OLIVEIRA et al, 2006).

Através de registro polínico,  $^{14}\text{C}$  e sedimentológico de cabeceira de drenagem em Pato Branco, no sudoeste do Paraná, obtiveram-se importantes informações climáticas. Foram obtidos registros a partir de 13.700 anos AP, relacionado ao Último Máximo Glacial, nesse período a cabeceira de drenagem não apresentava ligação canalizada com a rede. Indicado como regime hidrológico com déficit hídrico. Os registros polínicos indicam cobertura vegetal campestre. Há cerca de 10.600 anos AP a umidade se estabelece e altos índices de precipitação fizeram com que o lençol freático aflorasse, desenvolvendo nas estações chuvosas uma pequena lagoa. Ocorre expansão significativa da *Araucaria*, a qual necessita de um regime pluviométrico superior a  $1.400 \text{ mm}\cdot\text{ano}^{-1}$ , sem estação seca definida. A vegetação predominante passa a ser Floresta Ombrófila Mista e Floresta Pluvial Atlântica. Em 6.880 anos AP, é registrada a máxima expansão da Floresta Ombrófila Mista, inclusive da *Araucaria*. Os registros polínicos indicam novamente a ocorrência de uma lamina de água conservada por um regime pluviométrico abundante e regular. De 1.060 anos AP ao presente, ocorreu redução da vegetação de modo generalizado. Em algum momento desse período, a área passou a desenvolver canais de drenagem perenes (BERTOLDO, 2010).

No entanto, alguns registros de mudanças paleoambientais também podem ser gerados pela subsidência ou basculamento não orogênicos (THOMAS, 1989), como paleossolos enterrados, inversões de relevo e captura de rede de drenagem.

### 3.3 NEOTECTÔNICA E MOVIMENTOS TECTÔNICOS

O termo neotectônica foi introduzido na literatura geológica por Obruchev (SUGUIO, 1999) para designar movimentos tectônicos ocorridos no fim do Terciário e no Quaternário, os quais desempenharam um papel decisivo na configuração topográfica contemporânea da

superfície terrestre. Nesse sentido, o termo neotectônica é usado para definir movimentos da crosta terrestre que possuem papel fundamental na formação da topografia e no relevo.

O estudo das deformações recentes, compreendido como Neotectônica, também apresenta um grande debate acerca da sua definição. Esta compilação apresenta a discussão acerca desse conceito: a) Obruchev (1948) define como movimentos crustais a partir do Terciário Superior (Mioceno e Plioceno) empregando o papel decisivo na formação topográfica contemporânea; b) Nicollev et al. (1962) definem o termo para movimentos contemporâneos ocorridos nos dois últimos séculos e classificam-no como jovens, se ocorridos no Holoceno, c) Belussov (1974) emprega o conceito de movimentos oscilatórios atuais dentro do nosso período histórico e movimentos oscilatórios recentes se dentro do Quaternário; d) Jain (1980) adotou-o para os movimentos ocorridos até 6.000 anos a.C. e e) *International Union for Quaternary Research* (INQUA) empreende o conceito de Neotectônica sobre a incidência de movimentação sísmica do presente até 107 anos AP e adota a seguinte definição para movimentos neotectônicos, quaisquer movimentos ou deformações do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, independentemente de sua idade (SAADI, 1993).

De qualquer forma, o conceito tem de levar em conta a caracterização e vinculação com o regime tectônico vigente, assim, aquele que atua hoje e desde a última mudança significativa. A Comissão de Neotectônia da Associação Internacional de Estudos do Quaternário (INQUA) afirma que o estudo das deformações superficiais recentes tem ganhado notável aceitação nas últimas décadas. Todavia, o interior das grandes placas litosféricas, áreas consideradas assísmicas ainda carece de melhor entendimento no que tange às deformações crustais, como é o caso do território brasileiro. Sendo que nesse tipo de terreno, muitas vezes, demanda a busca de evidências discretas ou consequentes das eventuais deformações. A procura de tais evidências demanda técnicas alternativas, não-convencionais, que fogem do padrão usual da observação. Dentre tais enfoques, está a análise dos cursos d'água, considerando que os cursos d'água, reagem rapidamente a qualquer deformação na superfície do terreno, mesmo as mais tênues, tornando-os elementos apropriados a análises de cunho neotectônico, podendo ser utilizados para a busca de anomalias ligadas a estes eventos (GUEDES *et. al.*, 2006).

O Brasil está totalmente contido na Plataforma Sul-Americana, cujo embasamento de evolução geológica é muito complexo, remontando à era Arqueana. Teve a sua consolidação completada entre o período Proterozóico Superior e o início do período Paleozóico com o encerramento no ciclo Brasileiro. O estudo da neotectônica em terrenos de interior

plataformal, como é o caso do território brasileiro, demanda abordagens diferenciadas daquelas empregadas nas regiões de bordas de placas (SANTOS, 2010).

Trabalhos apoiados em dados não só hidromorfológicos, como também sedimentológicos e tectônicos, permitiram esboçar ideias mais objetivas sobre a neotectônica brasileira. A natureza da movimentação neotectônica, no Brasil, que atua na região do Alto Amazonas é resultante da subducção da Placa de Nazca com a Placa Sul Americana que deu origem a orogênese da Cordilheira dos Andes, com instalação de um vetor compressivo E-W. Tal regime tectônico difere daquele a que está submetido à região do Baixo Amazonas, sujeito a um regime transtrativo associado à separação da Placa Sul Americana da Placa Africana, o que tem controlado a atividade neotectônica na borda leste do continente sul americano (SCANDOLARA *et al.* apud SAADI, 1998).

Estudos realizados em Minas Gerais, Ceará e Rio Grande do Norte indicam que a) a compartimentação do relevo é, em praticamente todas as escalas, resultado de controles tectônicos diferentemente exercidos pelos diversos tipos de descontinuidades crustais; b) esse controle tectônico foi e é ativo, através de atividade recorrente; c) as principais manifestações da erosão, uma vez isoladas de sua componente antrópica, mantêm estreitas relações com as características da instabilidade crustal; d) os campos de voçorocas em áreas rurais mineiras correspondem a zonas de domeamento crustal e/ou zonas sismogênicas articuladas sobre zonas de cisalhamento neo-cenozóicas; e) os baixos cursos dos vales fluviais dos litorais Cearense e Potiguar constituem grábens gerados pela reativação de zonas de cisalhamento transcorrentes; f) os regimes de tensões definidos são compatíveis com a deriva da Placa Sul-americana, durante o Cenozóico. Com base nesses estudos e em observações realizadas em outras regiões brasileiras (Bacia Amazônica, Pantanal Mato-Grossense, litoral Paraense e Baiano, entre outros) esboça-se, em caráter preliminar, uma compartimentação morfotectônica da Plataforma Brasileira, além de uma proposta inicial de cronologia da atividade neotectônica (SAADI, 1993).

No estado do Paraná estudos realizados na área da Formação Serra Geral, entre o Segundo e Terceiro Planalto Paranaense, mostram que as formações constituem degraus falhados pela ação da neotectônica, principalmente nas escarpas que delimitam os compartimentos morfoestruturais (SANTOS, 2010). Também ocorrem afloramentos de rochas do Carbonífero Superior da Bacia do Paraná no declive sul do Arco de Ponta Grossa, pertencentes ao Grupo Itararé. Estudos realizados demonstram que eventos tectônicos compartimentaram as unidades mapeadas em blocos marcados por sistemas de fraturas e zonas de falha. As estruturas rúpteis observadas apresentam evidências de deformação inter e

intragranular descritas em trabalhos de análise microestrutural e podem exibir características de cisalhamento localizado ou desenvolvimento de fraturas de tração (TRZASKOS, 2006).

Importante condicionamento neotectônico no baixo curso do rio Ivinhema, estudado por adernamento de blocos estruturais com mergulho a NW e N, é controlado por falhamentos de direções paralelas ao atual curso do rio Paraná. Tais falhamentos são responsáveis pela conformação geomórfica da planície aluvial maior do rio Paraná e pelo controle do próprio tributário (FORTES, 2007).

Com relação à Superfície 2, estudos demonstram inversões de relevo com reordenamento da rede de drenagem dos Rios Chopim e Chapecó, bem como rebaixamento do lençol freático. Esse processo se iniciou no Pleistoceno superior, mas se processou no Holoceno possivelmente impulsionado pela variação do nível de base (PAISANI et al., 2012).

Os movimentos tectônicos produzem efeitos específicos nos depósitos de leques aluviais pela capacidade de alterar a eficiência do sistema de drenagem. Logo, a espessura do depósito e o local de deposição são determinados pela relação entre a taxa de soerguimento e a incisão do canal efetuada pela corrente. Teoricamente, quando o soerguimento da área escarpada ou íngreme for maior que a taxa de incisão do canal, a deposição ocorre principalmente na cabeceira do leque aluvial, resultando em espessos depósitos e fraco desenvolvimento de perfis de solo. Nesse caso, os segmentos mais afastados da cabeceira do leque aluvial é que apresentam perfis de solo mais desenvolvidos, verificado em movimentos rápidos de soerguimento (BULL, 1972; PONTELLI, 2009).

A tectônica indica que além de influenciar no local de sedimentação e de favorecer a incisão do canal também modifica a geometria dos depósitos de leque aluvial. Há três tipos básicos de geometria de depósito considerando à deposição do leque aluvial em relação ao momento de ocorrência do movimento tectônico (Figura 13). O primeiro tipo ocorre se o movimento do bloco for anterior à deposição do leque aluvial, o depósito assume formato de cunha com a parte mais espessa na cabeceira do leque aluvial devido ao espaço de acomodação após o soerguimento. O segundo tipo surge no caso de continuar o soerguimento durante a deposição do leque aluvial, originando-se corpos sedimentares com formato de lentes delgadas por toda a extensão do depósito devido ao retrabalhamento dos sedimentos. O último tipo ocorre se houver pausa no soerguimento tectônico de modo que a ação erosiva redistribua o material do depósito para jusante da cabeceira do leque aluvial. Desse modo, o depósito assume geometria em forma de cunha com a parte mais fina próxima a cabeceira do leque aluvial, tornando-se mais espesso quando se afasta desse setor (BULL, 1972; PONTELLI, 2009).

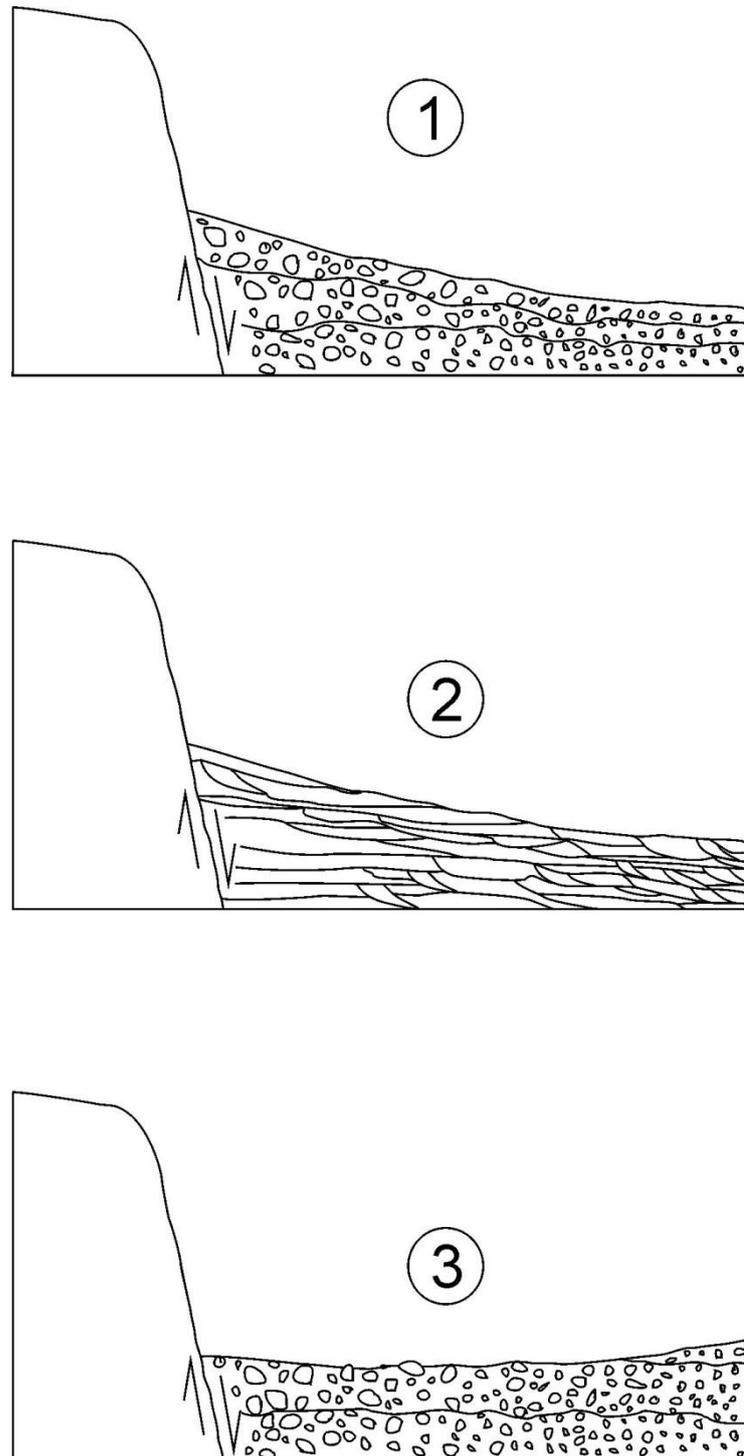


Figura 14. Tipos básicos de geometria de depósito considerando à deposição do leque aluvial em relação ao momento de ocorrência do movimento tectônico. 1. Ocorre se o movimento do bloco for anterior à deposição do leque aluvial. 2. Surge no caso de continuar o soerguimento durante a deposição do leque aluvial. 3. Ocorre se houver pausa no soerguimento tectônico de modo que a ação erosiva redistribua o material do leque (BULL, 1972; adaptado).

## 4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos metodológicos foram estabelecidos com o intuito de verificar o quadro evolutivo do leque aluvial. Para isso, estabeleceu-se a área e o objeto de estudo para a realização dos procedimentos metodológicos. A área de estudo corresponde um recorte da Superfície Incompletamente Aplainada II, cujas coordenadas UTM são 432560/7069810 e 437845/7060995. Quanto ao objeto de estudo caracteriza-se como leque aluvial e é delimitado pelas coordenadas em UTM 435220/7065420 e 434800/7065120. O objeto de estudo foi identificado em levantamentos de campo por membros do grupo de pesquisa Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais. Um corte de estrada sobre o depósito do leque aluvial expõe uma seção estratigráfica, a qual foi chamada de HS12 devido ser a 12ª em estudo em Horizonte (Palmas-PR). A seção estratigráfica HS12 revela paleossolo com horizonte A, incisões erosivas, colúvios e alúvios.

Para Hughes (2010), os critérios estratigráficos são frequentemente integrados em estudos do Quaternário. Nesse sentido, para estudar a seção estratigráfica HS12 foram utilizados os critérios pedo-, lito-, alo- e cronoestratigráfico (NACSN, 2005). Dessa maneira, o critério pedoestratigráfico foi utilizado para definir os paleossolos. O critério litológico auxiliou na caracterização das unidades colúvias e alúvias. O critério aloestratigráfico permitiu individualizar as descontinuidades do registro estratigráfico entre pedogênese e morfogênese. Já o critério cronoestratigráfico situou temporalmente a evolução do leque aluvial.

Assim, esta pesquisa é importante porque colabora principalmente com o Grupo de Pesquisa Gênese e Evolução de Superfícies Geomórficas e Formações Superficiais. Também contribui para o entendimento da dinâmica de leques alúvies em canais de 1ª ordem na área de estudo e para as produções na área de Geociências do sudoeste do Paraná e noroeste de Santa Catarina. Isso é possível, atingindo os procedimentos metodológicos que são: 1) levantamentos em campo e caracterização do leque aluvial que conta com 2) análises laboratoriais e 3) trabalhos em gabinete.

### 4.1 LEVANTAMENTOS EM CAMPO

Os levantamentos em campo consistem de: a) seleção da seção estratigráfica HS12, descrições e estabelecimento sistemático de locais de coleta de amostras; b) levantamento

topográfico da bacia de drenagem de 1ª ordem hierárquica do leque aluvial; c) sondagens eletromagnética e manual sobre o depósito do leque aluvial e d) levantamento estrutural sobre a vertente.

Foram realizadas 3 campanhas em campo para o levantamento das informações e contaram com recursos financeiros próprios e provenientes de projeto nº 14836 UNIOESTE/Fundação Araucária (Convênio 204/2012). O meio de transporte utilizado é próprio e de propriedade da Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Campus Francisco Beltrão (UNIOESTE-FBE).

#### 4.1.1 Descrições da seção estratigráfica HS12

A seção estratigráfica HS12 encontra-se exposta em corte de estrada no sentido transversal a cabeceira do leque aluvial. O levantamento estratigráfico seguiu pressupostos de descrição realizados em trabalhos anteriores de membros do Grupo de Pesquisa (PAISANI & GEREMIA, 2010; GUERRA, 2012; PAISANI et al, 2012) que podem ser assim sumarizados: 1) individualização e denominação numérica das unidades; 2) estratificação, conforme Ghibaudo (1992); 3) seleção, em função da relação entre os tamanhos dos clastos (clasto suportado/matriz suportada), conforme diagrama de Harms et al. (1982); 4) cor da matriz, através da Carta de Munsell; 5) bioturbação; 6) gradação, conforme diagrama de Harms et al. (1982); 7) contato entre as unidades; 8) propriedades dos clastos maiores que seixo grosso (>32mm) analisadas conforme os pressupostos de população de Guerard e Silva (1991). Em relação a esse último item foi levantado: a) constituintes; b) o grau de arredondamento e esfericidade, conforme diagrama de Pettijhon et al. (1987 apud NICHOLS, 1999); c) granulometria, conforme escala de tamanho de Wentworth (1922); d) classes de alteração, conforme classificação de Pontelli (2006); e) cor, através da *Rock Color Chart*. Para as unidades pedogenizadas, as descrições foram complementadas com: 9) estrutura; 10) consistência; 11) transição inferior e 12) teor de matéria orgânica.

A seção estratigráfica HS12 foi reproduzida em papel milimetrado. Após essa etapa foram estabelecidos locais de coletas de amostras denominado janelas, se estabeleceu 23 janelas (Figura 15). Feito isso, foram coletadas amostras a cada 10 cm nas janelas 4, 13 e 17 em unidades sedimentares e pedológicas para tratamento em laboratório. Foram coletadas 30 amostras na janela 4, 29 amostras na janela 13 e 20 amostras na janela 17. Também foram coletadas 31 amostras aleatórias, incluindo unidades estratigráficas ausentes nas janelas 4, 13 e 17.

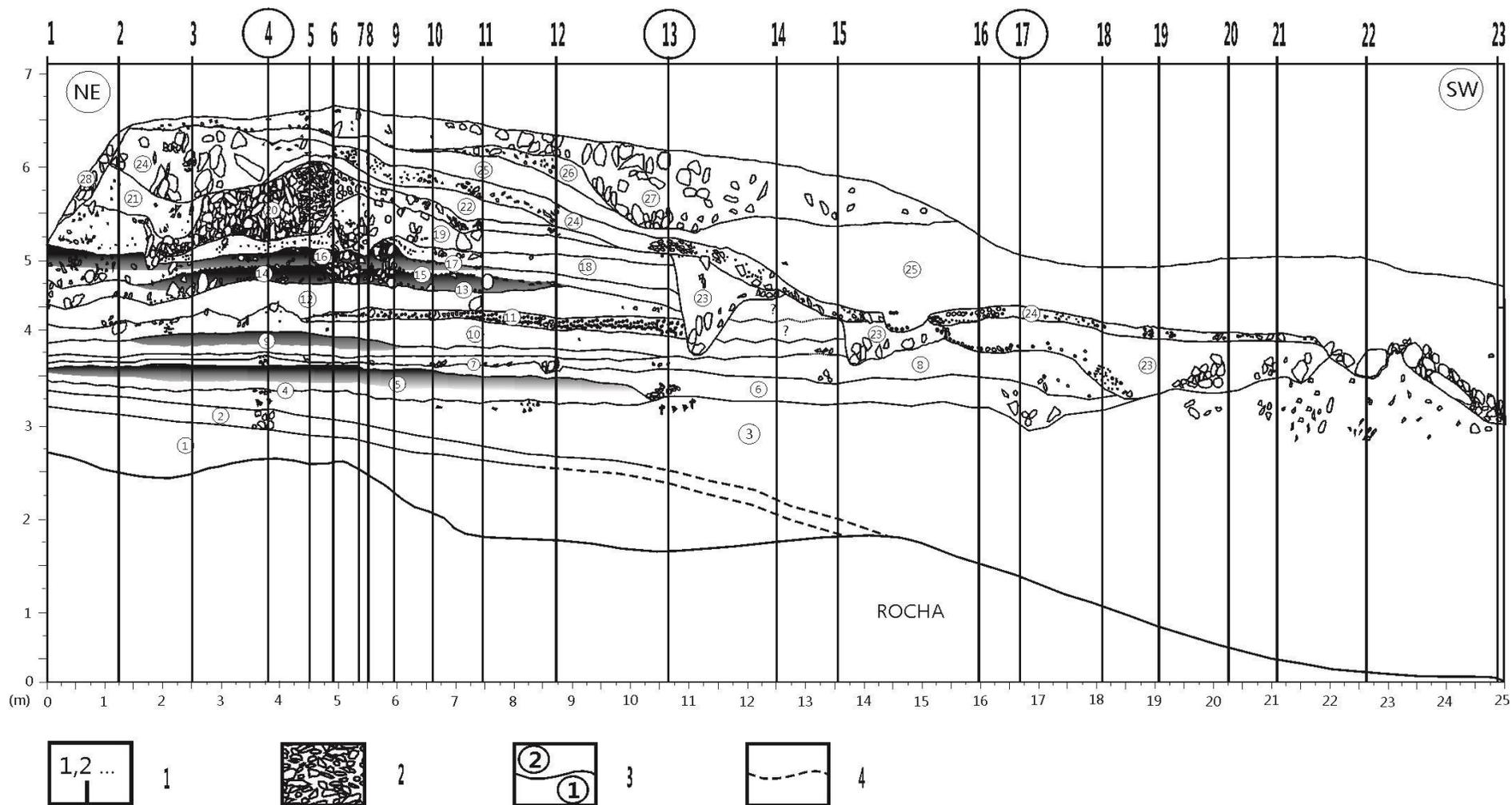


Figura 15. Representação de seção estratigráfica HS12 destacando as janelas de amostragens. 1: Local de amostragens. 2: Clastos. 3: Individualização das unidades estratigráficas. 4: Limites inferidos.

#### 4.1.2 Levantamento topográfico do leque aluvial

Em relação à topografia, feita de forma expedita (ROSS & FIERZ, 2005), foi utilizado clinômetro, bússola tipo Brunton, marcação por estacas e obtenção de ponto com GPS tipo Garmin (coordenadas em UTM). Para o levantamento da topografia foram utilizados os equipamentos do Laboratório de Análises de Formações Superficiais da Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Campus Francisco Beltrão (UNIOESTE-FBE). Foram realizados perfis topográficos longitudinais e transversais ao longo do canal de 1ª ordem hierárquica, contando com 4 perfis topográficos longitudinais e 24 transversais (Figura 16), totalizando 442 pontos amostrais do terreno em malha de amostragem regular (LANDIM et al., 2002). O levantamento de perfis topográficos é dado fundamental para o geoprocessamento e interpretações posteriores.

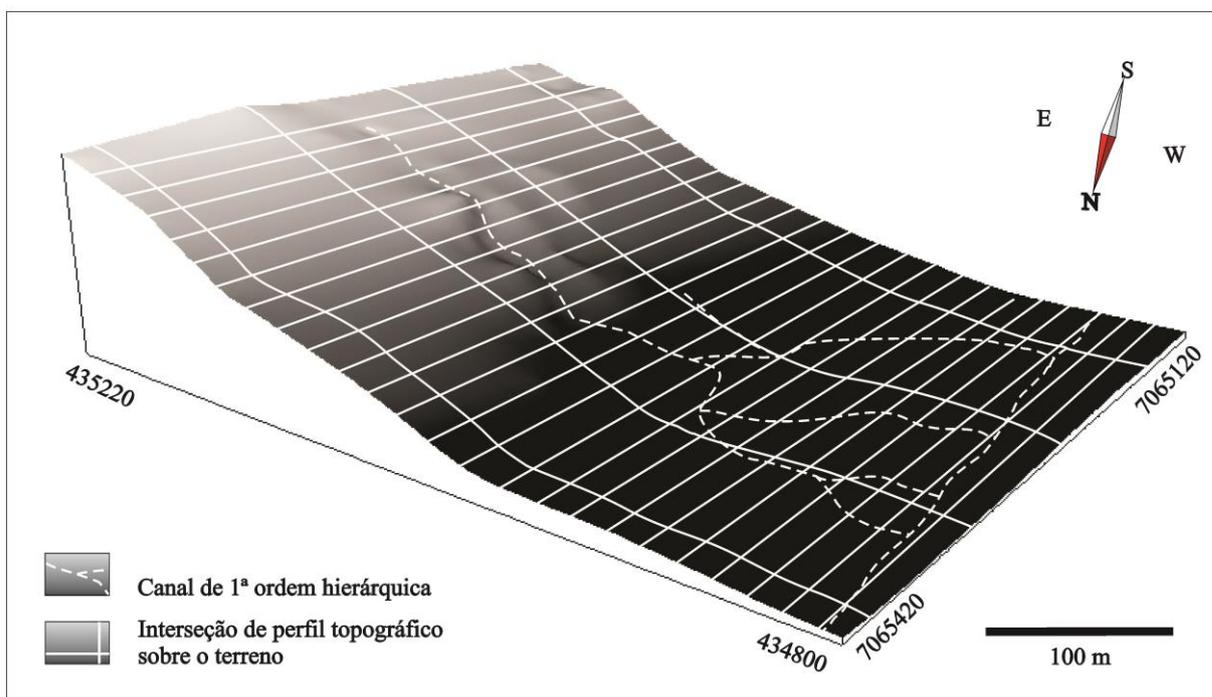


Figura 16. Perfis topográficos longitudinais e transversais sobre o leque aluvial.

#### 4.1.3 Sondagens eletromagnética e manual no depósito do leque aluvial

A construção dos perfis para sondagens eletromagnéticas através do *ground penetrating radar* – GPR (ou Radar de Prospecção Geotécnica) foi realizada em três etapas. A etapa inicial consistiu em escolher onde seria feita a investigação. Para isso foi feito primeiro um levantamento topográfico e geoprocessamento prévios para o emprego da topografia, utilizando-se de ferramentas em ambiente de Sistemas de Informação Geográfica (SIG, ou GIS em inglês) para a manipulação dos dados digitais e georreferenciados. Para a escolha dos locais da sondagem elétrica considerou-se a verificação da espessura do depósito, assim como a possibilidade de observação de ruptura de declive no embasamento do leque aluvial. Deste modo, foram estabelecidos sete perfis que foram refinados com pelo menos três passadas da antena sobre os mesmos pontos a fim de garantir a qualidade da investigação, resultando em 21 radargramas (Figura 16). Desta maneira, obtiveram-se os radargramas 1, 3, 5, 7, 22 no sentido NE-SW; 2, 4, 6, 8, 23 no sentido SW-NE; 10, 12, 14 no sentido NE-SW; 9, 11, 13 no sentido SW-NE; 15, 16, 17, 18, 19 no sentido SE-NW; 20 e 21 no sentido NW-SE. Esses perfis totalizaram 107,2 m de aquisição geofísica eletromagnética.

Posteriormente, compondo a segunda etapa de trabalho, o estudo prosseguiu com as atividades de campo, referindo-se à prática da limpeza para a locação dos perfis para as sondagens elétricas através do GPR. O GPR SIR-3000 da GSSI é de propriedade da Universidade Estadual do Centro-Oeste (UNICENTRO). O operador do equipamento foi o Wellington Barbosa da Silva, doutorando da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), com auxílio de Rodrigo Mendes Mathias, integrante do Programa de Iniciação Científica (PIC), cuja Profa Dra Orientadora é Gisele Pietrobelli, docente adjunto da UNICENTRO. A aquisição com o GPR foi levantada em modo contínuo, no qual o equipamento é arrastado sobre o terreno sem interrupções do início ao final do perfil. A antena utilizada foi blindada no qual a mesma emite e recebe o sinal com frequência de 270 MHz, atingindo até 10 m de profundidade. Os registros foram obtidos no modo geologia, utilizando número de amostragem de 512 e 2048 ondas (*samples*) e constante dielétrica ( $\epsilon_r'$ ) de 6. A constante dielétrica seguiu os pressupostos de Porsani (1999).

Também realizaram-se sondagens através de tradagem manual na base do depósito e paralelo a seção estratigráfica do leque aluvial a fim de coletar dados para

auxiliar na compreensão dos perfis por GPR (Figura 17). Nesse sentido, realizaram-se 10 tradagens até o contato com a rocha, sendo cinco tradagens na base e cinco paralelas a seção estratigráfica. Para essa etapa, a realização de tradagens manuais possibilitou a melhor calibração dos parâmetros adotados para o uso do GPR, assim como na etapa seguinte auxiliou no processo de tratamento e interpretação dos dados.

A etapa final refere-se aos trabalhos de gabinete, com a execução de procedimentos de tratamento dos dados adquiridos pelo georadar (Figura 17) e interpretação dos radargramas, executada também por Wellington Barbosa da Silva com a contribuição do Prof. PhD. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira, docente Associado I da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC). O trabalho de tratamento dos dados obtidos pelo georadar foi executado utilizando-se o *software* RADAN 7, cuja licença foi obtida em conjunto com o GPR. Trata-se de uma ferramenta específica para o tratamento dos radargramas com a aplicação de filtros de redução de ruídos de altas e baixas frequências, a compensação exponencial para as respostas do sinal. Com base nos resultados obtidos, também foram avaliadas as potencialidades e limitações da aplicação do georadar para este estudo de prospecção eletromagnética.

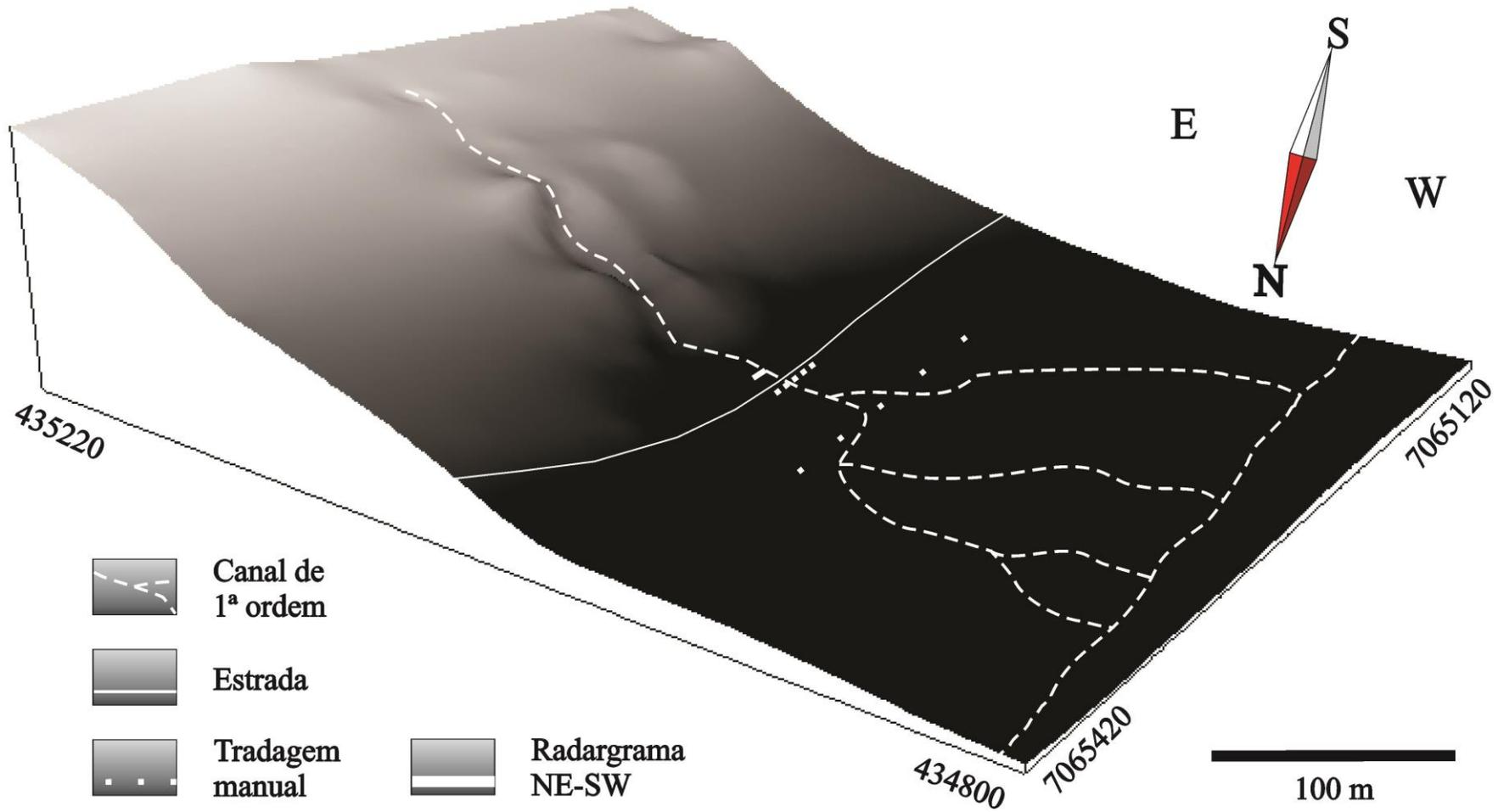


Figura 17. Perfis das sondagens eletromagnéticas (1, 2 e 3) e manuais.

#### 4.1.4 Levantamento estrutural na vertente

Quanto ao levantamento estrutural em campo obteve-se a orientação de 39 juntas em afloramentos de rocha ao longo do canal de 1ª ordem do leque aluvial, bem como a declividade da cabeceira do canal, ao longo da vertente e da cabeceira e base do leque aluvial. Também se obteve a direção, mergulho e sentido de mergulho de afloramento de rocha na vertente. Os equipamentos utilizados foram bússola geológica tipo Brunton e clinômetro do Laboratório de Análises de Formações Superficiais da UNIOESTE-FBE. Essas informações auxiliam nas interpretações da fotointerpretação e geoprocessamento.

## 4.2 ANÁLISES LABORATORIAIS

Para a seção estratigráfica HS12 da cabeceira do leque aluvial, as determinações analíticas em laboratório compreendem a) análise granulométrica da matriz; b) mineralogia da fração argila; c) razão de isótopos estáveis do carbono (C) e d) datação de isótopos instáveis do C. A razão de isótopos estáveis do C refere-se ao 13/12 ( $\delta^{13}\text{C}$ ). Já a datação por isótopo instável refere-se ao  $^{14}\text{C}$ .

### 4.2.1 Análise granulométrica da matriz

A análise granulométrica de todas as amostras coletadas totalizou 110 análises. A granulometria consiste em eliminar o teor de matéria orgânica por peróxido de hidrogênio ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ); separar as frações granulométricas por peneiramento para a fração grossa ( $>0,062\text{mm}$ ) e pipetagem para a fração fina ( $<0,062\text{mm}$ ), com separação via úmida, conforme descreve Paisani (1998). A fração grossa foi fracionada por peneiramento nas classes de areia muito fina, areia fina, areia média, areia grossa, areia muito grossa, grânulo e seixo, conforme a escala de tamanho em milímetros de Wentworth (1922), ANEXO A. Para a granulometria, as amostras do leque aluvial não foram desagregadas com pistilo, visando à manutenção da fração cascalho intemperizado. Todo o procedimento foi realizado no Laboratório de Análises de Formações Superficiais da UNIOESTE-FBE. A análise granulométrica é útil para a caracterização do depósito da cabeceira do leque aluvial, bem como para o tratamento dos dados granulométricos.

#### 4.2.2 Análise de $\delta^{13}\text{C}$

A determinação da razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}$ ) foi realizada para a janela 4 da seção estratigráfica HS12 (Figura 14) pelo *Center for Applied Isotope Studies* (CAIS) na Universidade da Georgia (*Athens*) – EUA. As amostras de solos, paleossolos e sedimentos foram tratadas com 1N de HCl a 90°C durante 1 hora para remover quaisquer carbonatos. Depois disso, lavou-se com água deionizada com pH entre 5-6 e secou-se a 105°C durante a noite. Os resultados foram obtidos em espectrômetro de massa com acelerador EA-MS Delta-V e expressos em relação ao padrão internacional Pee Dee Belemnite (PDB) usando as notações convencionais  $\delta$  (‰):

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [(R_{\text{amostra}}/R_{\text{padrão}}) - 1] \cdot 1000$$

Onde:

$R_{\text{amostra}}$  – razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  da amostra;

$R_{\text{padrão}}$  – razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  padrão.

O erro obtido pelo CAIS é menor que 0,1‰. O recurso financeiro para realização do  $\delta^{13}\text{C}$  foi próprio. Interpretaram-se os resultados da análise  $\delta^{13}\text{C}$  baseado nos pressupostos de Pessenda et al. (1996) e Pessenda (2005). Essa análise é especialmente útil para identificar a gênese do leque aluvial através da mudança no padrão da cobertura vegetal, sugerindo mudança nas condições climáticas.

#### 4.2.3 Datação do $^{14}\text{C}$

Para a datação do  $^{14}\text{C}$  foram utilizadas 3 amostras. Essas amostras foram coletadas na janela 4, unidade 14, e janela 13, unidades 3 e 19 (Figura 14). Os materiais são carvão da unidade 3, horizonte A enterrado da unidade 14 e sedimento organomineral da unidade 19. Referente ao material da unidade 14 foi encaminhada ao *Center for Applied Isotope Studies* (CAIS) na Universidade da Georgia (*Athens*) – EUA. Os materiais das unidades 3 e 19 foram encaminhados para datação no *Beta Analytic*, Miami. A técnica utilizada por ambos os laboratórios para a datação por radiocarbono foi Espectrometria de Massa com Acelerador – EMA (ou AMS em inglês), cuja técnica moderna de datação para radiocarbono é considerada

a forma mais eficiente de medir o conteúdo de  $^{14}\text{C}$  de uma amostra (BETA ANALITIC, sa; CHERKINSKY, 2010), bem como fornece a razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ . A descrição do procedimento pelo CAIS é a seguinte.

A amostra é tratada com HCl 5% à temperatura de 80°C durante 1 hora, depois lavou-se e secou-se a 60°C. Para a análise de espectrometria de massa com acelerador, a amostra tratada é queimada a 900°C em ampolas evacuadas/seladas na presença de CuO. O CO<sub>2</sub> resultante é criogenicamente purificado. Razões do grafite  $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$  foram medidos usando o espectrômetro de massa com acelerador MeV 0.5 CAIS. As razões das amostras são comparadas ao valor medido a partir do ácido oxálico I. A razão das amostras  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  são medidas separadamente utilizando um espectrômetro de massa de proporção de isótopo estável e expresso como  $\delta^{13}\text{C}$  com erro menor que 0,1‰. A data citada não calibrada foi dada em anos de radiocarbono antes de 1950 (anos AP), utilizando à meia-vida do  $^{14}\text{C}$  de 5.568 anos. O Erro é citado como desvio padrão e reflete os erros estatístico e experimental. Os dados são corrigidos por fracionamento isotópico.

A data citada pelo CAIS foi calibrada através do CalPal Online (<http://www.calpal-online.de/>), o qual fornece calibração com desvio padrão para 1 sigma (68% de probabilidade). Já os resultados obtidos pelo Lab. *Beta Analytic* são calibrados com desvio padrão para 1 sigma e 2 sigma (95% de probabilidade). No entanto, os procedimentos utilizados para datação por radiocarbono pelo CAIS não diferem significativamente dos procedimentos descritos pelo Lab. *Beta Analytic*. As descrições dos procedimentos estão disponíveis no *Beta Analytic Radiocarbon Dating* (<http://radiocarbon.com/>). O recurso financeiro para realização da datação por radiocarbono é da CAPES/CNPq (Convênio 144/2012). A datação por radiocarbono é útil para localizar temporalmente eventos pedogenéticos e morfológicos do leque aluvial e correlacionar com o respectivo Estágio Isotópico Marinho – EIM (ou MIS em inglês).

#### 4.3 GABINETE

Em gabinete foram realizadas as atividades de: a) tratamento dos dados granulométricos da matriz através de sistema integrado de análises granulométricas – *Sysgran* (CAMARGO, 2006); b) organização e interpretação das descrições de campo e laboratorial; c) fotointerpretação e d) geoprocessamento. Outras atividades como a revisão teórica, a

produção de figuras e as edições de imagens, bem como a produção da dissertação escrita foram produzidos em gabinete.

#### 4.3.1 Tratamento dos dados granulométricos

O tratamento dos dados granulométricos da matriz realizou-se através do sistema integrado de análises granulométricas – *Sysgran* (CAMARGO, 2006). O programa é capaz de analisar centenas de amostras instantaneamente e de gerar vários tipos de gráficos. Com os dados granulométricos obteve-se gráficos da classificação textural de Shepard (1954) e parâmetros estatísticos (FOLK & WARD, 1957). O *SysGran* é um sistema de código aberto sob licença GNU. O programa compilado, o código fonte e o artigo científico com detalhes do programa estão disponíveis na página do Centro de Estudos do Mar da Universidade Federal do Paraná – CEM-UFPR ([http://www.cem.ufpr.br/?page\\_id=527](http://www.cem.ufpr.br/?page_id=527)). O tratamento dos dados granulométricos da matriz foi ordenado por unidades estratigráficas para amostras das janelas 4, 13, 17 e amostragens aleatórias. As informações geradas são importantes para a caracterização de Fácies do depósito da cabeceira do leque aluvial.

O objetivo da análise estatística de dados granulométricos multivariados deteve-se basicamente em analisar o agrupamento das amostras em fácies aluvial e fácies coluvial, buscando agrupar as amostras em 2 conglomerados. Realizou-se a análise estatística de dados granulométricos multivariados da amostragem da janela 4 (Figura 14). Estimaram-se 30 amostras com dados granulométricos nas frações de argila a seixo. A estimativa foi realizada através do programa Minitab 16. Optou-se utilizar o agrupamento de Ward porque gera grupos que minimizam a variância (LANDIM, 2010).

#### 4.3.2 Organização e interpretação de dados de campo e laboratorial

Foram organizadas e interpretadas as descrições de campo como amostragens por janela; dados granulométricos; parâmetros estatísticos, textura da matriz, propriedades dos clastos >32mm, a matéria orgânica, propriedades dos clastos >32 mm incluindo a alteração dos clastos conforme Pontelli (2006), ANEXO B. Isso permitiu classificar as unidades sedimentares e pedológicas em fácies conforme nomenclatura de Ghibaudo (1992), ANEXO

C, bem como fácies aluvial e fácies coluvial já utilizada em trabalhos nas 8 Superfícies Incompletamente Aplainadas (PAISANI et al, 2012; GUERRA, 2012).

#### 4.3.3 Fotointerpretação

Realizou-se fotointerpretação para obtenção de mapa geológico-geomorfológico da área de estudo. Em relação à área de estudo, o reconhecimento da geologia está fundamentada em bibliografias da área (CHMYZ, 2013; NARDY, 2002). Ao sul da coordenada UTM 7065450/432560, Lima (2013) já havia produzido mapa geológico-geomorfológico da área, cedendo parte de seu trabalho. Em relação ao norte desta coordenada foram fotointerpretadas pequenas ocorrências de hidrotermalismo.

Quanto aos elementos fotointerpretados foram mantidos os padrões da legenda seguidos por Lima (2013). Nesse sentido, a análise das fotografias aéreas foi conduzida com base nos critérios de Soares e Fiori (1976), com objetivo de individualizar os seguintes elementos: ruptura de declive de topo; ruptura de declive de ombreira de fundo de vale; tipos de encostas (retilínea, côncava ou convexa); tipo de vale fluvial (em V, fundo chato e/ou vale suspenso); área úmida. Tais feições identificadas foram representadas no mapa geomorfológico produzido com base nas legendas propostas por Brancaccio et al. (1994) e Dramis e Bisci (1998).

Para fotointerpretação detalhada do recorte foram utilizados 3 pares de fotografias aéreas em escala 1: 25.000 do Levantamento Aerofotogramétrico do Estado do Paraná, faixas 42849 a 42851 e 40568 a 40570. Essas aerofotografias foram realizadas em 1980 e estão disponíveis na Secretaria Estadual do Meio Ambiente do Estado do Paraná. As fotos correspondentes ao recorte foram escolhidas a partir de foto-índice. A fotointerpretação foi realizada com estereoscópio de espelho no Laboratório de Cartografia e Fotointerpretação/Geoprocessamento da UNIOESTE-FBE.

Inicialmente a realização da fotointerpretação possibilitou obter o traçado da rede de drenagem e estradas, informações básicas utilizadas como apoio cartográfico em campo. Especialmente as estradas que quando comparadas com as definidas na carta topográfica permitem localizar mais facilmente nas fotos o que é observado em campo (PONTELLI, 2002). Outras feições como lineamentos negativos, lineamentos positivos e falhas inferidas foram traçadas a partir da fotointerpretação das fotografias aéreas em escala 1:25.000. Essas feições foram analisadas com base em Soares e Fiori (1976) e Howard apud Vargas (2012). A

fotointerpretação foi realizada com o objetivo de analisar e sintetizar o relevo, possivelmente auxiliando na identificação de blocos estruturais adernados ou meio-grábens (LEEDER & GAWTHORPE, 1987; GAWTHORPE & LEEDER, 2000; FORTES, 2003, FORTES et al., 2007).

Realizou-se mapa plano-altimétrico com curvas de nível e cota máxima de topos de morro a partir da extração de carta topográfica com o objetivo de auxiliar na análise da fotointerpretação e não poluir o mapa geológico-geomorfológico da área de estudo. Foram extraídas cotas topográficas e topos de morro de carta com escala de 1: 50.000 da folha SG-22-Y-B-V-2 (MI2876-2). Para a área de estudo, a partir de 1200 m de altitude mantiveram-se as cotas com equidistância de 40 m para não poluir o mapa plano-altimétrico e facilitar a observação. A carta digital foi obtida no Instituto de Terras, Cartografia e Geociências – ITCG (<http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=51>). As cotas foram extraídas a partir de vetorização automática no SPRING 5.3, cujas edições finais foram realizadas no *Corel Draw X5*. Este trabalho foi realizado no Laboratório de Cartografia e Fotointerpretação/Geoprocessamento da UNIOESTE-FBE.

#### 4.3.4 Geoprocessamento

Realizou-se o geoprocessamento com os dados obtidos na topografia. A partir do ponto com GPS e dos 442 pontos amostrais do terreno foram geradas as coordenadas UTM X, Y e a elevação. O geoprocessamento dos dados digitais e georreferenciados realizaram-se no Laboratório de Cartografia e Fotointerpretação/Geoprocessamento da UNIOESTE-FBE. Para o geoprocessamento foram utilizadas ferramentas em ambiente de Sistemas de Informações Geográficas (SIG) como SPRING 5.3 e *Surfer* 11. Edições posteriores foram realizadas através do *Corel Draw X5*. O geoprocessamento sintetizou o relevo ao longo do canal de 1ª ordem hierárquica e auxiliou outras análises devido à geração de modelo digital do terreno (MDT).

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A seguir são apresentados os resultados da: 1) fotointerpretação; 2) topografia, geoprocessamento, levantamento estrutural e *ground penetrating radar* (GPR); 3) seção estratigráfica HS12: descrições, análise granulométrica da matriz, tratamento dos dados granulométricos e organização dos dados de campo e laboratorial; 4) mineralogia de argilas; 5) razão de isótopos estáveis ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e 6) geocronologia. Os resultados de cada procedimento metodológico descrito são apresentados individualmente, mas alguns são apresentados integrados como é o caso do tópico 2 e 3, topografia e seção estratigráfica HS12, respectivamente. Devido à extensão dos resultados da seção estratigráfica HS12, alguns estão apresentados em anexos.

### 5.1 FOTOINTERPRETAÇÃO

Na área de estudo, cujo mapa geomorfológico simplificado sintetiza (Figura 17), observa-se vertentes côncava, convexa e retilínea. As vertentes retilíneas são predominantes, bem como os morros de topo plano. Em relação à ruptura de declive dos topos de morro nota-se ombreira com até 3 patamares. Ocorrem lineamentos negativos e positivos correspondente à drenagem e topos de morro, respectivamente.

No limite do mapa ao norte nota-se o Rio Chopim e na margem esquerda (ao sul) os afluentes córrego São Pedro e Cerro Chato. O leque aluvial pertence à bacia de drenagem do Cerro Chato. Quanto à drenagem identificaram-se canais perenes e intermitentes, bem como lago intermitente com água, sem água e várzeas. No geral, observam-se lagos na cabeceira de canais de 1ª ordem, mas também ocorrem ao longo dos canais e suspensos em topos de morro. Através do mapa nota-se padrão de drenagem mista entre dendrítica e retangular.

Nota-se que no objeto de estudo ocorrem 2 lineamentos orientados a NW. O principal lineamento está todo contido dentro do limite do objeto de estudo. Esse lineamento marca o canal de 1ª ordem onde se desenvolve o leque aluvial. Observa-se que o depósito acomodou-se preferencialmente a sudoeste em relação a esse lineamento. Nesse sentido, o espaço de acomodação do depósito observa-se a partir do lineamento, delimitando também a área de várzea.

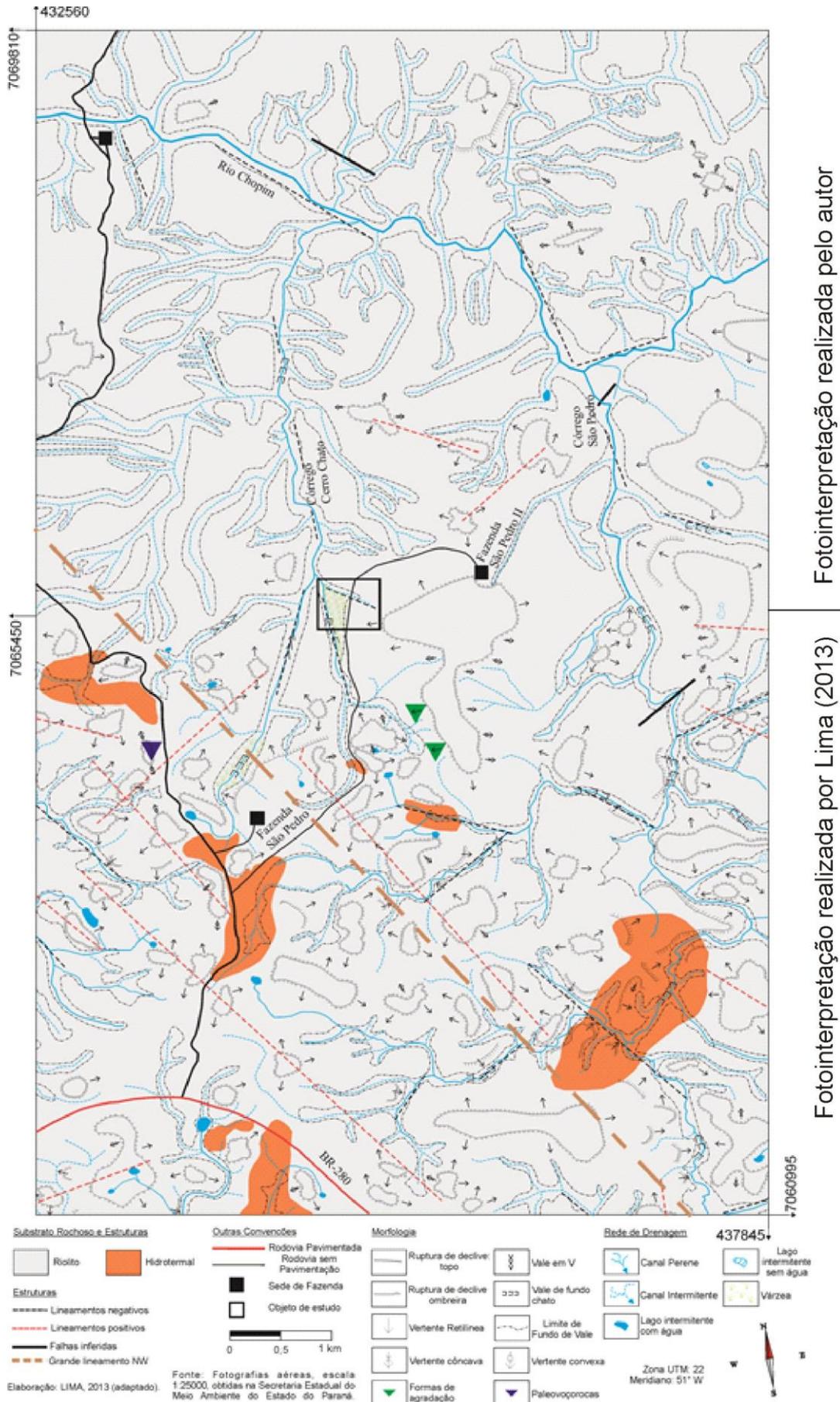


Figura 18. Mapa geomorfológico simplificado da área de estudo.

Para Fortes (2003, 2007), devido à identificação de blocos rotacionados com mergulho para NW no baixo curso do rio Ivinhema afluente do rio Paraná, os lineamentos com orientação NW estão condicionados pela estrutura geológica.

Para auxiliar na interpretação dos resultados da fotointerpretação, bem como reduzir as informações no mapa geológico-geomorfológico foi produzido mapa plano-altimétrico (Figura 19). No mapa plano-altimétrico observa-se cota maior que 1280 m de altitude e topos de morro com até 1314m de elevação que situam-se a sudoeste. Quanto à cota de 1240m apresenta-se intercalada por cota com elevação maior que 1280 m e topo de morro com até 1273 m de altitude. Já a cota menor que 1200 m delimita o rio Chopim e alguns afluentes. Percebe-se que altimetrias discrepantes são individualizadas por grande lineamento com direção NW.

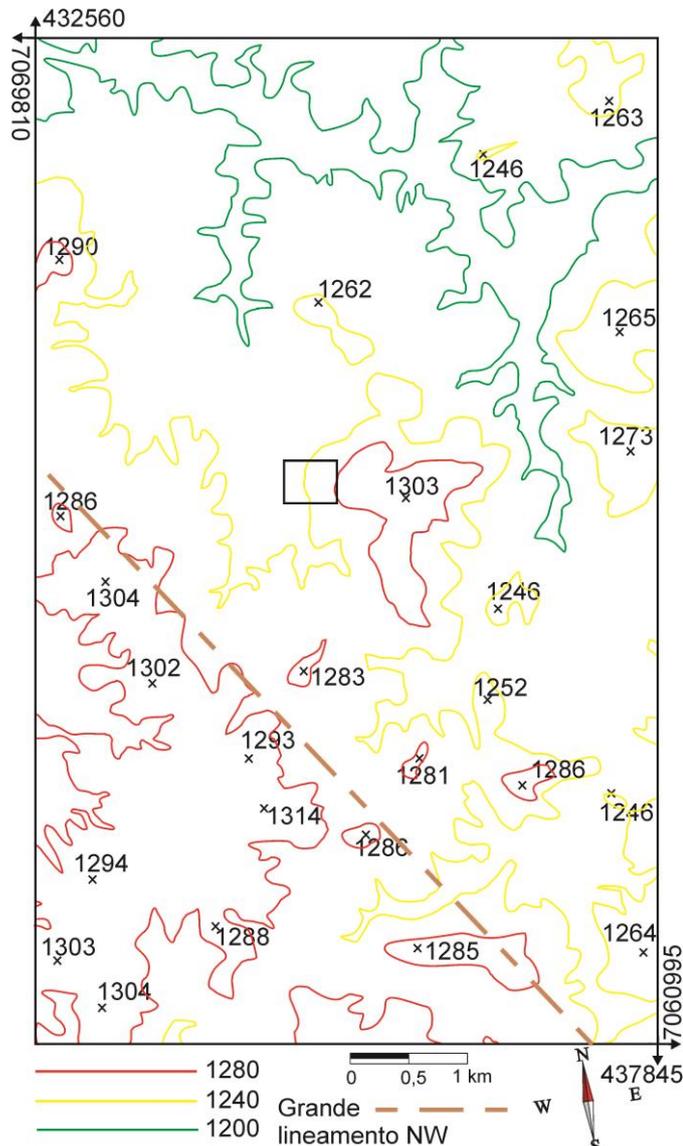


Figura 19. Mapa plano-altimétrico da área de estudo. Retângulo: objeto de estudo.

A individualização destas cotas topográficas de 1240 e 1280 m de altitude é marcada pelo grande lineamento do mapa geológico-geomorfológico. Para Lima (2013), os grandes lineamentos com orientação NW desta área de estudo estão associados ao lineamento tectônico do Rio Iguaçu.

Neste sentido, o lineamento negativo com orientação NW sobre o canal de 1ª ordem onde desenvolve-se o leque aluvial é bom indicador de ação da tectônica. Importante indicador de tectônica também é a acomodação lateral do depósito a partir deste lineamento a sudoeste.

## 5.2 TOPOGRAFIA, GEOPROCESSAMENTO, LEVANTAMENTO ESTRUTURAL E *GROUND PENETRATING RADAR* (GPR)

Devido às dimensões do leque aluvial optou-se por dividir a área de estudo em cabeceira do canal de 1ª ordem, vertente, cabeceira do leque aluvial e base do leque aluvial (Figura 20). Em relação à cabeceira do canal de 1ª ordem situa-se acima de 1275 m até o topo com 1303 m de elevação. A cabeceira do canal apresenta declividade menor que 10° e formações superficiais com mais de 1 m de espessura. Esse setor apresenta topo plano, caracterizando-se como importante área de fornecimento de sedimentos. Quanto a vertente, esta situa-se entre 1232 e 1275 m de elevação (Figura 20). A vertente apresenta declividade com até 35° e aflora rocha entre 1275 m e 1240 m de altitude. O afloramento de rocha apresenta estrutura com direção 10° NE, mergulho 25° e sentido de mergulho a NW (10°/25°NW). Na vertente entre 1260 e 1275 m de elevação, ocorre formação superficial com manchas de afloramento de rocha (Figura 21). Em ambos os casos, os afloramentos apresentam muitas juntas e a ação do intemperismo.

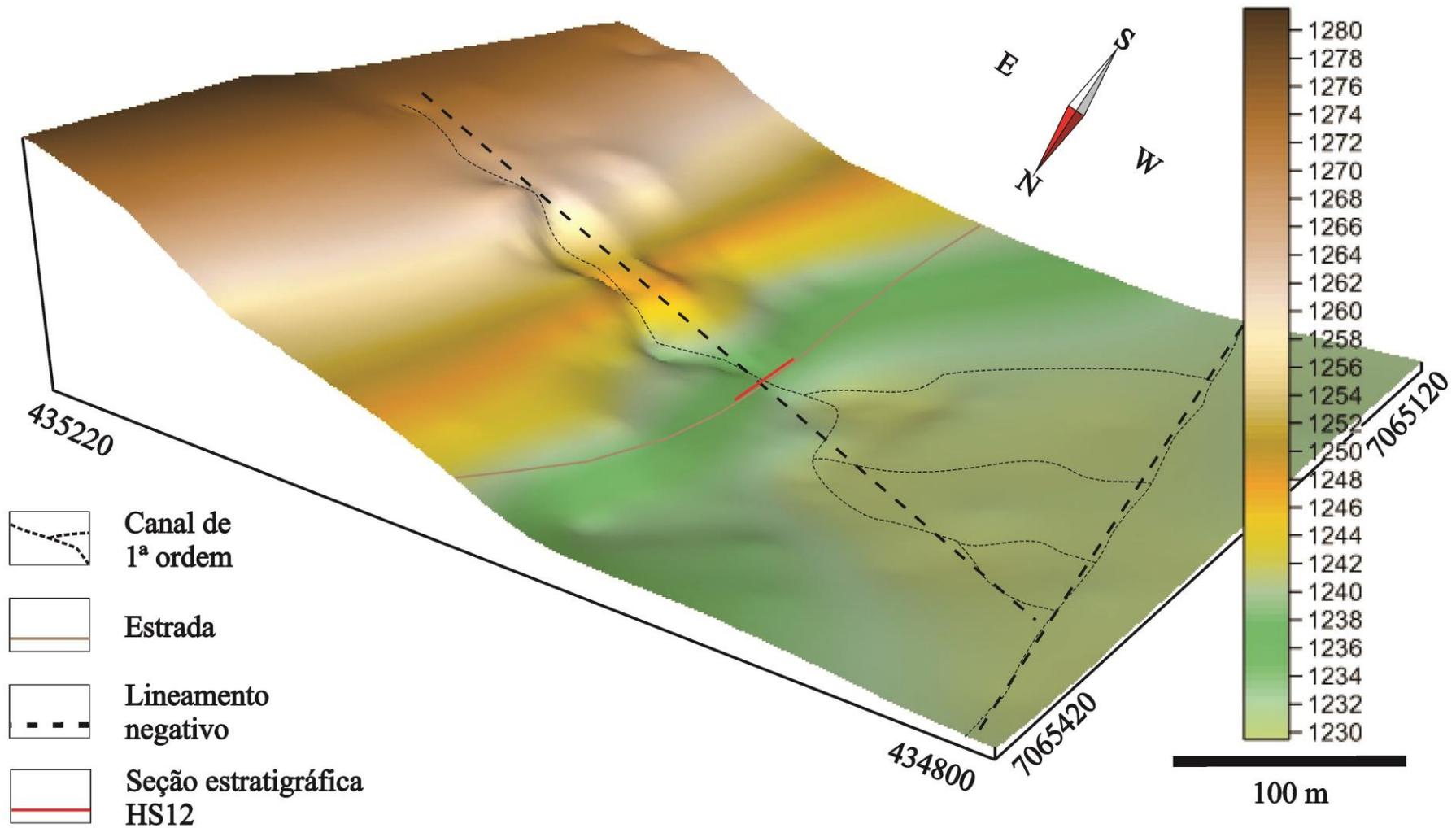


Figura 20. Bloco diagrama do objeto de estudo.



Figura 21. Parte da vertente entre 1260-1275 m de altitude com afloramento de rocha apresentando juntas com orientação NW e ação do intemperismo. Flecha preta: indicação do canal de 1ª ordem. Flecha branca: indicação da ação do intemperismo provocando esfoliação esferoidal. Foto: Leandro Oliveira.

Devido às zonas de fraqueza podem ter atuado a ação do intemperismo na rocha, observando-se esfoliação esferoidal. As zonas de fraqueza são determinadas pela orientação das juntas, orientadas predominantemente a NW-SE. A partir da mensuração das juntas em afloramentos de rocha, entre 1240 e 1275 m de elevação, observa-se que apenas 15% estão orientadas a NE e 85% estão orientados a NW (Figura 22).

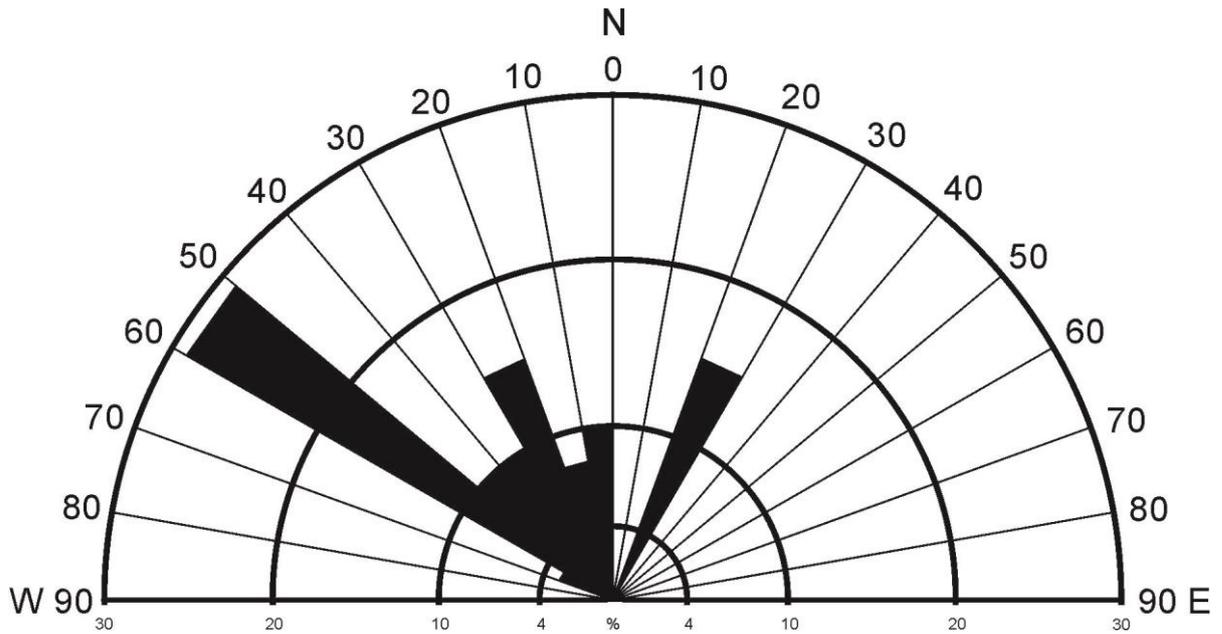


Figura 22. Orientação de juntas ao longo do canal de 1ª ordem, entre 1240 e 1275 m de elevação.

Observa-se que a orientação da maioria das juntas ocorre entre 1° a 60° NW. Em relação a essas juntas, nota-se anomalia na orientação de 51°-60° NW, com ocorrência de 29% do total das juntas. Enquanto a NE, observam-se juntas orientadas apenas entre 21°-30° NE, com ocorrência de 15% do total das juntas.

As orientações dessas juntas coincide com as orientações dos canais de 1ª ordem que ocorrem na Superfície II. Lima (2012) para melhor entender a influência estrutural na configuração da drenagem buscou a orientação dos canais de 1ª ordem, obtendo cerca de 52,24% deles orientados para o quadrante NW e 47,76% para NE. Neste contexto, há uma maior quantidade dos mesmos orientados para o quadrante NW, especialmente nas direções NW 60°-70° (12,92%), NW 50°-60° (9,16%) e NW 40°-50° (7,91%). Dessa maneira, os canais de 1ª ordem estão condicionados pela estrutura geológica.

Quanto à cabeceira do leque aluvial situa-se entre 1232 e 1240 m de altitude (Figura 19). A cabeceira do leque aluvial apresenta declividade com até 6° e depósito com 4 m de espessura máxima na seção estratigráfica HS12 (Figura 20). Assim, a base do leque aluvial situa-se abaixo de 1232 m com mínimo de 1229 m de altitude. A base do leque aluvial apresenta declividade de 2° e depósito com espessura máxima de 2 m. Na porção menos elevada deste setor ocorre à planície aluvial ou várzea do córrego Cerro Chato e há interdigitação dos sedimentos do leque aluvial e da várzea.

Sobre o objeto de estudo observa-se os 2 lineamentos negativos com orientação NW-SE (Figura 20). Nota-se que a partir do lineamento NW-SE representando o canal do leque

aluvial desenvolve-se o depósito aluvial, acomodando-se lateralmente a sudoeste. Observa-se que a orientação dos lineamentos negativos converge com a orientação das juntas.

Também observa-se o canal de 1ª ordem, o qual abrange vários setores altimétricos e situa-se entre 1229 a 1775 m de elevação (Figura 19). Em setores com maior declividade o canal é mais encaixado e mais profundo. O sistema deposicional em forma de leque aberto forma-se devido ao canal adentrar abruptamente em setores com menor declividade. O canal torna-se menos encaixado e mais raso, ramificando-se e adquirindo padrão distributário. O canal é efêmero e a partir de 1232 m de elevação apresenta característica distributária, diferente do sistema fluvial típico que apresenta padrão de drenagem predominantemente tributário (MIALL, 1990). Nesse sentido, pela perda de competência do fluxo transportar os sedimentos origina-se o depósito ao longo dos canais.

Corte de estrada transversal ao canal e na cabeceira do depósito expõem unidades estratigráficas. Por esse motivo foi estabelecido à seção estratigráfica HS12 nesse local (Figura 19). No entanto, através da seção estratigráfica HS12 não é possível visualizar o contato do depósito com a rocha, nem se há ruptura de declive na rocha sob o depósito e nem qual dos setores do depósito do leque aluvial apresenta maior espessura.

Para verificar essas questões utilizou-se o resultado da sondagem geofísica elétrica, realizada no sentido NE-SW a montante da seção estratigráfica HS12, sobre o depósito da cabeceira do leque aluvial, cujo radargrama obtido (Figura 23) é apresentado a seguir.

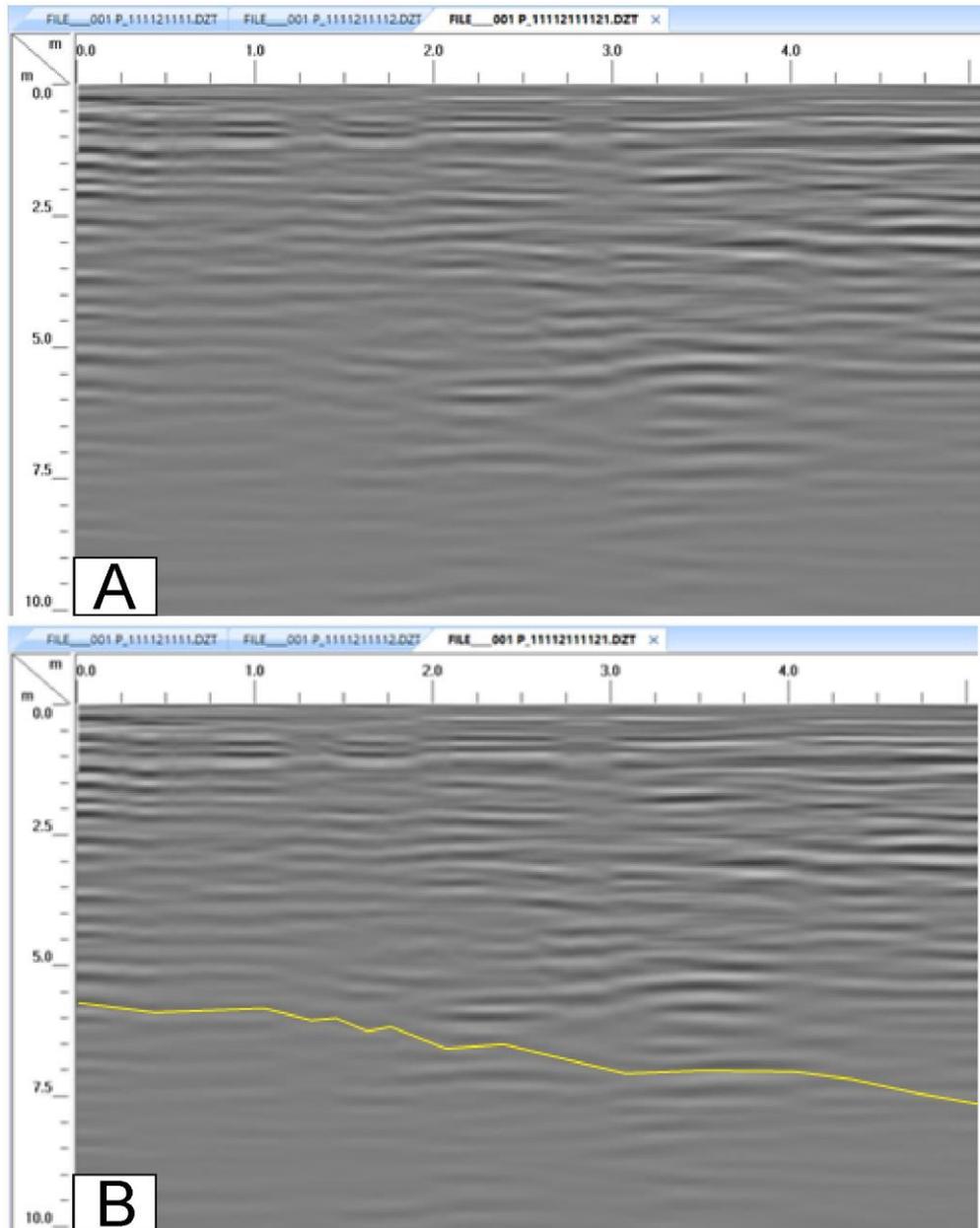


Figura 23. Radargrama da cabeceira do depósito. A: radargrama sem linha indicativa do contato entre o depósito e a rocha. B: radargrama com linha indicativa do contato entre o depósito e a rocha.

Observa-se indicação de contato entre o depósito da cabeceira e a rocha. Observam-se também rupturas de declive com poucos centímetros aferidos através da escala em metros do lado esquerdo do radargrama, estando à porção menos espessa do depósito da cabeceira a NE e a porção mais espessa do depósito a SW. A NE o depósito apresenta espessura maior que 5,5 metros, enquanto a SW o depósito se aproxima dos 7,5 metros, cujo intervalo entre ambos os pontos estão distante pouco mais que 5 m.

As sondagens manuais através de trado revelaram que a espessura na cabeceira do depósito varia entre 3,25 a 4,70 m. Enquanto a base do depósito apresenta 2 m de espessura indicado na Figura 19. Nesse sentido, o depósito é mais espesso na cabeceira do leque aluvial. Através de estudos de Bull (1972), sabe-se que depósito mais espesso na cabeceira do leque aluvial com unidades estratigráficas ao longo do depósito é bom indicador de movimento tectônico. Essas características do depósito também sugerem que o movimento tenha ocorrido anterior a formação do leque aluvial, mas não é possível especificar quando ocorreu o movimento tectônico. Em casos em que o movimento tectônico continua durante a formação do leque aluvial ocorre a formação de depósito com lentes delgadas. Esses depósitos mais espessos na cabeceira do leque aluvial são interpretados por Leeder & Gawthorpe (1987) e Gawthorpe & Leeder (2000), cuja gênese está associada a meio-grábens.

Pela convergência de indicadores de tectônica como anomalias na orientação das juntas, espessamento do depósito a partir do lineamento negativo sobre o canal de 1ª ordem e sutis rupturas de declive na rocha sob o depósito é inferido que tenha ocorrido movimento tectônico do tipo meio-gráben anterior ao desenvolvimento do leque aluvial, mas sem condições de especificar quando ocorreu. Nesse sentido, para confirmar tal inferência de meio-gráben é necessário mais estudos.

### 5.3 CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DOS MATERIAIS NA SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA HS12

A seção estratigráfica HS12 exhibe 25 m de extensão lateral, 4,0 m na porção mais espessa e 28 unidades estratigráficas (Figura 24). As unidades foram numeradas de maneira crescente da base para o topo. As propriedades macromorfológicas das unidades estratigráficas descritas em campo, bem como o resultado da análise granulométrica, o tratamento dos dados granulométricos foram organizadas e estão apresentadas em apêndice.

A unidade 1 está situada na base da seção, apresenta matriz suportada, 45 cm de espessura média e cor bruno escuro (7.5 YR 3/4). Esta unidade exhibe contato erosivo com a rocha e ausência de gradação. Nesse sentido, a unidade 1 trata-se de fácies maciça de lama cascalhosa coluvial ( $m_1GyM-C$ ).

A unidade 2 possui matriz suportada, 20 cm de espessura média, cor vermelha amarelada (5 YR 4/6). Esta unidade apresenta contato erosivo com a camada subjacente e

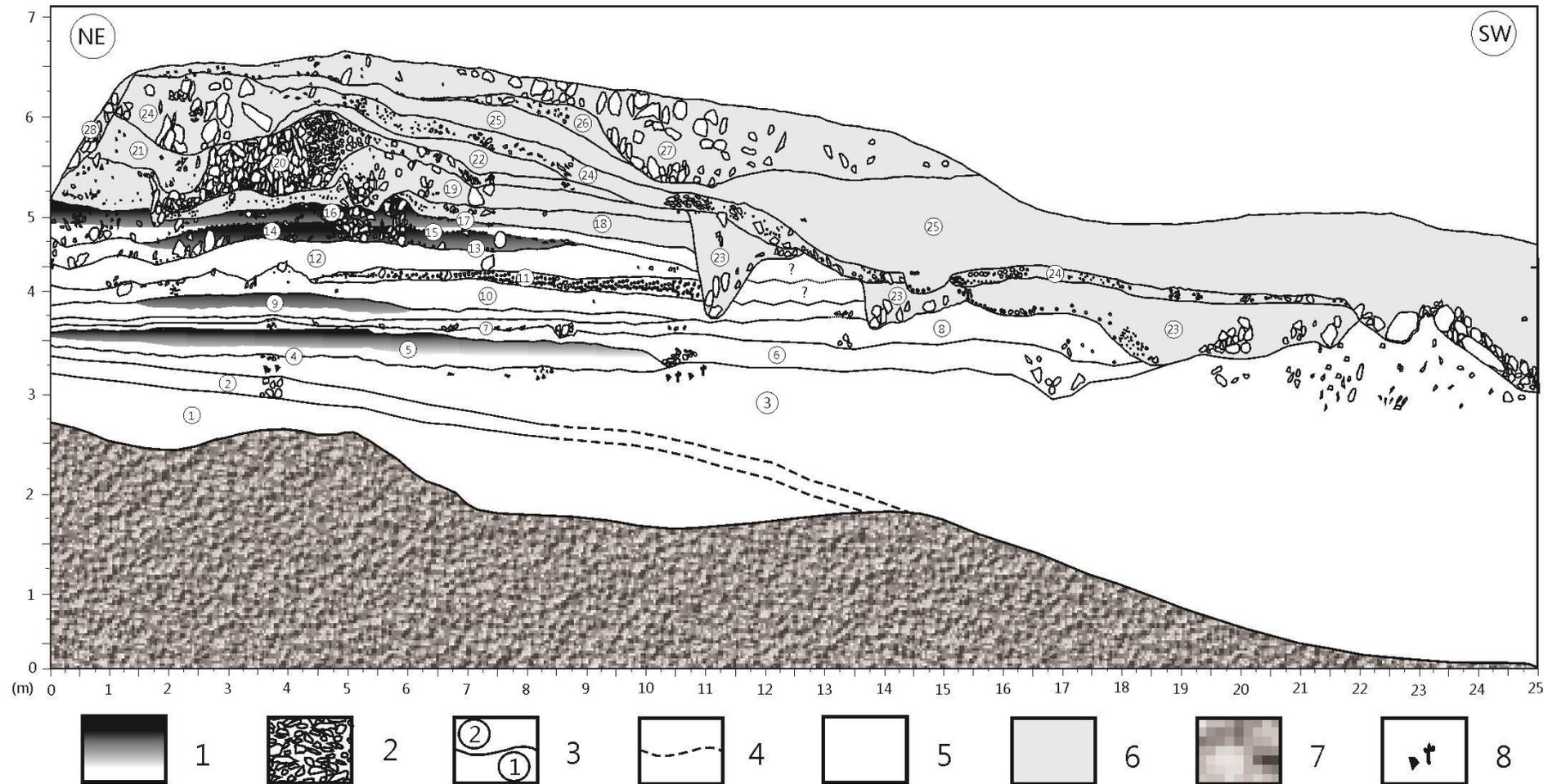


Figura 24. Seção estratigráfica HS12 transversal ao setor proximal do leque aluvial. 1: Paleossolos. 2: Cascalho. 3: Unidades estratigráficas. 4: Limites inferidos. 5: Fácies coluvial. 6: Fácies aluvial. 7: Rocha (Riolito). 8: Bioturbação e Carvão.

ausência de gradação. Assim, entende-se como fácies maciça de lama cascalhosa coluvial ( $m_1GyM-C$ ).

A unidade 3 é caracterizada por matriz suportada e espessura média de 75 cm. A matriz exibe cor bruno forte (7.5 YR 4/6) com textura predominando em silte argiloso e muito pobremente selecionado. Apresenta bioturbação moderada com identificação em campo de sinais de raízes (pedotúbulos), visível naturalmente sem a necessidade de aumento microscópico, bem como presença de carvão. Esta camada tem ausência de gradação com clastos esparsos de tamanho grânulo a seixo médio e contato erosivo com a camada subjacente. Assim, interpreta-se como fácies maciça de lama cascalhosa coluvial ( $m_1GyM-C$ ). A unidade 4 individualiza-se por linha de pedras descontínua, apresentando espessura média de 5 cm. Esta unidade exibe ausência de gradação. Os clastos são provenientes exclusivamente de riolito, denotando característica monomítica, com variação de tamanho de grânulo a seixo médio. Essas características imprimem descontinuidade limitante erosiva com a camada inferior. Nesse sentido, trata-se de fácies maciça de cascalho lamoso coluvial retrabalhado ( $m_1MyG-C$ ).

A unidade 5, em relação à camada 3, diferencia-se pela espessura média de 25 cm e matriz bruno escuro (7.5 YR 3/3) e textura exclusiva de argila siltosa. Essa unidade foi pedogenizada e truncada. O material remanescente corresponde a paleo-horizonte A. Apresenta estrutura pedológica em blocos subangulares grandes fortes, consistência friável quando úmida e firme quando seca, não plástica e não pegajosa com transição inferior clara e ondulada. A matéria orgânica apresenta teor de  $216 \text{ g/kg}^{-1}$ . Dessa maneira, classifica-se por fácies maciça de lama cascalhosa coluvial pedogenizada ( $m_1GyM-C$ ).

A unidade 6 é caracterizada como matriz suportada e espessura média de 25 cm. A matriz exibe cor bruno escuro (7.5 YR 3/4) e textura silte argiloso com classe submodal de argila siltosa e muito pobremente selecionada. Esta unidade possui ausência de gradação com clastos de tamanho grânulo a seixo médio e contato erosivo com a unidade subjacente. Assim, interpreta-se como fácies maciça de lama cascalhosa coluvial ( $m_1GyM-C$ ).

A unidade 7 é individualizada como linha de pedras, apresenta propriedades semelhantes à camada 4. Nesse sentido, trata-se de fácies maciça de cascalho lamoso coluvial retrabalhado ( $m_1MyG-C$ ).

A unidade 8 é similar a camada 6, apresentando sutil diferença na cor bruno forte (7.5 YR 4/6). Dessa maneira, classifica-se como fácies maciça de lama cascalhosa coluvial ( $m_1GyM-C$ ).

A unidade 9, em relação à unidade 5, distingue-se pela espessura média de 20 cm, matriz cor bruno escuro (7.5 YR 3/2). Quanto à estrutura pedológica diferencia-se por ser plástica e ligeiramente pegajosa e matéria orgânica pouco superior a 219 g/kg<sup>-1</sup>. Assim, interpreta-se por fácies maciça de lama cascalhosa coluvial pedogenizada (m<sub>1</sub>GyM-C).

A unidade 10 é caracterizada por lama cascalhosa maciça com matriz suportada apresentando espessura média de 25 cm. A matriz exhibe cor bruno forte (7.5 YR 4/6) com textura predominante de argila siltosa e muito pobremente selecionada. Esta unidade possui ausência de gradação com clastos de tamanho grânulo a seixo médio e contato erosivo com a camada inferior. Nesse sentido, interpreta-se como fácies maciça de lama cascalhosa coluvial (m<sub>1</sub>GyM-C).

A unidade 11 apresenta espessura média de 10 cm e matriz suportada que passa lateralmente para linha de pedras. A matriz exhibe cor bruno forte (7.5 YR 4/6) com textura exclusiva de argila siltosa e muito pobremente selecionada. Esta unidade possui ausência de gradação com concentração de clastos de tamanho grânulo a seixo médio e contato erosivo com a unidade subjacente. Assim, trata-se de fácies maciça de cascalho lamoso coluvial retrabalhado (m<sub>1</sub>MyG-C).

A unidade 12 possui matriz suportada e espessura média de 50 cm. A matriz exhibe cor bruno (7.5 YR 3/4) e textura predominando em silte argiloso e muito pobremente selecionado. Esta unidade apresenta ausência de gradação com clastos de tamanho grânulo a seixo médio e contato erosivo com a unidade subjacente. Nesse sentido, interpreta-se como fácies maciça de lama cascalhosa coluvial (m<sub>1</sub>GyM-C).

A unidade 13 apresenta propriedades semelhantes à camada 4, caracterizada como linha de pedras, situa-se abaixo da unidade que representa mudança de fácies. Nesse sentido, trata-se de fácies maciça de cascalho lamoso coluvial (m<sub>1</sub>GyG-C).

A unidade 14 tem clastos suportados no centro, mas predomina matriz suportada. A unidade possui espessura média de 20 cm, cor bruno muito escuro (10 YR 2/2) e textura variando de argila siltosa a silte argiloso e muito pobremente selecionado. Esta unidade possui ausência de gradação com concentração de clastos de riolito subangulares de baixa esfericidade prevalecendo o tamanho da classe matacão (64,1 a 256 mm). Os clastos estão completamente alterados (classe I) com cor cinza muito claro (N8) variando a clastos com centro inalterado maior que o córtex de alteração (classe II), cujo centro apresenta cor cinza médio (N5). Esta unidade exhibe estrutura pedológica em blocos poliédricos pequenos fracos, friável quando úmida e firme quando seca, ligeiramente plástica e pegajosa com transição inferior clara e ondulada. Exhibe melanização e pedogênese com desenvolvimento de paleo-

horizonte A soterrado. A matéria orgânica apresenta teor de  $269 \text{ g/kg}^{-1}$ . Assim, interpreta-se como fácies maciça de lama cascalhosa aluvial pedogenizada ( $m_1\text{GyM-A}$ ).

A unidade 15 caracteriza-se por linha de pedras e apresenta características semelhantes à camada 4, no entanto essa unidade está sob unidade aluvial. Nesse sentido, trata-se de fácies maciça de cascalho lamoso aluvial retrabalhado ( $m_1\text{MyG-A}$ ).

A unidade 16 é similar à unidade 14, mas com espessura média de 15 cm e com teor de matéria orgânica de  $94 \text{ g/kg}^{-1}$ . Assim, interpreta-se como fácies maciça de lama cascalhosa aluvial pedogenizada ( $m_1\text{GyM-A}$ ).

A unidade 17 é caracterizada por linha de pedras e apresenta características semelhantes à camada 15. Dessa maneira, trata-se de fácies maciça de cascalho lamoso aluvial retrabalhado ( $m_1\text{MyG-A}$ ).

A unidade 18 tem espessura média de 20 cm. A matriz exhibe cor bruno avermelhado (7.5 YR 4/4) com predomínio de argila siltosa e muito pobremente selecionado. Esta unidade possui ausência de gradação com clastos de tamanho grânulo a seixo médio e contato erosivo com a unidade subjacente. Assim, interpreta-se por fácies maciça de lama cascalhosa aluvial ( $m_1\text{GyM-A}$ ).

A unidade 19 tem estrutura de corte e preenchimento, matriz suportada e espessura média de 30 cm. A matriz exhibe cor bruno muito escuro (7.5 YR 2.5/2) com textura silte argiloso e muito pobremente selecionado. Esta unidade possui ausência de gradação com concentração de clastos de riolito subangulares de baixa esfericidade, predominando o tamanho da classe matacão (64,1 a 256 mm). Os clastos são provenientes exclusivamente do riolito empregando a característica monomítica. Os clastos estão completamente alterados (classe I) com cor cinza muito claro (N8) variando a clastos com centro inalterado maior do que o córtex de alteração (classe II), cujo centro apresenta cor cinza médio (N5). A unidade apresenta contato erosivo com a camada subjacente. Nesse sentido, trata-se de fácies maciça de lama cascalhosa aluvial organomineral ( $m_1\text{GyM-A}$ ).

A unidade 20 é caracterizada por estruturas de corte e preenchimento. Apresenta predominantemente cascalho suportado, passando lateralmente para cascalho com matriz suportada. Espessura média de 40 cm, matriz cor bruno muito escuro (7.5 YR 2.5/3), textura silte argilosa com classe submodal de silte argilo-arenosa e muito pobremente selecionada. Esta unidade possui ausência de gradação com concentração de clastos de riolito angulares de baixa esfericidade prevalecendo o tamanho da classe bloco (32,1 a 64 mm). Os clastos estão completamente alterados (classe I) com cor cinza muito claro (N8) variando a clastos com centro inalterado maior do que o córtex de alteração (classe II), cujo centro apresenta cor

cinza médio (N5). A unidade apresenta contato erosivo com a camada inferior. Dessa forma, interpreta-se por fácies maciça de cascalho lamoso aluvial organomineral ( $m_2MyG-A$ ).

A unidade 21 é similar à camada 19, mas apresenta espessura média de 50 cm, matriz com cor bruno muito escuro (7.5 YR 2.5/2), textura exclusiva de argila siltosa. Também se diferencia por apresentar clastos de tamanho grânulo a seixo médio. Nesse sentido, trata-se de fácies maciça de lama cascalhosa aluvial organomineral ( $m_1GyM-A$ ).

A unidade 22 apresenta estruturas de corte e preenchimento, apresenta espessura média de 20 cm. A matriz exibe cor preta (7.5 YR 2.5/1) com textura variando de argila siltosa a silte argiloso, muito pobremente selecionado e contato erosivo com a camada subjacente. Desse modo, representa fácies maciça de lama cascalhosa aluvial organomineral ( $m_1GyM-A$ ).

A unidade 23, em relação à unidade 19, diferencia-se pela espessura média de 65 cm, matriz bruno escuro amarelado (10 YR 3/6), bem como estrutura de corte e preenchimento (canal) com até 1,20 m de profundidade. Ao longo da seção estratigráfica, na base da unidade 23 ocorrem pontos com clastos suportados, prevalecendo o tamanho matacão. Nesse sentido, trata-se de fácies maciça de lama cascalhosa aluvial organomineral ( $m_1GyM-A$ ).

A unidade 24 possui espessura média de 20 cm, matriz cor preta (7.5 YR 2.5/1), predominando textura argila siltosa com classe submodal de silte argiloso e contato erosivo com as unidades inferiores. A unidade 24 tem concentração de clastos prevalecendo tamanhos de grânulo a seixo médio, ao longo da unidade, com clastos isolados de tamanho matacão. Apresenta bioturbação com presença de raízes associada à vegetação atual. Dessa forma, interpreta-se como fácies maciça de lama cascalhosa aluvial organomineral ( $m_1GyM-A$ ).

A unidade 25 apresenta estruturas de corte e preenchimento e matriz suportada. A unidade 25 tem espessura média de 80 cm, matriz cor preta (7.5 YR 2.5/1), predominando textura argila siltosa, muito pobremente selecionada e contato erosivo com as camadas inferiores. No final da seção estratigráfica a SW ocorrem clastos suportados, prevalecendo o tamanho matacão. Há bioturbação com presença de raízes associada à vegetação atual. Esta unidade se encontra parte enterrada e parte em superfície (solo atual). Desse modo, interpretou-se por fácies maciça de lama cascalhosa aluvial organomineral ( $m_1GyM-A$ ).

A unidade 26 apresenta características semelhantes à camada 24, mas distingue-se por cor preta (10 YR 2/1), 15 cm de espessura média e clastos isolados de tamanho bloco. Dessa maneira, trata-se de fácies maciça de lama cascalhosa aluvial organomineral ( $m_1GyM-A$ ).

A unidade 27 tem espessura média de 50 cm, matriz cor preta (10 YR 2/1) e predomina silte argiloso com classe submodal de argila siltosa. Ocorre clastos isolados de

tamanho matacão e presença de bioturbação associada à vegetação atual. Desse modo, trata-se de fácies maciça de lama cascalhosa aluvial organomineral ( $m_1GyM-A$ ).

A unidade 28 possui 20 cm de espessura média e cor preta (7.5 YR 2.5/1). Ocorre clasto com tamanho matacão e presença de bioturbação associada à vegetação atual. Desse modo, trata-se de fácies maciça de lama cascalhosa aluvial organomineral ( $m_1GyM-A$ ).

Em síntese foram identificadas 13 unidades fácies coluvial truncadas (Figura 24) com espessura média de 5 a 75 cm. A fácies coluvial apresenta subclassificações como fácies coluvial retrabalhada, unidades 4 e 7 e fácies coluvial pedogenizada, unidades 5 e 9. Quanto à fácies aluvial foram identificadas 15 unidades com espessura média de 5 a 80 cm. A fácies aluvial apresenta subclassificações caracterizadas como fácies aluvial pedogenizada, unidades 14 e 16; fácies aluvial retrabalhada, unidades 13, 15 e 17 e fácies organomineral, unidades 19 a 28.

A fácies coluvial retrabalhada, bem como a fácies aluvial retrabalhada são caracterizadas como linhas de pedra. Há diferentes situações para explicar a gênese das linhas de pedra (HIRUMA, 2007). No entanto, nesta seção estratigráfica, a deposição destas camadas entre duas unidades estratigráficas torna evidente tratar-se de uma feição geogenética residual. Nesse sentido, a lâmina de água de enxurradas (*sheetwash*) retrabalha o material previamente depositado, transportando os finos e concentrando os clastos grossos (AB'SÁBER, 1966; PAISANI et al., 2012).

A subclassificação pedogenizada, para ambas as situações, fácies coluvial e fácies aluvial, com desenvolvimento de paleo-horizonte A pode registrar atributos do ambiente de formação. Não é sempre correto assumir que o último episódio de pedogênese sucede imediatamente o mais antigo, eventos de soterramento e exumação podem intervir. Para Catt (1991) essa situação de solos e perfis curtos, enterrado ou não, representando o agrupamento de duas ou mais unidades estratigráficas de solo podem ser poligenéticos. Contudo, quando traçado lateralmente as partes superiores das unidades de solos poligenéticos devem em algum lugar ser separado por depósitos, representando o período de intervalo. Dois solos separados por um depósito tão fino que foi todo modificado pelo último episódio pedogenético constitui um pedocomplexo (CATT, 1991). Reconhecido à fácies coluvial, unidades 5 e 9, bem como a fácies aluvial, unidades 14 e 16, como pedocomplexo ou solo poligenético.

Em relação à matriz organomineral, esta apresenta escurecimento do material mineral pela adição de matéria orgânica e húmus, cujo fenômeno constitui a melanização (SCHAETZL & ANDERSON, 2005).

A gênese da fácies coluvial está associada a movimentos de massa como deslizamento em superfície plana e fluxo do tipo lâmina de água (*sheetwash*). Como visto à vertente é retilínea, íngreme com declividade de 35° e o sentido de mergulho da rocha está a NW, mesmo sentido da vertente. Assim, estas características favorecem o movimento de massa. A fácies aluvial apresenta depósito resultante extremamente mal selecionado com clastos de grandes dimensões como matacões, ausência de gradação e estruturas de corte e preenchimento. Essas evidências são indicadores que a gênese da fácies aluvial está associada a movimentos de massa como fluxos de detritos (GANI, 2004).

Para comparação, é apresentado os resultados agrupados, primeiro, pela interpretação qualitativa da janela 4 em fácies coluvial e fácies aluvial. Segundo, por interpretação quantitativa, constando de dendrograma com agrupamento de dados granulométricos da matriz da janela 4 (APÊNDICE C) em fácies coluvial e fácies aluvial (Figura 25).

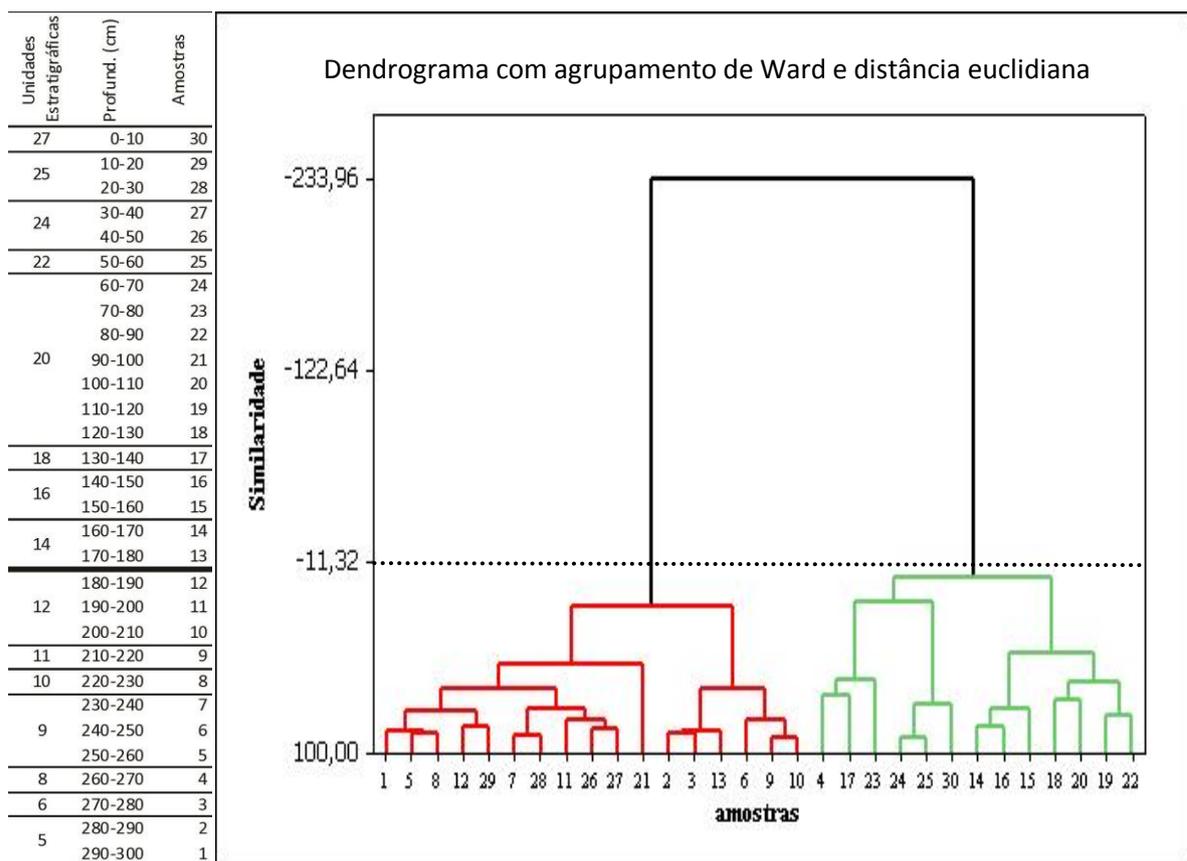


Figura 25. Dendrograma dos dados granulométricos da janela 4 agrupados em fácies coluvial e fácies aluvial. Linha pontilhada: delimitação dos 2 grupos. Grupo vermelho: fácies coluvial. Grupo verde: fácies aluvial.

No quadro que acompanha o dendrograma é mostrado as unidades estratigráficas da janela 4 e a profundidade das amostragens. Observa-se que as unidades estratigráficas 5 a 12

são fácies coluvial e contam com 12 amostras (1-12). Já as unidades estratigráficas 14 a 27, fácies aluvial, contam com 18 amostras (13-30).

No dendrograma, a linha pontilhada separa 2 grupos. Os quais são formados pelo agrupamento das amostras em fácies coluvial e fácies aluvial. O grupo vermelho representa à fácies coluvial e o grupo verde a fácies aluvial. O dendrograma mostra que a fácies coluvial agrupou a unidade estratigráfica 24, 25 e isoladamente as amostras 13 e 21, as quais não convergem com a organização quantitativa da tabela. Já a fácies aluvial conteve a unidade 8, cuja camada também não converge com a organização qualitativa da tabela. Apesar destas unidades estratigráficas e algumas amostras isoladas, observa-se no dendrograma que o agrupamento de fácies coluvial e fácies aluvial convergem com a interpretação com base na descrição física.

Os métodos de variância buscam gerar grupos que possam minimizar a variância dentro destes grupos. Para Landim (2010), dentre estes métodos, está o de Ward, que minimiza o quadrado da distância euclidiana às médias dos grupos.

A mudança de fácies coluvial para fácies aluvial documenta uma evolução de ambiente deposicional de rampa de colúvio, entre as unidades 1 a 13, para de leque aluvial, entre as unidades 14 a 28. A rampa de colúvio ocorre ao longo da encosta enquanto o leque aluvial se desenvolveu na desembocadura de canal de 1ª ordem.

#### 5.4 GEOCRONOLOGIA DE FÁCIES COLUVIAL E FÁCIES ALUVIAL

Para a geocronologia das fácies coluvial e aluvial foram obtidas as idades do  $^{14}\text{C}$  das unidades estratigráficas 3 (carvão), 14 (matéria orgânica contida em horizonte A) e 19 (matriz organomineral enterrada). Tais idades foram correlacionadas com o respectivo estágio isotópico marinho (EIM) e a época geológica.

Tabela 1. Idades do  $^{14}\text{C}$  da HS12.

Laboratório	Material submetido	U*	Prof. (cm)/J*	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$^{14}\text{C}$ anos AP	$^{14}\text{C}$ cal. anos AP
Beta-351570	sedimento organomineral	19	120-130/J13	-19,6	19.840 ± 80	23.550 a 23.880
UGAMS#8876	horizonte A	14	170-180/J4	-22,9	23.800 ± 50	28.306 a 29.080
Beta-351569	carvão	3	280-290/J13	-24,6	28.880 ± 160	33.030 a 33.860

U\*: unidade estratigráfica. Prof. (cm)/J\*: profundidade em cm por janela de amostragem.

A idade obtida a partir do sedimento organomineral foi de 19.840 anos AP (23.550 a 23.880 anos cal. AP), correspondente a passagem do EIM 3 para o EIM 2, representando a passagem para o Último Máximo Glacial – UMG, ou LGM em inglês (CORTESE & ABELMANN, 2002). Enquanto a idade obtida a partir do horizonte A foi de 23.800 anos AP (23.306 a 29.080 anos cal. AP), correspondente ao EIM 3, referido como Pleistoceno na escala de tempo geológico (CORTESE & ABELMANN, 2002). Já a idade obtida a partir do carvão foi de 28.880 anos A.P. (33.030 a 33.860 anos cal. A.P.), correspondente ao EIM 3 (Figura 26), referido como Pleistoceno na escala de tempo geológico (CORTESE & ABELMANN, 2002).

Para a seção estratigráfica HS12 observa-se 2 estágios isotópico marinho. Pelas datações do  $C^{14}$  ocorrem o EIM 3 e o EIM 2. A unidade estratigráfica 3 apresenta 33.860 anos AP, corresponde ao EIM 3 e à época geológica Pleistocênica, bem como apresenta vegetação lenhosa ( $C_3$ ). A razão isotópica desta unidade estratigráfica acompanha o resultado de datação do  $14C$ . Quanto a razão isotópica das unidades estratigráficas 14 e 19 que acompanham a datação coincidem com os resultados de  $\delta^{13}C$  obtidos na janela 4 (APÊNDICE I). Em relação à unidade estratigráfica 14, esta apresenta 29.080 anos AP, corresponde ao EIM 2 da época geológica Pleistocênica e também apresenta vegetação lenhosa ( $C_3$ ), mas a partir desta camada inicia-se a tendência a mudança da vegetação. Para a unidade estratigráfica 19, embora o material datado seja sedimento organomineral e possa representar idade mais recente, é importante porque marca a mudança do EIM 3 para o EIM 2 correlata com a mudança de vegetação. Na unidade estratigráfica 19 a idade é 23.800 anos AP e detecta-se a passagem do EIM 3 para o EIM 2, bem como apresenta-se na transição do padrão vegetal  $C_3$  (árvores/arbustos) para  $C_4$  (gramíneas).

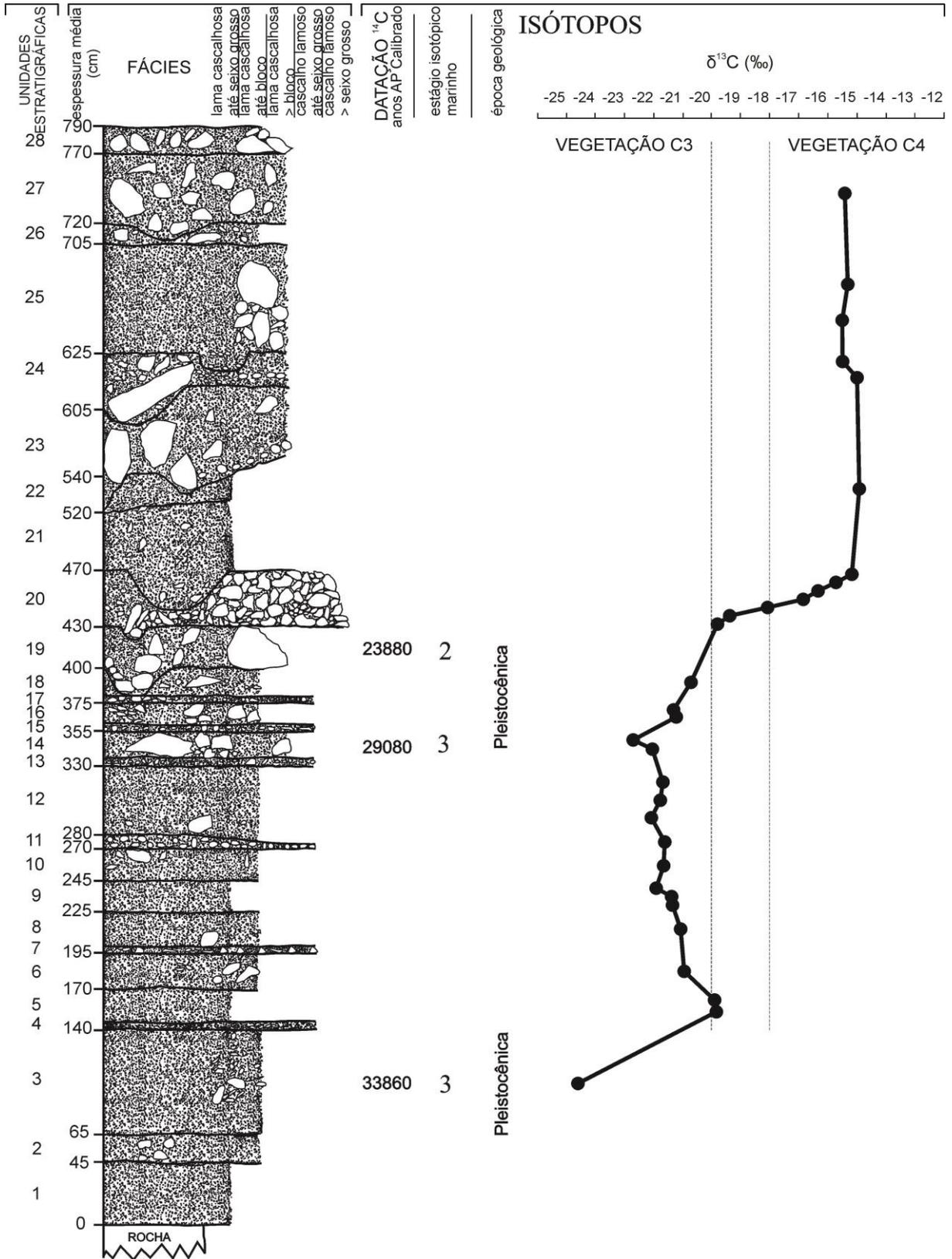


Figura 26. Seção colunar composta do depósito da área de estudo com os resultados de datação do  $^{14}C$  e composição isotópica do carbono.

Nesse sentido, observa-se na figura 31 que até 33.860 anos AP há 3 momentos de coluvionamento e a vegetação era lenhosa ( $C_3$ ). Por volta de 29.080 anos AP a pedogênese ocorre de maneira contínua, mas é intercalada por eventos de coluvionamento com desenvolvimento de horizonte A. Até 23.800 anos AP ocorre a abertura da vegetação com diminuição de vegetação lenhosa ( $C_3$ ), iniciando cerca de 29.080 anos AP, no EIM 3, cujo processo é concluído no EIM 2.

Os estágios isotópico marinho 3 e 2 estão localizados temporalmente na época geológica pleistocênica. Ressalta-se que o EIM 3 é caracterizado como interestádio ou um evento global com temperaturas mais elevadas dentro de um estágio glacial. Já o EIM 2 representa a volta ao resfriamento com temperaturas inferiores daquelas que predominavam no EIM 3, caracterizando-se como Último Máximo Glacial (UMG) e no qual as calotas polares estavam mais extensas (CORTESE & ABELMANN, 2002).

Mudanças no tipo e no fornecimento de sedimentos do depósito pode indicar mudança climática significativa, devido afetar o regime hídrico, sendo quase sempre acompanhada pela mudança de vegetação que, por sua vez, provoca processos morfogenéticos (BEHLING et al., 2004; THOMAS, 2008).

Devido à estratigrafia da seção HS12, na qual a fácies aluvial apresenta canais com 1,20 m de profundidade e clastos mais grossos em relação à fácies coluvial, infere-se que o EIM 2 representou um clima mais seco, com precipitações concentradas em determinados períodos semelhante a ambientes semiáridos, justificando os canais e os clastos mais grossos da fácies aluvial da seção estratigráfica HS12. Nesse período da gênese da fácies aluvial, as florestas foram reduzidas a campos pela baixa temperatura e precipitações.

## 5.5 RAZÃO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO ( $\delta^{13}C$ )

Os resultados de  $\delta^{13}C$  (janela de amostragem 4 – Figura 14) é apresentada ao lado da estratigrafia da HS12 (Figura 26). Para isso, as unidades estratigráficas da HS12 foram empilhadas e classificadas em fácies (GUIBAUDO, 2002). Enfatiza-se que as unidades estratigráficas de 1-13 são fácies coluvial e 14-28 fácies aluvial.

Em relação ao  $\delta^{13}C$ , os resultados são expressos em relação ao padrão internacional Pee Dee Belemnite (PDB) usando as notações convencionais  $\delta$  (‰). Nesse sentido, os resultados apresentam valores entre -14,92 ‰ e -22,70‰. Valores menores que -20‰

predominam na fácies coluvial e valores maiores que -17‰ predominam na fácies aluvial. Para fim de consulta, os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  da janela 4 estão apresentados no APÊNDICE H.

A vegetação  $\text{C}_3$  ou  $\text{C}_4$  está relacionada ao tipo de fotossíntese. Valores menores que -20‰ representam vegetação com padrão fotossintético  $\text{C}_3$  (árvores e arbustos), enquanto valores maiores que -17‰ está associada à vegetação com padrão tipo  $\text{C}_4$  (gramíneas) (PESSENDA et al., 1996; Pessenda, 2005). Nesse sentido, observa-se na figura 29 que a partir da unidade estratigráfica 5 há tendência no aumento da vegetação lenhosa ( $\text{C}_3$ ). A partir da unidade estratigráfica 14 inicia-se uma tendência de mudança da vegetação. A mudança e o estabelecimento da vegetação de gramíneas ( $\text{C}_4$ ) ocorre a partir da unidade estratigráfica 20.

Para a fácies aluvial, unidades estratigráficas 14 a 28, ocorrem clastos maiores em relação à fácies coluvial, bem como estruturas de corte e preenchimento. Nesse sentido, a sedimentação destas unidades aluviais podem ter ocorrido de duas maneiras: 1) a mudança da vegetação lenhosa para gramíneas desprotegeu a formação superficial e desencadeou intenso processo morfogenético; 2) precipitação torrencial ainda mais pronunciada que nos eventos catastróficos que geraram a fácies coluvial, provocando intenso processo morfogenético neste local; ou a combinação de ambas. Devido as estruturas de corte e preenchimento (paleocanal), igual ao da unidade estratigráfica 23 com até 1,20 m de profundidade, acredita-se que ambas as maneiras tenham atuado na gênese da fácies aluvial.

## 6 CONCLUSÃO

A tectônica e as mudanças ambientais são os principais fatores que influenciam na formação e no desenvolvimento de leques aluviais. Dessa maneira, através do estudo deste leque aluvial é possível compreender alguns aspectos da evolução regional. Nesse sentido, para a formação do leque aluvial admite-se a alteração no fornecimento de sedimentos através da variação do nível de base de erosão. Bem como há possibilidade para a formação do leque aluvial através de alteração no fornecimento de sedimentos por mudança ambiental.

Para isso foi delimitado como objetivo geral caracterizar o quadro evolutivo do leque aluvial em desembocadura de canal de 1ª ordem hierárquica, bacia do Rio Chopim, Superfície 2. Em específicos buscou-se identificar indícios de tectônica na área; caracterização de unidades estratigráficas; identificação de processos deposicionais; registrar possível ocorrência de mudança na cobertura vegetal da área e estabelecer correlação cronológica com eventos paleoclimáticos globais do Quaternário Superior.

O leque aluvial se desenvolveu na desembocadura de canal de 1ª ordem hierárquica da bacia do rio Cerro Chato (4ª ordem hierárquica), um dos afluentes do rio Chopim (Principal sistema hidrográfico da área). O leque aluvial apresenta canal intermitente que assenta-se em vertentes retilíneas com gradiente topográfico decrescente em direção ao setor proximal. O gradiente topográfico do canal apresenta 0,25 m/m e declividade maior que 10°. Quando o canal adentra na base do leque aluvial, este exibe gradiente topográfico maior que 0,026 m/m e declividade maior que 1,5° e adquire padrão distributário.

Os registros sedimentares do leque aluvial, vertente e da cabeceira de drenagem que capta água para o canal de 1ª ordem apresentam materiais com diferentes granulometria e espessura. No leque aluvial ocorre estratificação espessa, dos quais foram reconhecidos estratos pedogenizados. Esses estratos foram identificados como paleossolos enterrados, cuja maioria corresponde a horizontes A. Os sedimentos do leque aluvial expriam-se no fundo de vale de 4ª ordem e interdigitam-se com sedimentos da várzea do rio Cerro Chato. Esse fenômeno é comum com os sedimentos coluviais das vizinhanças do leque aluvial. Os sedimentos de fundo do canal, na interseção entre a vertente e a facies proximais do leque aluvial, apresenta depósito de clastos suportados com tamanho maior que matacão. A partir das fácies proximal, em direção montante, o canal apresenta-se em vale em “V” escavando o substrato rochoso. Ao longo do canal são comuns degraus estruturais responsáveis por mudanças locais no gradiente do canal e conseqüentemente, pequenos alvéolos com sedimentação aluviail. Já na cabeceira do canal de 1ª ordem, em transição com a cabeceira de

drenagem, os materiais são colúviais com cerca de 1 m de espessura. Tais informações sugerem que na área houve interações entre mudanças do nível de base e fluxos de sedimentos de forma contínua ao longo do tempo, com seguidas fazes de formação de solos (pedocomplexo).

As informações obtidas com técnicas de fotointerpretação, *ground penetrating radar* (GPR) e a geometria das unidades estratigráficas, são importantes indicadores circunstanciais de movimentos tectônicos controlando a acomodação dos materiais no leque aluvial. Um dado importante é o fato do canal de 1ª ordem estar alinhado na direção NW, justamente acompanhando as principais linhas estruturais reconhecidas macroscopicamente. Esse lineamento determinou o limite de acomodação dos sedimentos do leque aluvial nos setores medianos e distal.

Assim, pela convergência de indicadores de tectônica como anomalias na orientação das juntas, espessamento do depósito a partir do lineamento negativo sobre o canal de 1ª ordem e sutis rupturas de declive na rocha sob o depósito é inferido que tenha ocorrido movimento tectônico do tipo meio-gráben anterior ao desenvolvimento do leque aluvial, mas sem condições de especificar quando ocorreu. Nesse sentido, para confirmar tal inferência de meio-gráben é necessário mais estudos. Posteriormente, é verificada deposição de fácies colúvial.

Os registros estratigráficos revelaram 28 unidades, sendo 6 pedogenizadas, das quais 5 correspondem paleossolos truncados e enterrados. As unidades com textura lamosa são encontradas na base do depósito com 4 eventos de pedogênese. Já no topo do depósito há sedimentos conglomeráticos e estruturas de corte e preenchimento. Tais características sugerem duas gerações de processos sedimentares. A primeira relacionada a colúvios gerados antes do estabelecimento do canal de 1ª ordem, quando o setor estudado correspondia a um segmento de rampa de colúvio. O segundo momento a instalação do canal de 1ª ordem e consequente desenvolvimento de sedimentos aluviais vinculados a canal distributário.

Para o primeiro momento, se infere a ocorrência de movimento tectônico tipo meio-gráben gerando uma área deprimida que funcionou como armadilha para a sedimentação das encostas. Já no segundo momento, a ocorrência de mudanças ambientais, afetando o regime hídrico, sendo acompanhada pela mudança de vegetação C<sub>3</sub> para C<sub>4</sub> que, por sua vez, provoca processos morfogenéticos. Simultânea a mudança da vegetação ocorre à fácies aluvial.

O segundo momento, mudanças ambientais e a gênese da fácies aluvial ou leque aluvial, foi identificado através do estabelecimento da seção estratigráfica HS12 para amostragens. Utilizou-se de técnicas de análise de  $\delta^{13}\text{C}$ , datação do  $^{14}\text{C}$  e métodos de

estratigrafia. Nesse sentido, identifica-se mudança de fácies coluvial para fácies aluvial documentando uma evolução de ambiente deposicional de rampa de colúvio, entre as unidades 1 a 13, para de leque aluvial, entre as unidades 14 a 28 da seção estratigráfica HS12. A rampa de colúvio ocorre ao longo da encosta enquanto o leque aluvial se desenvolveu na desembocadura de canal de 1ª ordem.

Levando em consideração as unidades estratigráficas caracterizadas na seção HS12 e comparando com resultados obtidos em outras seções estratigráficas nas proximidades, pode-se traçar um quadro evolutivo para o leque estudo. O gradiente topográfico entre a colina em que se desenvolveu o canal de 1ª ordem e o fundo de vale de 4ª ordem pode ter sido gerado por movimentação tectônica formando um meio-gráben durante o Quaternário. Sedimentos coluviais passaram a assentar nessa zona de acomodação na forma de coalescentes leques coluviais formando rampa de colúvio. Os sedimentos lamonosos sugerem que a área fonte, topo da colina, haviam solos bem desenvolvidos. Os eventos deposicionais foram intercalados com paleossolos, sobretudo com horizontes A húmico. Esses horizontes tiveram seu desenvolvimento durante o MIS3 (Último Interstadial). A sedimentação se manteve contínua durante o MIS2 (Último Máximo Glacial). Não se sabe se durante o MIS 2 ou já no MIS 3 (Holocênio) se desenvolveu-se canal de 1ª. ordem hierárquica e a sedimentação aluvial em sistema distributário. Nesse momento foram transportados materiais sobre alta energia, formando as unidades conglomeráticas do topo do depósito. É possível que as faces aluviais tenha se desenvolvido em regime climático mais seco, pois nesse período os dados isotópicos do carbono registram uma passagem de floresta para campo.

Por fim, a mudança de fácies entre sequencia coluvial e aluvial, bem como estruturas de corte e preenchimento sugerem: 1) a mudança da vegetação lenhosa para gramíneas desprotegeu a formação superficial e desecadeou intenso processo morfogenético; 2) precipitação torrencial ainda mais pronunciada que em eventos catastróficos que geraram a fácies coluvial, provocando intenso processo morfogenético neste local; ou a combinação de ambas. Devido as estruturas de corte e preenchimento (paleocanal), igual ao da unidade estratigráfica 23 com até 1,20 m de profundidade, acredita-se que ambas as maneiras tenham atuado na gênese da fácies aluvial.

## REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte sub-superficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. **Notícia Geomorfológica**, n.11, p.59-80, 1966.
- AB'SÁBER, A. N. **Os Domínios de Natureza no Brasil potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.
- ALMEIDA, F. F. M. O Planalto basáltico da Bacia do Paraná. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 24, p. 03-34, 1956.
- ASSINE, M. L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brasil. **Geomorphology**, n. 70, p. 357-371, 2005.
- ASSINE, M. L. Ambiente de leques aluviais. In: SILVA, A. J. C. L.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. C. (Orgs.). **Ambientes de sedimentação siliclástica do Brasil**. SP: Beca, 2008. p. 52-71.
- BANCO DE DADOS DA MINERALOGICAL SOCIETY OF AMERICA. **Handbook of mineralogy**. Disponível em: <<http://www.handbookofmineralogy.org>>. Acesso em: 11 outubro 2012.
- BANCO DE DADOS DE MINERAIS DA UNESP. **Museu Heinz Hebert**. Disponível em: <<http://www.rc.unesp.br/museudpm/>>. Acesso em: 24 agosto 2012.
- BANCO DE DADOS DE MINERAIS. **Mineralienatlas**. Disponível em: <<http://www.mineralienatlas.de>>. Acesso em: 11 outubro 2012.
- BEHLING et al. 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. **Paleo**, n. 203, p. 277-297, 2004.
- BERTOLDO, E. **Registro Paleoambiental em cabeceira de drenagem inscrita no remanescente de superfície aplainada VIII (A.R.I.E. do Buriti – SW PR)**. 2010. 79 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Francisco Beltrão, 2010.
- Beta Analytic Inc. **Introdução da determinação de radiocarbono pelo acelerador de espectrometria de massa**. Sem ano. Disponível em: <<http://www.radiocarbon.com/portugues/acelerador-massa-espectrometria.htm>>. Acesso em: 15 julho 2013.
- BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. Contribution the study of the Brazilian Quaternary. **The Geological Society of America**, n. 84, p. 433-451, 1965.
- BLIKRA, L. H. & NEMEC, W. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic Record. **Sedimentology**, n. 45, p. 909-959, 1998.

BLISSENBACH, E. Geology of Alluvial Fans in Semiarid Regions. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 65, p. 175-190, 1954.

BOLDRINI, I. I. (Org.). **Biodiversidade dos Campos do Planalto das Araucárias**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2009.

BRANCACCIO, L. et al. **Carta geomorfológica D'Itália 1:50.000 – guia ao rilevamento**. Servizio Geológico Nazionale, Quaderni Serie III, vol. 4, 1994.

BULL, W. B. Alluvial-fan deposits in western Fresno Couty, California. **The Journal of Geology**, v. 71, n. 2, p. 243-251, 1963.

BULL, W. B. Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic Record. In: HAMBLIN, W. K. & RIGBY, J. K. (Eds.). Recognition of Ancient Sedimentary Environments. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, Publicação Especial n. 16., p. 63-83, 1972.

CAMARGO, M. G. Sysgran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n. 2, p. 371-378, 2006.

CATT, John A. Soils as indicators of Quaternary climatic change in mid-latitude regions. **Geoderma**, n. 51, p. 176-187, 1991.

CHERKINSKY, A. et al. Status of the MAS facility at the University of Georgia. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research**, n. 268, p. 867-870, 2010.

CHMYZ, L. **Aspectos vulcanogênicos das rochas ácidas do tipo Palmas da Província Magmática do Paraná aflorantes no sudoeste paranaense**. Curitiba, 2013. 132 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Paraná.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 2ª edição, 1980.

CORRÊA, A. C. B. Antropogênese e morfogênese sob a ação de eventos climáticos de alta magnitude no semiárido pernambucano: o caso da Bacia do Riacho Salgado. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n.3, p. 25-36, 2011.

CORTESE, G. & ABELMANN, A. Radiolarian-based paleotemperatures during the last 160 kyr at ODP Site 1089 (Southern Ocean, Atlantic Sector). **Paleo**, n. 182, p. 259-286, 2002.

DORN, R. I. et al. Isotopic evidence for climatic influence on alluvial-fan development in Death Valley, California. **Geology**, v. 15, p. 108-110, 1987.

DRAMIS, F. & BISCI, C. **Cartografia geomorfológica – Manuale de introduzione al rilevamento el ala rappresentazione degli aspetti fisici del territorio**. Bolonha: Pitagora Editrice, 215 p., 1998.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: EMBRAPA-SPI, 2006.

EMBRAPA Geoportal Digital. **Carta de solos do Estado do Paraná - Folha SG.22-Y-B - MIR - 517**, 2008. Escala 1:250.000. Disponível em: <<http://mapoteca.cnps.embrapa.br/>>. Acesso em: 15 julho 2013.

Folk R.L. & Ward W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27, p. 3-26, 1957.

FORTES, E. **Geomorfologia do Baixo Curso do Rio Ivinhema, MS: uma abordagem morfogenética e morfoestrutural**. Rio Claro, 2013. 298 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Estadual Paulista.

FORTES, E. et al. Anomalias de drenagem e controles morfotectônicos da evolução do terraços do Baixo Curso do Rio Ivinhema – MS. **Geociências**, v. 26, n. 3, p. 249-261, 2007.

GAMBERI, F. & ROVERE, M. Architecture of a modern transient slope fan (Villafranca fan, Gioia basin – Southeastern Tyrrhenian Sea). **Sedimentary Geology**, n. 236, p. 211-235, 2011.

GANI, M. R. From turbid to lucid: a straightforward approach to sediment gravity flows and their deposits. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, v. 2, n. 3, p. 4-8, 2004.

GAWTHORPE, R. L. & M. R. LEEDER. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. **Basin Research**, n. 12, p. 195-218, 2000.

GERARDI, L. H. O.; SILVA, B. C. N. **Quantificação em Geografia**. São Paulo: Difel, 1981.

GHIBAUDO, G. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their Field description and classification. **Sedimentology**, v.39, p.423-454, 1992.

GUEDES, I. C. et al. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista UnG – Geociências**, v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.

GUERRA, S. **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**. Francisco Beltrão, 2012. 102 f.. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual do Oeste do Paraná.

HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; WALKER, R.G. Structures and sequences in clastic rocks. Calgary: **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, Short Course, 9ª ed., 249 p., 1982.

HARVEY, A. M. Differential effects of base-level, tectonic setting and climatic change on Quaternary alluvial fans in the northern great Basin, Nevada, USA. In: HARVEY, A. M.; MATHER, A. E.; STOKES, M. (Eds.). **Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics**. Londres: Geological Society, Edição Especial n. 251, p. 117-131, 2005.

HARVEY, A. M. Alluvial Fan. In: GOUDIE, A. S. (Ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**. Nova York: Routledge, v. 1, p. 15-19, 2006. International Association of Geomorphologists.

HARVEY, A. M. The coupling status of alluvial fans and debris cones: a review and synthesis. **Earth Surface Processes and Landforms**, 2011. DOI: 10.1002/esp.2213

HAUGHTON, P. et al. Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance. **Marine and Petroleum Geology**, n. 26, p. 1900-1918, 2009.

HIRUMA, S. T. Revisão dos conhecimentos sobre o significado das linhas de seixos. *Revista do Instituto Geológico, SP*, n.27-28, v.1/2, p.53-64, 2007.

HOOKE, R. L. Process on Arid-region Alluvial Fans. **Journal Geology**, v. 75, p. 438-430, 1967.

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

INSTITUTO AGRONÔMICO DO PARANÁ - IAPAR. Médias de precipitação e de temperatura de 1979 a 2012 da estação meteorológica de Palmas - Cód. 02651043. Disponível em: <[http://www.iapar.br/arquivos/Image/monitoramento/Medias\\_Historicas/Palmas.htm](http://www.iapar.br/arquivos/Image/monitoramento/Medias_Historicas/Palmas.htm)>. Acesso em: 13 jan. 2013.

Instituto de terras, cartografia e geociências - ITCG. Clima - Estado do Paraná, 2008. 1 mapa. Escala 1:2.000.000. Disponível em: <<http://www.itcg.pr.gov.br>>. Acesso em: 15 julho 2013.

Instituto de terras, cartografia e geociências - ITCG. Formações fitogeográficas - Estado do Paraná, 2009. 1 mapa. Escala 1:2.000.000. Disponível em: <<http://www.itcg.pr.gov.br>>. Acesso em: 15 julho 2013.

LANDIM, P. M. B. et al. Introdução a confecção de mapas pelo software SURFER. DGA, IGCE, UNESP/Rio Claro, Lab. Geomática, Texto didático 08, 21 pp., 2002. Disponível em <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/DIDATICOS/textodi.html>>. Acesso em 21 julho 2013.

LANDIM, P. M. B. Introdução à análise estatística de dados geológicos multivariados. DGA, IGCE, UNESP/Rio Claro, Texto didático 15, 229 pp., 2010. Disponível em <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/DIDATICOS/textodi.html>>. Acesso em 21 julho 2013.

LEEDER, M.R. & GAWTHORPE, R.L. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: Coward, M.P., Dewey, J.F. & HANCOCK, P.L. (eds.). Continental extensional tectonics. **Geological Society of London**, special publication n. 28, p. 139-152, 1987.

LIMA, J. G. G. de. **Ocorrência e gênese de derrame alterado sob rocha sã no Planalto de Palmas (PR)/Água Doce (SC)**. Francisco Beltrão, 2013. 170 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual do Oeste do Paraná.

LORENZINI, G & MAZZA, N. **Debris flow: phenomenolgy and rheological modeling**. The United Kingdon: WIT Press, 202 p., 2004.

MATHER, A. E. & HARTLEY, A. Flow events on a hyper-arid alluvial fan: Quebrada Tambores, Salar de Atacama, northern Chile. In: HARVEY, A. M.; MATHER, A. E.;

STOKES, M. (Eds.). **Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics**. Londres: Geological Society, Edição Especial n. 251, p. 117-131, 2005.

MEIS, M. R. M.; MONTEIRO, A. M. F. Upper quaternary “rampas”: Doce river valley, southeastern Brazilian plateau. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 23, n. 2, p.132-151, 1979.

MIALL, A. D. **Principles of Sedimentary Basin Analysis**. Springer, 1990.

MONROE, J. S. & WICANDER, R. **The Changing Earth: exploring geology and evolution**. 5ª ed. Cengage Learning, 2009.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature – NACSN. North American Stratigraphic Code. **Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull**, Tulsa, v.89, n.11, p.1547 - 1591, 2005.

NARDY, A. J. R. et al. Geologia e Estratigrafia da Formação Serra Geral. **Geociências, UNESP**, v. 21, n. 1/2, p. 15-32, 2002.

NARDY, A. J. R. et al. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Geociências, UNESP**, v. 38, n. 1, p. 178-195, 2008.

NEMEC, W. & KAZANCI, N. Quaternary colluvium in west-central Anatolia: sedimentary facies and palaeoclimatic significance. **Sedimentology**, n. 46, p. 139-170, 1999.

NICHOLS, G. **Sedimentology & stratigraphy**. Blackwell Science Ltd, 1999, 355pp.

OLIVEIRA, M.A.T. et al. Registro de mudanças ambientais pleistocênicas e holocênicas em depósitos de cabeceira de vale: Campo Alegre, Planalto Norte catarinense (SC). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 3, p. 474-487, 2006.

PAISANI, J. C. **Descontinuidades hidrológicas, escoamento superficial e desenvolvimento de incisões erosivas em áreas de cabeceira de drenagem: estudo de caso na Colônia Quero-Quero, Palmeira (PR)**. Florianópolis, 1998. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina.

PAISANI, J. C. & GEREMIA, F. Evolução de encostas no Planalto Basáltico com base na análise de depósitos de colúvio – médio vale do Rio Marrecas, SW do Paraná. **Geociências, UNESP**, v. 29, n. 3, p. 321-334, 2010.

PAISANI, J. C. et al. Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná/ NW Santa Catarina): primeira aproximação. **Geociências, UNESP**, v.27, n.4., p.541-553, 2008.

PAISANI, J. C. et al. Evolução de Bacias de Baixa Ordem nos 41.000 anos AP – Brasil Meridional. **Mercator, UFC**, v. 11, n. 26, p. 131-148, 2012. DOI: 10.4215/RM2012.1126.0009

PAISANI, J. C. et al. Pedogeochemistry and micromorphology of oxisols – A basis for understanding etchplanation in the Araucárias Plateau (Southern Brazil) in the Late

Quaternary. **Journal of South American Earth Science**, n. 48, p. 1-12, 2013. DOI: 10.1016/j.jsames.2013.07.011

PESSENDA, L. C. R. et al. The use of carbon isotopes ( $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. **Radiocarbon**, v. 38, n. 2, p. 191-201, 1996.

PESSENDA, L. C. R. et al. Isótopos do Carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais, 75-93. In: GOUVEIA, C. R.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005, 382pp.

PIERSON, T. C. & COSTA, J. E. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. **Engineering Geology**, n. 7, p. 1-12, 1987.

PONTELLI, M. E. A técnica de fotointerpretação e sua aplicação aos estudos geomorfológicos. In: ALBA, R. S.; OTSUSCHI, C.; ZIBORDI, A. F. G. **O ensino da Geografia no novo milênio**. Chapecó: Argos, 2002.

PONTELLI, M. E. **Pedomorfoestratigrafia de depósitos de leques aluviais: Bacia do Rio Itpoupava, sul do Estado de Santa Catarina**. Florianópolis, 2005. 220 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina.

PONTELLI, M. E. & PAISANI, J. C. Propriedades micromorfológicas de estágios de alteração em leques aluviais de ambiente subtropical costeiro – sul do Estado de Santa Catarina (Brasil). In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2006, Goiânia. **Disponível em:** <<http://www.labogef.iesa.ufg.br/links/sinageo/articles/>>. Name 031.pdf, 10-Mar-2011, 16:28, 2.2M. Acesso em: 20 janeiro 2014.

PONTELLI, M. E. **Leques aluviais: complexidade das formas e dos modelos associados**. Cascavel: Edunioeste, 2009.

PORSANI, J. L. **Ground Penetrating Radar (GPR): proposta metodológica de emprego em estudos Geológico-Geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado – SP**. Rio Claro, 1999. 145 p. Tese (Doutorado) – Universidade Estadual Paulista.

PORTO, R.. de M. **Hidráulica básica**. 4ª ed. São Carlos: EESC – USP, 2006.

RESTALLACK, G. J. Core concepts of paleopedology. **Quaternary International**, v. 51/52, p. 203-212, 1998.

RODRIGUEZ, R. A. R. **Estágio de intemperismo de perfil laterítico em área subtropical com substrato basáltico – superfície aplainada VI (SW PR)**. Francisco Beltrão, 2011. 68 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual do Oeste do Paraná.

ROSS, J. L. S. & FIERZ, M. de S. M. Algumas técnicas de pesquisa em geomorfologia. In: VENTURI, L. A. B. (org.), **Praticando Geografia: técnicas de campo e laboratório**. São Paulo: Oficina de textos, 2005

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares. **Geonomos**, v. 1, p. 1-15, 1993.

SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, v. 6, p. 55-63, 1998.

SANTOS, F. R. dos. **Condicionamento morfoestrutural do relevo e neotectônica da bacia hidrográfica do Bufadeira – Faxinal/PR**. Maringá, 2010. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá.

SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. **Soils Genesis and geomorphology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

SELBY, J. M. **Hillslope materials and processes**. Oxford: Oxford University Press, 1982.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 24, n. 3, p. 151-158, 1954.

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

STANISTREET, I. G. & McCARTHY, T. S. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. **Sedimentary Geology**, n. 85, p. 115-133, 1993.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 1999.

THOMAS, M. F. The role of etch processes in landform development. **Z. Geomorph**, n. 1, p. 257-274, 1989.

THOMAS, F. M. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Wiley, 1994.

THOMAS, M. F. Landscape sensitivity to rapid environmental change – a quaternary perspective with examples from tropical areas. **Catena**, n. 55, p. 107-124, 2004.

THOMAS, M. F. Understanding the impacts of Late Quaternary climate change in tropical and sub-tropical regions. **Geomorphology**, n. 101, p. 146-158, 2008.

TRZASKOS, B. et al. Eventos tectônicos recorrentes impressos no arcabouço estratigráfico do grupo Itararé na Região de Vila Velha, Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 58, p. 89-104, 2006.

VARGAS, K. B. Caracterização morfoestrutural e evolução da paisagem na Bacia Hidrográfica do Ribeirão Água das Antas – PR. Maringá, 2012. 98 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá.

WEISSMANN, G. S. et al. Factors controlling sequence development on Quaternary fluvial fans, San Joaquin Basin, California, USA. In: HARVEY, A. M.; MATHER, A. E.; STOKES,

M. (Eds.). **Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics**. Londres: Geological Society, Edição Especial n. 251, p. 117-131, 2005.

## APÊNDICE A – TABELA COM DESCRIÇÕES DA HS12

Nas tabelas é apresentada uma síntese das descrições de campo da seção estratigráfica HS12, alguns resultados laboratoriais e de trabalhos em gabinete, bem como a classificação das unidades estratigráficas em fácies.

1. Unidades estratigráficas	2. Estratificação	3. Seleção	4. Cor/descrição	5. Bioherbação	6. Graduação	7. Contato	8. Clastos > 32 mm	8a. Constituinte	8b. Arredondamento/ esfericidade
28	maciça	matriz suportada	7.5yr2.5/1 preto	forte	ausente	erosivo	sim	riolito	
27	maciça	matriz suportada	10yr2/1 preto	forte	ausente	erosivo	sim	riolito	
26	maciça	matriz suportada	10yr2/1 preto	forte	ausente	erosivo	sim	riolito	
25	maciça	matriz suportada	7.5yr2.5/1 preto	forte	ausente	erosivo	sim	riolito	subangular/baixa esfericidade
24	maciça	matriz suportada	7.5yr2.5/1 preto	moderada	ausente	erosivo			
23	maciça	matriz suportada	10yr3/6 bruno escuro amarelado		ausente	erosivo	sim	riolito	subangular/baixa esfericidade
22	maciça	matriz suportada	7.5yr2.5/1 preto		ausente	erosivo			
21	maciça	matriz suportada	7.5yr2.5/2 bruno muito escuro		ausente	erosivo			
20	maciça	clasto suportado	7.5yr2.5/3 bruno muito escuro		ausente	erosivo	sim	riolito	angular/baixa esfericidade
19	maciça	matriz suportada	7.5yr2.5/2 bruno muito escuro		ausente	erosivo	sim	riolito	subangular/baixa esfericidade
18	maciça	matriz suportada	5yr4/4 bruno avermelhado		ausente	erosivo			
17	maciça	matriz suportada			ausente	erosivo			
16	maciça	matriz suportada	10yr2/2 bruno muito escuro		ausente	erosivo	sim	riolito	subangular/baixa esfericidade
15	maciça	matriz suportada			ausente	erosivo			
14	maciça	matriz suportada	10yr2/2 bruno muito escuro		ausente	erosivo	sim	riolito	subangular/baixa esfericidade
13	maciça	matriz suportada			ausente	erosivo			
12	maciça	matriz suportada	7.5yr3/4 bruno escuro		ausente	erosivo			
11	maciça	matriz suportada	7.5yr4/6 bruno forte		ausente	erosivo			
10	maciça	matriz suportada	7.5yr4/6 bruno forte		ausente	erosivo			
9	maciça	matriz suportada	7.5yr3/2 bruno escuro		ausente	erosivo			
8	maciça	matriz suportada	7.5yr4/6 bruno forte		ausente	erosivo			
7	maciça	matriz suportada			ausente	erosivo			
6	maciça	matriz suportada	7.5yr3/4 bruno escuro		ausente	erosivo			
5	maciça	matriz suportada	7.5yr3/3 bruno escuro		ausente	erosivo			
4	maciça	matriz suportada			ausente	erosivo			
3	maciça	matriz suportada	7.5yr4/6 bruno forte	moderada	ausente	erosivo			
2	maciça	matriz suportada	5yr4/6 vermelho amarelado		ausente	erosivo			
1	maciça	matriz suportada	7.5yr3/4 bruno escuro		ausente	erosivo			

1. Unidades estratigráficas	8c. Granulometria	8d. Classes de alteração	8e. Cor	9. Estrutura	10. Consistência	11. Transição inferior	12. Pico de MO.
28	matacão	I e II	N5 e N8				
27	matacão	I e II	N5 e N8				
26	bloco	I e II	N5 e N8				
25	matacão	I e II	N5 e N8				
24	matacão	I e II	N5 e N8				
23	matacão	I e II	N5 e N8				
22							
21							
20	bloco	I e II	N5 e N8				
19	matacão	I e II	N5 e N8				
18							
17							
16	bloco	I	N8	bloccos polidédricos pequenos fracos	friável quando úmida e firme quando seca, ligeiramente plástica e pegajosa	clara e ondulada	94 g/kg-1
15							
14	matacão	I e II	N5 e N8	bloccos polidédricos pequenos fracos	friável quando úmida e firme quando seca, ligeiramente plástica e pegajosa	clara e ondulada	269 g/kg-1
13							
12							
11							
10							
9				bloccos sugangulares grandes fortes	friável quando úmida e firme quando seca, plástica e ligeiramente pegajosa	clara e ondulada	219 g/kg-1
8							
7							
6							
5				bloccos sugangulares grandes fortes	friável quando úmida e firme quando seca, não plástica e não pegajosa	clara e ondulada	216 g/kg-1
4							
3							
2							
1							

Unidades estratigráficas	Espessura média	Textura da matriz	Seleção da matriz	Fácies / descrição	
28	20			m1Gy-M-A	lama cascalthosa aluvial organomineral
27	50	predominou silte argiloso com classe submodal de argila siltosa	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-A	lama cascalthosa aluvial organomineral
26	15			m1Gy-M-A	lama cascalthosa aluvial organomineral
25	80	predominou argila siltosa	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-A	lama cascalthosa aluvial organomineral
24	20	predominou argila siltosa com classe submodal de silte argiloso	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-A	lama cascalthosa aluvial organomineral
23	65	predominou silte argiloso	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-A	lama cascalthosa aluvial organomineral
22	20	variando de argila siltosa a silte argiloso	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-A	lama cascalthosa aluvial organomineral
21	50	exclusivamente argila siltosa	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-A	lama cascalthosa aluvial organomineral
20	40	predominou silte argiloso com classe submodal de silte argilo-arenoso	muito pobremente selecionado	m2My-G-A	cascalho lamoso aluvial organomineral
19	30	silte argiloso	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-A	lama cascalthosa aluvial organomineral
18	20	predominou argila siltosa	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-A	lama cascalthosa aluvial
17	5			m1My-G-A	cascalho lamoso aluvial retrabalhado
16	15	variando de argila siltosa a silte argiloso	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-A	lama cascalthosa aluvial pedogênizada
15	5			m1My-G-A	cascalho lamoso aluvial retrabalhado
14	20	variando de argila siltosa a silte argiloso	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-A	lama cascalthosa aluvial pedogênizada
13	5			m1My-G-C	cascalho lamoso coluvial retrabalhado
12	50	predominou silte argiloso	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-C	lama cascalthos coluvial
11	10	exclusivamente argila siltosa	muito pobremente selecionado	m1My-G-C	cascalho lamoso coluvial retrabalhado
10	25	predominou argila siltosa	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-C	lama cascalthosa coluvial
9	20	exclusivamente argila siltosa	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-C	lama cascalthosa coluvial pedogênizada
8	25	predominou silte argiloso com classe submodal de argila siltosa	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-C	lama cascalthosa coluvial
7	5			m1My-G-C	cascalho lamoso coluvial retrabalhado
6	25	predominou silte argiloso com classe submodal de argila siltosa	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-C	lama cascalthosa coluvial
5	25	exclusivamente argila siltosa	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-C	lama cascalthosa coluvial pedogênizada
4	5			m1My-G-C	cascalho lamoso coluvial retrabalhado
3	75	predominou silte argiloso	muito pobremente selecionado	m1Gy-M-C	lama cascalthosa coluvial
2	20			m1Gy-M-C	lama cascalthosa coluvial
1	45			m1Gy-M-C	lama cascalthosa coluvial

## APÊNDICE B – TABELA COM AS JANELAS DE AMOSTRAGEM NA HS12

Na tabela são apresentadas as janelas (J\*) de amostragem da seção estratigráfica HS12 com as unidades estratigráficas, a profundidade em cm e as amostras (A\*). Através de linha mais espessa, enfatizado a mudança de fácies coluvial para fácies aluvial.

<b>J4</b>			<b>J13</b>			<b>J17</b>		
Unidades Estratigráficas	Profund. (cm)	Amostras	Unidades Estratigráficas	Profund. (cm)	Amostras	Unidades Estratigráficas	Profund. (cm)	Amostras
U27	0-10	A30		0-10	A29		0-10	A20
U25	10-20	A29		10-20	A28		10-20	A19
	20-30	A28		20-30	A27		20-30	A18
U24	30-40	A27		30-40	A26	U25	30-40	A17
	40-50	A26	U27	40-50	A25		40-50	A16
U22	50-60	A25		50-60	A24		50-60	A15
	60-70	A24		60-70	A23		60-70	A14
	70-80	A23		70-80	A22		70-80	A13
	80-90	A22		80-90	A21		80-90	A12
U20	90-100	A21	25	90-100	A20	U24	90-100	A11
	100-110	A20		100-110	A19		100-110	A10
	110-120	A19	24	110-120	A18	U23	110-120	A9
	120-130	A18	U19	120-130	A17		120-130	A8
U18	130-140	A17		130-140	A16		130-140	A7
U16	140-150	A16	U18	140-150	A15	U8	140-150	A6
	150-160	A15		150-160	A14		150-160	A5
U14	160-170	A14	U16	160-170	A13		160-170	A4
	170-180	A13		170-180	A12		170-180	A3
	180-190	A12	U12	180-190	A11	U6	180-190	A2
U12	190-200	A11		190-200	A10		190-200	A1
	200-210	A10	U11	200-210	A9			
U11	210-220	A9		210-220	A8			
U10	220-230	A8	U10	220-230	A7			
	230-240	A7	U8	230-240	A6			
U9	240-250	A6		240-250	A5			
	250-260	A5	U6	250-260	A4			
U8	260-270	A4		260-270	A3			
U6	270-280	A3		270-280	A2			
U5	280-290	A2	U3	280-290	A1			
	290-300	A1						

**APÊNDICE C – TABELA COM DADOS GRANULOMÉTRICOS**

J4A1	0	0,3394	0,4428	0,3264	0,269	0,2721	0,2575	0,3844	0,8444	1,3694	0,6844	3,8524
J4A2	0	0,1655	0,2645	0,2778	0,1925	0,1933	0,2418	0,8330	0,8080	0,4380	0,7630	4,5610
J4A3	0,3267	0,4684	0,3382	0,2733	0,2177	0,2532	0,3128	0,8165	0,8465	0,5415	0,9115	4,4045
J4A4	0	1,1229	1,2453	0,8741	0,3853	0,2804	0,2972	0,4703	0,5353	0,4303	0,6253	2,4983
J4A5	0,2856	0,1626	0,3821	0,4284	0,2677	0,2262	0,2525	0,6357	0,9857	1,1507	0,6107	4,1306
J4A6	0,3948	0,34	0,4001	0,266	0,2095	0,324	0,5271	0,6807	1,1757	0,5807	1,2257	4,7806
J4A7	0	0,2329	0,1461	0,1485	0,1372	0,1647	0,2723	1,0703	1,0053	1,2353	0,8703	4,4980
J4A8	0	0,1075	0,3336	0,1847	0,1565	0,2289	0,3173	0,7539	0,8389	1,1089	0,8289	3,9319
J4A9	0	0,2185	0,2246	0,222	0,2105	0,3393	0,4649	0,7443	0,8343	0,7493	1,2593	5,3660
J4A10	0,1493	0,2972	0,1769	0,121	0,093	0,2048	0,4173	0,5374	1,0274	0,6074	1,3524	5,3004
J4A11	0	0,0273	0,0784	0,0959	0,1082	0,1347	0,2303	0,9741	1,2191	0,9091	1,6091	3,9468
J4A12	0,2189	0,1579	0,251	0,2258	0,2074	0,2562	0,3097	0,7865	1,1215	1,3565	1,1715	3,7042
J4A13	0	0,3705	0,2995	0,1764	0,1647	0,3067	0,478	0,6535	0,8085	0,7685	0,6185	4,6515
J4A14	0,2808	0,1165	0,1595	0,2137	0,2442	0,3885	0,4951	1,3836	1,8686	1,0586	1,4586	2,4453
J4A15	0,1672	0,0968	0,1225	0,1335	0,1296	0,153	0,2402	1,5980	1,3180	0,4680	1,1630	2,9260
J4A16	0,1471	0,2007	0,1623	0,1699	0,1773	0,2179	0,2936	1,0603	1,4403	1,1853	1,3853	2,6830
J4A17	0	0,4622	0,3586	0,2022	0,1805	0,2232	0,3017	0,6932	0,4432	0,1682	0,6882	3,2212
J4A18	0	0,2982	0,3533	0,2869	0,2925	0,3576	0,3637	1,9138	1,4688	1,7838	0,8038	2,2868
J4A19	0,0306	0,262	0,3817	0,1864	0,1167	0,1552	0,2745	1,7813	1,7963	0,5713	1,5163	1,3743
J4A20	0,0586	0,3264	0,4865	0,185	0,1402	0,23	0,3124	1,8845	1,0845	1,2145	0,3895	1,1675
J4A21	0	1,0295	0,8305	0,8655	0,5286	0,5315	0,6817	0,3034	1,0884	1,5584	1,2434	3,9314
J4A22	0,3092	0,4103	0,2445	0,0512	0,0458	0,1035	0,2209	1,9560	1,0360	0,7160	1,4460	1,8040
J4A23	0,4742	1,4719	0,6623	0,149	0,1233	0,1023	0,0933	1,2783	1,1383	1,0233	0,9533	2,2863
J4A24	0	0,1185	0,3227	0,2103	0,1834	0,1702	0,1566	0,4968	1,0618	1,0268	1,5768	2,8645
J4A25	0	0,1382	0,214	0,2512	0,2003	0,2095	0,2105	0,3523	1,1873	1,1473	1,8323	3,0440
J4A26	0	0,0583	0,2656	0,2951	0,219	0,2008	0,1553	0,6750	1,1550	0,9950	1,1550	4,1880
J4A27	0	0	0,142	0,1371	0,1345	0,1617	0,2625	0,2303	1,0253	0,6753	1,2453	4,3020
J4A28	0	0,0554	0,1464	0,2463	0,2162	0,1747	0,1219	0,9947	0,8397	1,0597	1,1147	4,3477
J4A29	0	0,0183	0,1041	0,1793	0,1811	0,1595	0,1722	0,8180	0,7930	0,9230	1,0380	3,4010
J4A30	0	0,1204	0,1404	0,238	0,2327	0,2091	0,2718	0,0424	1,2174	1,6724	2,4674	2,8351

Nas tabelas são apresentados os dados granulométricos das janelas de amostragem e número de amostra (J\*A\*), bem como a amostragem aleatória das unidades estratigráficas (U\*). Ambas fracionadas de acordo com a escala phi ( $\emptyset$ ). As amostras estão fracionadas em gramas.

	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
J13A1	0	0.0386	0.1981	0.1814	0.0927	0.1496	0.2418	1.3906	1.3606	1.4256	1.5606	1.7536
J13A2	0.0962	0.2818	0.2694	0.2023	0.177	0.2342	0.3885	0.8084	0.8334	0.3884	1.1584	5.7014
J13A3	0	0.2988	0.2697	0.1658	0.083	0.1498	0.2775	0.9060	1.0810	1.2210	0.8610	2.5490
J13A4	0	0.16	0.4853	0.3864	0.204	0.2853	0.499	1.1113	1.1063	1.0163	0.9913	3.2693
J13A5	0	0.016	0.2773	0.2995	0.1961	0.1931	0.3375	0.9667	0.8467	1.1267	1.2517	3.3297
J13A6	0	0.3785	0.3405	0.231	0.1074	0.1788	0.4251	0.5160	0.5760	1.2610	1.1160	5.3427
J13A7	0	0.0822	0.2327	0.2225	0.1941	0.2425	0.3285	0.5117	0.5967	1.2517	0.8567	4.9634
J13A8	0	0.073	0.2178	0.1873	0.2049	0.2336	0.314	0.7052	0.8652	1.6852	1.1102	3.5482
J13A9	0	0.0614	0.1554	0.2523	0.2713	0.3759	0.4436	0.9071	0.8821	0.9671	0.9071	3.9051
J13A10	0	0.1154	0.2585	0.3649	0.3451	0.4448	0.5733	0.6930	0.8430	1.2430	0.8730	4.5247
J13A11	0	0.2635	0.4197	0.2767	0.1986	0.2832	0.4168	0.9108	1.0558	0.9158	1.1458	3.1688
J13A12	0	0.1231	0.153	0.1389	0.0916	0.1567	0.3731	0.7303	1.1203	1.0803	0.7603	6.3583
J13A13	0	0.2193	0.2632	0.2137	0.1358	0.1872	0.2156	0.7620	0.6320	0.9770	0.6820	4.8050
J13A14	0	0.0426	0.1242	0.1121	0.13	0.1293	0.1898	0.5269	1.2819	1.1069	1.2119	4.2918
J13A15	0	0.0841	0.1374	0.1961	0.1923	0.1953	0.2582	1.1970	1.0120	0.5420	1.0070	4.1550
J13A16	0	0.2251	0.2538	0.2348	0.2185	0.2452	0.3511	1.0948	1.1298	0.4898	0.9698	3.9228
J13A17	0.3039	0.6836	0.482	0.3274	0.2186	0.2836	0.3376	1.1227	1.1777	0.1227	0.9477	2.5257
J13A18	0	0.3709	0.4341	0.1382	0.0476	0.1033	0.3121	1.2799	1.2149	0.7449	0.8949	2.2079
J13A19	0.2936	0.3193	0.5493	0.2774	0.1828	0.2018	0.1309	1.0269	1.0169	1.0019	1.0619	4.4049
J13A20	0.5633	0.5149	0.6821	0.1987	0.1416	0.2032	0.2539	0.9754	1.5454	1.1604	1.5754	2.5284
J13A21	0	0.2027	0.4738	0.4886	0.2519	0.1981	0.2252	1.1104	1.4604	0.9204	1.4054	2.3884
J13A22	0.2284	0.2926	0.101	0.118	0.1618	0.1451	0.1583	1.8353	1.4103	0.6503	1.8853	1.9283
J13A23	0.1248	0.3008	0.7846	0.6381	0.3422	0.2265	0.2291	1.0038	1.6338	1.4288	1.3088	2.5518
J13A24	0.2413	0.624	0.5647	0.4327	0.2935	0.2705	0.2859	1.5012	1.5212	1.4212	1.0812	1.6092
J13A25	0	0.6227	0.7933	0.5611	0.3023	0.293	0.3285	0.9484	0.9034	15.8084	-14.1116	3.4514
J13A26	0.0452	0.8183	0.8855	0.606	0.3707	0.3427	0.4669	1.9441	0.7841	1.6241	0.7241	1.3671
J13A27	0.3704	0.8001	0.6337	0.3718	0.2513	0.213	0.2329	0.5381	0.6181	0.6781	0.5681	4.4961
J13A28	0	0.1313	0.1242	0.1592	0.2188	0.235	0.2509	1.0298	0.5798	1.2048	-1.1852	6.7428
J13A29	0	0.1464	0.1304	0.1436	0.1488	0.1462	0.163	1.8737	1.5037	0.6637	2.2287	1.3867

	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
J17A1	0,2402	0,8395	0,4592	0,3383	0,2007	0,2624	0,404	0,7466	0,9916	0,9866	0,2516	2,8396
J17A2	0	0	0,1449	0,2769	0,2824	0,281	0,3505	1,2277	1,5277	1,1927	1,5477	3,4654
J17A3	0,494	0,8179	0,8079	0,6873	0,5063	0,4791	0,4865	0,6907	0,6907	0,8257	0,2207	2,9937
J17A4	0	0,0523	0,1416	0,1977	0,1721	0,256	0,4316	1,3355	1,5105	1,3705	1,1555	2,1335
J17A5	0	0,0827	0,2166	0,1905	0,1595	0,2542	0,3453	1,3485	1,6285	1,1285	1,4135	1,9565
J17A6	0	0,0987	0,1792	0,15	0,1517	0,1896	0,2696	0,4660	1,1360	0,7410	1,3610	4,4977
J17A7	0	0,0805	0,1219	0,1389	0,1985	0,327	0,4178	0,7145	1,4445	1,4145	1,7945	2,7625
J17A8	0	0,0674	0,1373	0,1164	0,0838	0,1848	0,476	1,1401	1,4901	1,3901	1,5401	2,7481
J17A9	0	0,4048	0,364	0,4788	0,3149	0,3159	0,4152	1,1087	1,3687	0,9937	1,3937	2,6117
J17A10	0	0,2504	0,5957	0,3939	0,1904	0,1822	0,3061	0,8954	0,8604	1,1104	1,1054	3,8984
J17A11	0	0,1154	0,289	0,279	0,2054	0,2326	0,3315	0,8196	0,8396	1,4996	1,0496	4,1026
J17A12	0	0,2959	0,2818	0,2172	0,2088	0,2629	0,2725	1,1675	0,9775	1,5475	0,8525	2,9855
J17A13	0	0,0635	0,3154	0,2298	0,1538	0,1729	0,2783	0,7063	1,2313	1,0513	1,4113	3,8440
J17A14	0,1717	0,5258	0,2816	0,1467	0,1026	0,1393	0,2238	0,8546	0,7846	0,6296	0,7896	4,1026
J17A15	0	0,0913	0,1568	0,164	0,1523	0,2062	0,247	0,4187	0,6537	0,6787	1,1787	5,0704
J17A16	0	0	0,1272	0,2105	0,1599	0,1731	0,2711	0,5885	0,4835	1,0485	1,7685	5,2502
J17A17	0	0,1042	0,1435	0,238	0,1738	0,1702	0,2285	0,5234	0,7634	0,4634	1,9084	4,5551
J17A18	0	0,0387	0,1348	0,1777	0,1413	0,1257	0,168	0,6271	0,7571	1,0221	0,8471	5,0498
J17A19	0	0,2124	0,2153	0,2441	0,2364	0,1819	0,1725	0,7206	1,4156	0,4256	1,2506	4,7436
J17A20	0	0	0,1327	0,1222	0,1485	0,1824	0,3203	0,5015	1,0315	0,9115	1,7415	4,0445

A1	U5	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
A1	U5	0,1403	0,0396	0,2238	0,2734	0,2992	0,3076	0,3469	0,6074	1,0874	1,1024	1,0124	4,6616
A2	U12	0,5174	0,4545	0,605	0,512	0,3716	0,323	0,2899	0,6034	0,9334	0,9434	0,6984	4,3926
A3	U16	0,1948	0,32	0,2171	0,2132	0,1941	0,2336	0,279	0,8127	1,3077	1,1077	0,9477	4,5058
A4	U12	0	0,0577	0,2928	0,2609	0,2443	0,2799	0,3115	0,9785	0,9585	1,1785	1,0635	4,3477
A5	U20	0	0,1036	0,1572	0,3321	0,2927	0,2639	0,2568	0,5897	0,8647	1,0947	1,0247	4,9089
A6	U20	0,4265	0,4646	0,2984	0,3982	0,2558	0,2566	0,2555	0,6283	0,9783	0,9133	0,6833	4,1942
A7	U21	0	0,0725	0,1841	0,3162	0,2407	0,236	0,2362	1,1094	1,1794	1,2444	1,0794	4,2536
A8	U20	0,0531	0,3794	0,7966	0,527	0,3319	0,2469	0,2031	0,4902	0,8702	0,9102	0,8502	4,4110
A9	U16	1,1381	0,9843	0,5708	0,4855	0,2894	0,2137	0,1875	0,2971	0,7121	0,7471	0,6221	3,9652
A10	U24	0,0908	0,4067	0,351	0,2317	0,2196	0,2912	0,351	1,3152	1,4502	1,2602	0,9952	2,9444
A11	U14	0,9248	0,4885	0,4198	0,2528	0,2651	0,3167	0,2766	2,2184	1,4684	1,2584	0,7984	1,6576
A12	U12	0	0,1552	0,1799	0,1752	0,2212	0,2796	0,3063	0,2506	2,2556	1,3106	1,3006	3,9148
A13	U14	1,5884	0,2685	0,1499	0,1685	0,1982	0,2893	0,3388	0,7841	1,3541	1,1791	1,9091	1,8533
A14	U16	0	0,0967	0,2829	0,2136	0,2208	0,2679	0,3173	2,3008	1,9558	1,3858	0,9558	2,0039
A15	U18	1,4072	0,7859	0,5177	0,3441	0,2921	0,3305	0,3397	1,6047	1,3047	0,8697	0,7047	1,4089
A16	U21	0,1699	0,697	0,6914	0,4469	0,2814	0,2292	0,1984	0,5829	0,8379	1,0529	0,8779	4,1988
A17	U20	1,0794	0,9893	0,7924	0,5547	0,2931	0,2164	0,2199	2,2450	0,9600	0,7150	0,4850	1,4342
A18	U24	0,6569	0,7733	0,6445	0,4212	0,2613	0,2002	0,1907	0,9247	1,1146	1,1097	0,7347	2,4855
A19	U25	0	0,1156	0,1539	0,2842	0,2274	0,194	0,1858	0,5238	0,7838	0,8888	0,6338	5,8096
A20	U12	0	0,1792	0,2941	0,2804	0,2722	0,3146	0,3855	0,6895	0,9095	1,1595	0,8895	4,8576
A21	U14	0,2876	0,5612	0,2966	0,1798	0,2356	0,315	0,3866	1,7905	1,3205	1,4005	1,0005	2,8097
A22	U14	0,1271	0,5185	0,4469	0,3317	0,2909	0,3344	0,3197	0,9870	0,9470	1,2420	0,9770	3,9101
A23	U16	0,2258	0,4636	0,3295	0,2431	0,2159	0,2812	0,354	1,3474	1,4124	1,4824	1,1324	2,8466
A24	U16	0,2351	0,4056	0,2841	0,2221	0,2272	0,277	0,3412	1,4270	1,5370	1,3670	0,8920	2,8901
A25	U18	0,1655	0,5351	0,2829	0,2358	0,2438	0,2939	0,3184	1,8134	1,6734	1,0984	0,8834	2,0426
A26	U27	0	0,0163	0,0496	0,1328	0,1581	0,1846	0,2275	0,5726	1,1226	0,8876	1,0626	4,9357
A27	U24	0	0,1745	0,3321	0,3977	0,3279	0,2614	0,224	0,5378	1,0378	1,2778	1,0678	4,3909
A28	U19	0,2391	0,525	0,3559	0,2905	0,2277	0,2687	0,3055	0,9622	1,4472	1,4172	1,0622	3,3103
A29	U22	0	0,258	0,416	0,3273	0,216	0,2129	0,206	0,6030	1,0430	1,0880	0,9880	4,8611
A30	U24	0,1724	0,4964	0,679	0,537	0,3184	0,2428	0,167	0,5915	0,8415	0,8315	0,9065	4,0524
A31	U25	0	0,4604	0,4394	0,325	0,2666	0,226	0,2104	0,6505	0,6055	0,8505	0,6955	5,4263

## APÊNDICE D – TABELA COM PARÂMETROS ESTATÍSTICOS

	Média	Classificação	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	% Cascallo	% Areia	% Silte	% Argila
J4A1	5,967	Silte médio	3,051	Mp. selecionado	-0,5554	Muito negativa	1,129	Leptocúrtica	3,754	17,34	36,3	42,6
J4A2	6,937	Silte fino	2,5	Mp. selecionado	-0,7618	Muito negativa	1,039	Mesocúrtica	1,894	13,39	32,52	52,19
J4A3	5,943	Silte médio	3,341	Mp. selecionado	-0,705	Muito negativa	1,04	Mesocúrtica	8,188	14,37	32,09	45,36
J4A4	4,013	Silte grosso	3,885	Mp. selecionado	-0,1329	Negativa	0,5174	Muito platocúrtica	12,81	35,17	23,52	28,5
J4A5	5,868	Silte médio	3,148	Mp. selecionado	-0,5585	Muito negativa	1,049	Mesocúrtica	4,709	16,36	35,54	43,4
J4A6	6,167	Silte fino	3,137	Mp. selecionado	-0,6725	Muito negativa	1,059	Mesocúrtica	6,738	15,83	33,59	43,84
J4A7	6,878	Silte fino	2,29	Mp. selecionado	-0,5739	Muito negativa	1,049	Mesocúrtica	2,381	8,883	42,75	45,99
J4A8	6,729	Silte fino	2,482	Mp. selecionado	-0,5725	Muito negativa	1,103	Mesocúrtica	1,223	13,89	40,16	44,73
J4A9	6,907	Silte fino	2,452	Mp. selecionado	-0,7504	Muito negativa	1,081	Mesocúrtica	2,055	13,74	33,74	50,47
J4A10	7,022	Silte muito fino	2,528	Mp. selecionado	-0,7564	Muito negativa	1,32	Leptocúrtica	4,341	9,85	34,27	51,54
J4A11	7,005	Silte muito fino	1,822	P. selecionado	-0,4876	Muito negativa	0,8327	Platocúrtica	0,2925	6,938	50,48	42,29
J4A12	6,455	Silte fino	2,624	Mp. selecionado	-0,4702	Muito negativa	1,165	Leptocúrtica	3,858	12,8	45,42	37,93
J4A13	6,679	Silte fino	2,784	Mp. selecionado	-0,7786	Muito negativa	1,064	Mesocúrtica	3,985	15,33	30,65	50,04
J4A14	5,907	Silte médio	2,607	Mp. selecionado	-0,201	Negativa	1,071	Mesocúrtica	3,929	14,84	57,05	24,18
J4A15	6,458	Silte fino	2,381	Mp. selecionado	-0,3039	Muito negativa	0,9765	Mesocúrtica	3,1	9,145	53,39	34,36
J4A16	6,375	Silte fino	2,481	Mp. selecionado	-0,3265	Muito negativa	1,141	Leptocúrtica	3,812	11,19	55,59	29,41
J4A17	5,926	Silte médio	3,329	Mp. selecionado	-0,7341	Muito negativa	0,9338	Mesocúrtica	6,658	18,24	28,7	46,4
J4A18	5,751	Silte médio	2,681	Mp. selecionado	-0,2072	Negativa	1,121	Leptocúrtica	2,921	16,2	58,48	22,4
J4A19	5,797	Silte médio	2,472	Mp. selecionado	-0,08837	Aproximadamente simétrica	1,229	Leptocúrtica	3,464	13,19	67,07	16,27
J4A20	5,011	Silte médio	2,953	Mp. selecionado	-0,1566	Negativa	1,489	Leptocúrtica	5,147	18,1	61,14	15,61
J4A21	4,982	Silte grosso	3,627	Mp. selecionado	-0,4841	Muito negativa	0,655	Muito platocúrtica	8,176	27,3	33,3	31,22
J4A22	5,944	Silte médio	2,714	Mp. selecionado	-0,1698	Negativa	1,249	Leptocúrtica	8,624	7,981	61,77	21,62
J4A23	4,172	Silte grosso	4,028	Em. selecionado	-0,393	Muito negativa	0,5456	Muito platocúrtica	19,95	11,58	45,03	23,44
J4A24	6,687	Silte fino	2,418	Mp. selecionado	-0,5056	Muito negativa	1,257	Leptocúrtica	1,447	12,74	50,83	34,98
J4A25	6,773	Silte fino	2,294	Mp. selecionado	-0,4959	Muito negativa	1,266	Leptocúrtica	1,573	12,35	51,43	34,64
J4A26	6,889	Silte fino	2,321	Mp. selecionado	-0,5884	Muito negativa	1,135	Leptocúrtica	0,6227	12,13	42,51	44,73
J4A27	7,327	Silte muito fino	1,903	P. selecionado	-0,6824	Muito negativa	1,116	Leptocúrtica	0	10,07	38,19	51,73
J4A28	6,97	Silte fino	2,215	Mp. selecionado	-0,623	Muito negativa	1,06	Mesocúrtica	0,5946	9,718	43,02	46,66
J4A29	6,895	Silte fino	2,148	Mp. selecionado	-0,5463	Muito negativa	1,001	Mesocúrtica	0,235	10,22	45,87	43,67
J4A30	6,971	Silte fino	2,018	Mp. selecionado	-0,4203	Muito negativa	1,442	Leptocúrtica	1,274	11,56	57,16	30,01

Nas tabelas são apresentados os parâmetros estatísticos das janelas de amostragem e número de amostra (J\*A\*), bem como para a amostragem aleatória. Ambas obtidas através do Sistema de Análise Granulométrica (*sysgran*).

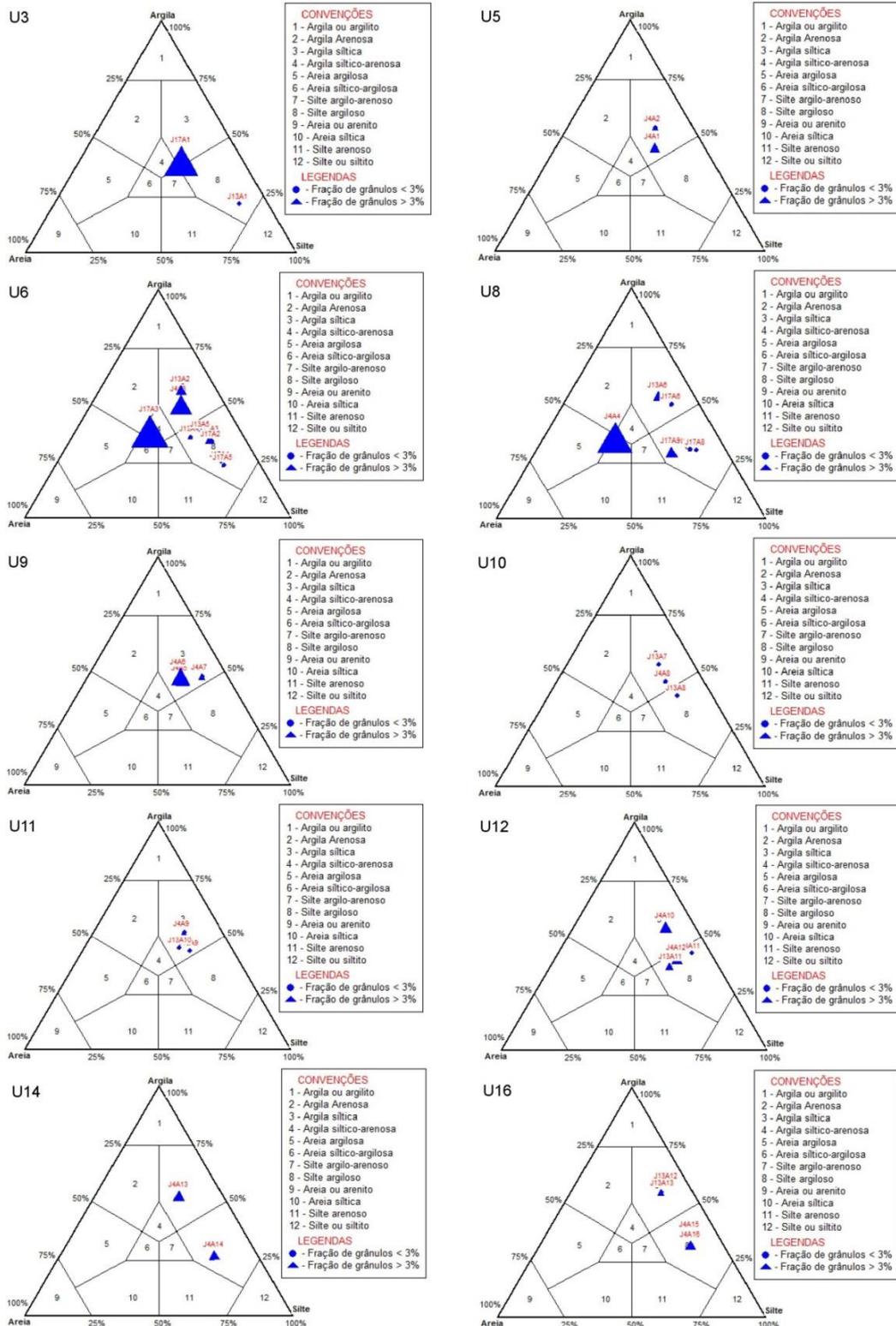
	Média	Classificação	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	% Cascalho	% Areia	% Silte	% Argila
J13A1	6,311	Silte fino	2,153	Mp. selecionado	-0,2196	Negativa	1,087	Mesocúrtica	0,4599	10,29	68,36	20,89
J13A2	6,942	Silte fino	2,582	Mp. selecionado	-0,7762	Muito negativa	1,153	Leptocúrtica	3,587	12,06	30,25	54,1
J13A3	6,365	Silte fino	2,562	Mp. selecionado	-0,3302	Muito negativa	1,134	Leptocúrtica	3,8	12,03	51,75	32,42
J13A4	6,016	Silte fino	2,777	Mp. selecionado	-0,3797	Muito negativa	0,955	Mesocúrtica	1,682	19,55	44,41	34,36
J13A5	6,601	Silte fino	2,387	Mp. selecionado	-0,4691	Muito negativa	1,005	Mesocúrtica	0,181	14,74	47,41	37,66
J13A6	6,911	Silte fino	2,6	Mp. selecionado	-0,7638	Muito negativa	1,415	Leptocúrtica	3,614	12,25	33,12	51,01
J13A7	7,053	Silte muito fino	2,309	Mp. selecionado	-0,7431	Muito negativa	1,296	Leptocúrtica	0,8668	12,87	33,92	52,34
J13A8	6,665	Silte fino	2,274	Mp. selecionado	-0,4207	Muito negativa	1,109	Mesocúrtica	0,7983	12,66	47,74	38,8
J13A9	6,558	Silte fino	2,415	Mp. selecionado	-0,5182	Muito negativa	0,8983	Platicúrtica	0,6726	16,42	40,13	42,78
J13A10	6,378	Silte fino	2,647	Mp. selecionado	-0,5663	Muito negativa	0,9275	Mesocúrtica	1,123	19,33	35,53	44,02
J13A11	6,109	Silte fino	2,807	Mp. selecionado	-0,4565	Muito negativa	1,004	Mesocúrtica	2,91	17,61	44,48	34,99
J13A12	7,285	Silte muito fino	1,93	P. selecionado	-0,7217	Muito negativa	1,015	Mesocúrtica	1,11	8,238	33,3	57,35
J13A13	7,013	Silte muito fino	2,467	Mp. selecionado	-0,7596	Muito negativa	1,195	Leptocúrtica	2,412	11,17	33,58	52,84
J13A14	7,196	Silte muito fino	1,862	P. selecionado	-0,5722	Muito negativa	1,004	Mesocúrtica	0,4657	7,493	45,12	46,92
J13A15	6,878	Silte fino	2,257	Mp. selecionado	-0,6149	Muito negativa	0,912	Mesocúrtica	0,9369	10,91	41,87	46,29
J13A16	6,591	Silte fino	2,564	Mp. selecionado	-0,5591	Muito negativa	0,9862	Mesocúrtica	2,464	14,27	40,33	42,94
J13A17	4,558	Silte grosso	3,783	Mp. selecionado	-0,3316	Muito negativa	0,7605	Platicúrtica	11,57	19,33	39,5	29,6
J13A18	5,961	Silte médio	2,726	Mp. selecionado	-0,2143	Negativa	1,082	Mesocúrtica	4,787	13,36	53,36	28,49
J13A19	6,033	Silte fino	3,13	Mp. selecionado	-0,6163	Muito negativa	1,107	Mesocúrtica	5,855	12,82	39,24	42,08
J13A20	4,757	Silte grosso	3,736	Mp. selecionado	-0,4781	Muito negativa	1,107	Mesocúrtica	10,42	14,3	50,82	24,45
J13A21	5,59	Silte médio	2,948	Mp. selecionado	-0,3545	Muito negativa	1,042	Mesocúrtica	2,221	17,95	53,66	26,17
J13A22	6,13	Silte fino	2,554	Mp. selecionado	-0,1813	Negativa	1,252	Leptocúrtica	5,844	7,675	64,85	21,63
J13A23	5,031	Silte médio	3,359	Mp. selecionado	-0,4032	Muito negativa	1,004	Mesocúrtica	4,025	21	50,84	24,13
J13A24	4,608	Silte grosso	3,481	Mp. selecionado	-0,354	Muito negativa	1,031	Mesocúrtica	8,788	18,76	56,11	16,34
J13A25	4,179	Silte grosso	2,618	Mp. selecionado	-0,9265	Muito negativa	0,878	Platicúrtica	6,289	23,01	35,84	34,86
J13A26	4,086	Silte grosso	3,491	Mp. selecionado	-0,2407	Negativa	0,7687	Platicúrtica	8,653	26,77	50,87	13,7
J13A27	5,195	Silte médio	3,886	Mp. selecionado	-0,705	Muito negativa	0,6898	Platicúrtica	11,98	17,42	24,59	46,01
J13A28	7,153	Silte muito fino	2,257	Mp. selecionado	-0,8082	Muito negativa	0,9618	Mesocúrtica	1,383	10,41	17,17	71,04
J13A29	6,098	Silte fino	2,098	Mp. selecionado	-0,1184	Negativa	1,047	Mesocúrtica	1,715	8,577	73,46	16,25

	Média	Classificação	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curiose	Classificação	% Cascallo	% Areia	% Silte	% Argila
J17A1	4,648	Silte grosso	3,831	Mp. Selecionado	-0,4064	Muito negativa	0,7247	Platicúrtica	12,61	19,45	34,77	33,17
J17A2	6,555	Silte fino	2,207	Mp. Selecionado	-0,3552	Muito negativa	0,9485	Mesocúrtica	0	12,97	53,37	33,65
J17A3	4,202	Silte grosso	3,933	Mp. Selecionado	-0,2308	Negativa	0,5715	Muito platicúrtica	13,52	30,59	25,03	30,86
J17A4	6,22	Silte fino	2,198	Mp. Selecionado	-0,1506	Negativa	0,9492	Mesocúrtica	0,5973	13,69	61,35	24,36
J17A5	6,172	Silte fino	2,265	Mp. Selecionado	-0,1519	Negativa	1,049	Mesocúrtica	0,9479	13,37	63,26	22,43
J17A6	7,175	Silte muito fino	2,094	Mp. Selecionado	-0,6671	Muito negativa	1,132	Leptocúrtica	1,068	10,17	40,08	48,67
J17A7	6,553	Silte fino	2,124	Mp. Selecionado	-0,3536	Muito negativa	1,013	Mesocúrtica	0,855	12,79	57,01	29,34
J17A8	6,516	Silte fino	2,001	Mp. Selecionado	-0,2462	Negativa	0,8699	Platicúrtica	0,719	10,65	59,32	29,32
J17A9	5,506	Silte médio	3,052	Mp. Selecionado	-0,3611	Muito negativa	0,9992	Mesocúrtica	4,143	19,33	49,79	26,73
J17A10	6,148	Silte fino	2,899	Mp. Selecionado	-0,5564	Muito negativa	1,027	Mesocúrtica	2,558	17,04	40,57	39,83
J17A11	6,67	Silte fino	2,422	Mp. Selecionado	-0,5072	Muito negativa	1,097	Mesocúrtica	1,182	13,7	43,1	42,02
J17A12	6,247	Silte fino	2,617	Mp. Selecionado	-0,3465	Muito negativa	1,053	Mesocúrtica	3,263	13,71	50,11	32,92
J17A13	6,801	Silte fino	2,329	Mp. Selecionado	-0,5275	Muito negativa	1,148	Leptocúrtica	0,6714	12,16	46,52	40,64
J17A14	6,486	Silte fino	2,952	Mp. Selecionado	-0,6983	Muito negativa	1,13	Leptocúrtica	7,969	10,21	34,94	46,87
J17A15	7,279	Silte muito fino	2,086	Mp. Selecionado	-0,7323	Muito negativa	1,357	Leptocúrtica	1,012	10,27	32,49	56,23
J17A16	7,301	Silte muito fino	1,921	P. selecionado	-0,6888	Muito negativa	1,382	Leptocúrtica	0	9,342	38,58	52,08
J17A17	7,148	Silte muito fino	2,176	Mp. Selecionado	-0,6967	Muito negativa	1,296	Leptocúrtica	1,124	10,29	39,46	49,13
J17A18	7,289	Silte muito fino	2,002	Mp. Selecionado	-0,7199	Muito negativa	1,201	Leptocúrtica	0,4258	8,224	35,79	55,56
J17A19	6,988	Silte fino	2,369	Mp. Selecionado	-0,6919	Muito negativa	1,124	Leptocúrtica	2,163	10,7	38,83	48,31
J17A20	7,13	Silte muito fino	1,896	P. selecionado	-0,5579	Muito negativa	1,045	Mesocúrtica	0	9,917	45,82	44,27

	Média	Classificação	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	Curtose	Classificação	% Cascallo	% Areia	% Silte	% Argila
A1 U5	6,742	Silte fino	2,465	Mp. selecionado	-0,6292	Muito negativa	1,093	Mesocúrtica	1,781	14,36	37,71	46,15
A2 U12	5,205	Silte médio	3,735	Mp. selecionado	-0,5821	Muito negativa	0,77	Platicúrtica	9,13	19,74	29,86	41,27
A3 U16	6,646	Silte fino	2,654	Mp. selecionado	-0,5525	Muito negativa	1,213	Leptocúrtica	4,982	11	40,41	43,6
A4 U12	6,728	Silte fino	2,38	Mp. selecionado	-0,5459	Muito negativa	1,016	Mesocúrtica	0,5785	13,93	41,9	43,59
A5 U20	6,98	Silte fino	2,337	Mp. selecionado	-0,7234	Muito negativa	1,14	Leptocúrtica	1,048	13,17	36,14	49,64
A6 U20	5,521	Silte médio	3,553	Mp. selecionado	-0,6139	Muito negativa	1,028	Mesocúrtica	9,139	15	32,85	43,01
A7 U21	6,72	Silte fino	2,304	Mp. selecionado	-0,4769	Muito negativa	1,01	Mesocúrtica	0,7142	11,95	45,44	41,9
A8 U20	5,542	Silte médio	3,462	Mp. selecionado	-0,6616	Muito negativa	0,8862	Platicúrtica	4,295	20,91	30,99	43,8
A9 U16	4,466	Silte grosso	4,001	Em. selecionado	-0,5109	Muito negativa	0,4655	Muito platicúrtica	20,78	17,1	23,29	38,83
A10 U24	5,879	Silte médio	2,861	Mp. selecionado	-0,3186	Muito negativa	1,074	Mesocúrtica	5,022	14,58	50,68	29,72
A11 U14	4,195	Silte grosso	3,592	Mp. selecionado	-0,2692	Negativa	0,9677	Mesocúrtica	13,66	14,8	55,52	16,02
A12 U12	6,882	Silte fino	2,072	Mp. selecionado	-0,3287	Muito negativa	1,112	Leptocúrtica	1,5	11,23	49,45	37,83
A13 U14	4,049	Silte grosso	3,928	Mp. selecionado	-0,4814	Muito negativa	0,7461	Platicúrtica	18,42	11,35	51,84	18,38
A14 U16	5,985	Silte médio	2,269	Mp. selecionado	-0,006583	Aproximadamente simétrica	1,118	Leptocúrtica	0,9669	13,02	65,97	20,04
A15 U18	3,52	Areia muito fina	3,798	Mp. selecionado	-0,2331	Negativa	0,5451	Muito platicúrtica	22,13	18,41	45,25	14,22
A16 U21	5,248	Silte médio	3,679	Mp. selecionado	-0,6168	Muito negativa	0,8289	Platicúrtica	8,446	18	32,65	40,91
A17 U20	3,521	Areia muito fina	3,736	Mp. selecionado	-0,1941	Negativa	0,5899	Muito platicúrtica	20,72	20,8	44,12	14,36
A18 U24	4,382	Silte grosso	3,865	Mp. selecionado	-0,3888	Muito negativa	0,5743	Muito platicúrtica	15,03	18,05	40,81	26,12
A19 U25	7,221	Silte muito fino	2,221	Mp. selecionado	-0,7616	Muito negativa	1,282	Leptocúrtica	1,18	10,67	28,88	59,28
A20 U12	6,714	Silte fino	2,55	Mp. selecionado	-0,6699	Muito negativa	1,082	Mesocúrtica	1,751	15,12	35,65	47,48
A21 U14	5,586	Silte médio	3,067	Mp. selecionado	-0,3118	Muito negativa	1,107	Mesocúrtica	8,02	13,36	52,08	26,55
A22 U14	5,717	Silte médio	3,214	Mp. selecionado	-0,516	Muito negativa	1,012	Mesocúrtica	6,188	16,52	39,81	37,48
A23 U16	5,747	Silte médio	2,993	Mp. selecionado	-0,3597	Muito negativa	1,116	Leptocúrtica	6,671	13,78	52,01	27,55
A24 U18	5,796	Silte médio	2,93	Mp. selecionado	-0,3029	Muito negativa	1,11	Mesocúrtica	6,34	13,38	51,69	28,6
A25 U16	5,343	Silte médio	3,044	Mp. selecionado	-0,2324	Negativa	1,219	Leptocúrtica	7,308	14,34	57,04	21,31
A26 U27	7,296	Silte muito fino	1,845	P. selecionado	-0,6838	Muito negativa	0,9792	Mesocúrtica	0,1743	8,049	38,99	52,79
A27 U24	6,515	Silte fino	2,633	Mp. selecionado	-0,5976	Muito negativa	1,145	Leptocúrtica	1,74	15,39	39,1	43,78
A28 U19	5,671	Silte médio	3,16	Mp. selecionado	-0,4381	Muito negativa	1,109	Mesocúrtica	7,339	13,91	46,96	31,79
A29 U22	6,802	Silte fino	2,574	Mp. selecionado	-0,6805	Muito negativa	1,2	Leptocúrtica	2,525	13,49	36,42	47,57
A30 U24	5,359	Silte médio	3,598	Mp. selecionado	-0,6296	Muito negativa	0,7893	Platicúrtica	6,799	19,77	32,24	41,2
A31 U25	6,452	Silte fino	3,012	Mp. selecionado	-0,8099	Muito negativa	1,118	Leptocúrtica	4,533	14,45	27,59	53,43

## APÊNDICE E – GRÁFICO COM TEXTURA DA MATRIZ

Nos gráficos é apresentada a textura da matriz das unidades estratigráficas (U\*) da HS12. Os pressupostos para obtenção da textura da matriz são de Folk & Ward (1957).





## APÊNDICE F – TABELA COM PROPRIEDADES DOS CLASTOS >32 mm DA HS12

Nas tabelas são apresentadas as unidades estratigráficas (U\*) com número significativo de clastos >32 mm.

U14						
dimensões cm			arredondamento	esfericidade	mm	granulometria
30	20	15	subarredondado	baixa	217	matacão
21	21	10	subangular	baixa	173	matacão
24	16	12	subangular	baixa	172	matacão
22	16	10	subangular	baixa	160	matacão
18	16	10	subangular	baixa	147	matacão
22	9	8	angular	baixa	130	matacão
17	13	6	subangular	baixa	120	matacão
18	8,5	7,5	subangular	baixa	113	matacão
13	11	7	subangular	baixa	103	matacão
13	13	5	angular	baixa	103	matacão
14	9	6	subangular	baixa	97	matacão
12	7	7	subarredondado	baixa	87	matacão
14	8	3	subangular	baixa	83	matacão
11	8	5	angular	baixa	80	matacão
10	9	5	subarredondado	baixa	80	matacão
9	8	6,5	subarredondado	baixa	78	matacão
10	7	5	subangular	baixa	73	matacão
10	6	5	subarredondado	baixa	70	matacão
9	7	5	subangular	baixa	70	matacão
12	4	4	angular	baixa	67	matacão
11	5	4,5	subangular	baixa	67	matacão
10	5	4	subangular	baixa	63	bloco
8	5	4	subangular	baixa	57	bloco
8	6	3	subarredondado	baixa	57	bloco
7	4	5	subangular	baixa	53	bloco
8	5	2,5	subangular	baixa	52	bloco
7	5	3	subangular	baixa	50	bloco
7	5	3	subangular	baixa	50	bloco
7	6	2	subarredondado	baixa	50	bloco
6,5	4	3,5	angular	baixa	47	bloco
6	4	4	subarredondado	baixa	47	bloco
7	5	1,5	subangular	baixa	45	bloco
7,5	3	2,5	angular	baixa	43	bloco
7	3	3	subangular	baixa	43	bloco
7	3	3	subangular	baixa	43	bloco
6	3	3	subangular	baixa	40	bloco
5	4	3	subangular	baixa	40	bloco
4	3	3	arredondado	alta	33	bloco
3,5	3	1,5	subangular	baixa	27	seixo grosso
4	2,5	1	angular	baixa	25	seixo grosso
3	3	1,5	subarredondado	baixa	25	seixo grosso
4	2	1	subangular	baixa	23	seixo grosso
3,5	2	1	subangular	baixa	22	seixo grosso
3,5	2,5	0,5	subangular	baixa	22	seixo grosso
3	2	1,5	subarredondado	baixa	22	seixo grosso
3	2	1	subangular	baixa	20	seixo grosso
2,5	2	1	subangular	baixa	18	seixo grosso
2,5	2	1	subarredondado	baixa	18	seixo grosso
2	2,5	1	subangular	baixa	18	seixo grosso
2	1,5	1,5	subarredondado	baixa	17	seixo grosso

U16						
dimensões			arredondamento	esfericidade	mm	granulometria
15	9,5	6	angular	baixa	102	matacão
13	9	8	angular	baixa	100	matacão
16	6	3,5	angular	baixa	85	matacão
11	11	3	angular	baixa	83	matacão
13	6	5	subangular	baixa	80	matacão
12	6	5	subangular	baixa	77	matacão
8,5	6,5	3	angular	baixa	60	bloco
6	5,5	4	angular	baixa	52	bloco
4	4	2,5	angular	baixa	35	bloco
11	5	2	subangular	baixa	60	bloco
7,5	7	2,5	subangular	baixa	57	bloco
8	5	3,5	subangular	baixa	55	bloco
11	3	2	subangular	baixa	53	bloco
6	5,5	3	subangular	baixa	48	bloco
7	4	2	subangular	baixa	43	bloco
6	3	2	subangular	baixa	37	bloco
8,5	2,5	3	subarredondado	baixa	47	bloco
6	4,5	3	subarredondado	baixa	45	bloco
3,5	3,5	3,5	subarredondado	alta	35	bloco
3,5	3,5	2,5	angular	baixa	32	seixo grosso
3	3	2	subangular	baixa	27	seixo grosso
4	2	0,5	subangular	baixa	22	seixo grosso
4	3	2	subarredondado	baixa	30	seixo grosso

U19						
dimensões			arredondamento	esfericidade	mm	granulometria
17	10	6	angular	baixa	110	matacão
16	8	7	angular	baixa	103	matacão
13	10	7	angular	baixa	100	matacão
14	7	5	angular	baixa	87	matacão
20	18	13	subangular	baixa	170	matacão
14	14	5	subangular	baixa	110	matacão
14	10	8	subangular	baixa	107	matacão
12	9,5	9	subangular	baixa	102	matacão
17	7	6	subangular	baixa	100	matacão
9	7	5,5	subangular	baixa	72	matacão
10	9	6	subarredondado	baixa	83	matacão
10	5	4	angular	baixa	63	bloco
9	5	3,5	angular	baixa	58	bloco
8	4,5	4	angular	baixa	55	bloco
7	5,5	4	angular	baixa	55	bloco
9	6	4	subangular	baixa	63	bloco
6	5	4	subangular	alta	50	bloco
8	5	5	subarredondado	baixa	60	bloco
4	3	2	subangular	baixa	30	seixo grosso
4	2,5	1,5	subangular	baixa	27	seixo grosso

U20						
dimensões			arredondamento	esfericidade	mm	granulometria
30	20	11	subarredondado	baixa	203	matacão
18	17	4	angular	baixa	130	matacão
15	12	10	subarredondado	baixa	123	matacão
16	10	9	subangular	baixa	117	matacão
17	10	7	angular	baixa	113	matacão
19	9	6	subarredondado	baixa	113	matacão
12	8,5	6	subangular	baixa	88	matacão
12	8	5,5	angular	baixa	85	matacão
13	8	3,5	angular	baixa	82	matacão
13	8	1,5	angular	baixa	75	matacão
9	8	4,5	angular	baixa	72	matacão
9	7,5	5	subarredondado	baixa	72	matacão
11	6	3,5	angular	baixa	68	matacão
9	7,5	4	angular	baixa	68	matacão
7	6	5	angular	baixa	60	bloco
8	6,5	3,5	subarredondado	baixa	60	bloco
10	4	3,5	angular	baixa	58	bloco
8	7	2	subangular	baixa	57	bloco
9	4	3,5	angular	baixa	55	bloco
7	5	4	subarredondado	baixa	53	bloco
10	2,5	2,5	angular	baixa	50	bloco
8,5	3,5	2	angular	baixa	47	bloco
7	4,5	2,5	subangular	baixa	47	bloco
6	5	2,5	subarredondado	baixa	45	bloco
7	3,5	2,5	angular	baixa	43	bloco
5	4	3	subarredondado	baixa	40	bloco
6	3	2	subangular	baixa	37	bloco
6	2,5	2	angular	baixa	35	bloco
4	4	2,5	subarredondado	baixa	35	bloco
4	3	1	angular	baixa	27	seixo grosso
4	2,5	1,5	subarredondado	baixa	27	seixo grosso
3,5	2,5	1,5	subarredondado	baixa	25	seixo grosso
4	2	1	subangular	baixa	23	seixo grosso
3	2	1,5	subangular	baixa	22	seixo grosso

U24						
dimensões			arredondamento	esfericidade	mm	granulometria
43	20	10	angular	baixa	243	matacão
28	20	14	subangular	baixa	207	matacão
22	16	6,5	angular	baixa	148	matacão
21	12	9	subangular	baixa	140	matacão
16	10	8	angular	baixa	113	matacão
17	7	5	angular	baixa	97	matacão
15	9	5	angular	baixa	97	matacão
13	9	6,5	angular	baixa	95	matacão
15	8	5,5	subangular	baixa	95	matacão
14	8	7	subangular	baixa	95	matacão
14	9	4,5	angular	baixa	92	matacão
12	9	6	angular	baixa	90	matacão
13	9,5	5	subangular	baixa	90	matacão
15	8	3,5	subangular	baixa	88	matacão
11	9	6,5	subangular	baixa	88	matacão
12	8	6	subangular	baixa	87	matacão
12	8,5	5	angular	baixa	85	matacão
11	8,5	5	subangular	baixa	82	matacão
14	7	3	subangular	baixa	80	matacão
10	6,5	6	subangular	baixa	75	matacão
10	6,5	5,5	subangular	baixa	73	matacão
9	7	5,5	subangular	baixa	72	matacão
12	5,5	3,5	subangular	baixa	70	matacão
11	7	3	subarredondado	baixa	70	matacão
11	5	4	subangular	baixa	67	matacão
10	6	3,5	subangular	baixa	65	matacão
12	5	2	angular	baixa	63	bloco
10	7	2	angular	baixa	63	bloco
10	5,5	3,5	subangular	baixa	63	bloco
11	5,5	2,5	subarredondado	baixa	63	bloco
8,5	6	3	angular	baixa	58	bloco
9	6	2,5	subangular	baixa	58	bloco
8	6,5	3	subangular	baixa	58	bloco
9	6	2	subangular	baixa	57	bloco
8	5,5	3,5	subangular	baixa	57	bloco
6	6	5	subangular	alta	57	bloco
7,5	7	2	subangular	baixa	55	bloco
7	5,5	4	subangular	baixa	55	bloco
6,5	5,5	4	subarredondado	baixa	53	bloco
8	4	3,5	subangular	baixa	52	bloco
5,5	4	3,5	subarredondado	baixa	43	bloco
6,5	3,5	1,5	subangular	baixa	38	bloco
6	3	2,5	subangular	baixa	38	bloco
5,5	3,5	2	subangular	baixa	37	bloco
6	3	1	subangular	baixa	33	bloco
4,5	3	2,5	subangular	baixa	33	bloco
4	3,5	2,5	subangular	baixa	33	bloco
3,5	3	2	subangular	baixa	28	seixo grosso
4	2,5	1	subangular	baixa	25	seixo grosso
3	2	1,5	subangular	baixa	22	seixo grosso

## APÊNDICE G – TABELA COM A MATÉRIA ORGÂNICA DA HS12

Na tabela são apresentados os teores de matéria orgânica expresso em gramas por quilo (g/kg<sup>-1</sup>) para as janelas de amostragem e número de amostra (J\*A\*), bem como para a amostragem aleatória das unidades estratigráficas (U\*).

A*	g/kg <sup>-1</sup>	A*	g/kg <sup>-1</sup>	A*	g/kg <sup>-1</sup>	Alentornas U*	g/kg <sup>-1</sup>	
J4A30	54,96	J13A29	61,65	J17A20	56,7	A1	U5	19,74
J4A29	132,92	J13A28	90,47	J17A19	63,64	A2	U12	31,34
J4A28	66,49	J13A27	100,03	J17A18	56,64	A3	U16	19,47
J4A27	48,13	J13A26	117,53	J17A17	60,18	A4	U12	33,17
J4A26	45,27	J13A25	54,42	J17A16	52,06	A5	U20	40,63
J4A25	75,61	J13A24	76,55	J17A15	98,43	A6	U20	42,47
J4A24	70,62	J13A23	64,62	J17A14	79,68	A7	U21	45,84
J4A23	67,02	J13A22	118,21	J17A13	71,66	A8	U20	63,89
J4A22	77,1	J13A21	73,61	J17A12	108,14	A9	U16	42,02
J4A21	78,3	J13A20	77,52	J17A11	63,93	A10	U24	42,9
J4A20	81,55	J13A19	66,01	J17A10	188,67	A11	U14	64,91
J4A19	65,58	J13A18	83,75	J17A9	94,45	A12	U12	22,47
J4A18	67,81	J13A17	61,19	J17A8	69,29	A13	U14	48,59
J4A17	94,4	J13A16	80,49	J17A7	96,2	A14	U16	54,98
J4A16	94,04	J13A15	42,66	J17A6	122,06	A15	U18	64,96
J4A15	87,9	J13A14	72,34	J17A5	113,98	A16	U21	49,18
J4A14	269,41	J13A13	73,79	J17A4	144,3	A17	U20	52,65
J4A13	102,28	J13A12	121,49	J17A3	123,88	A18	U24	66,77
J4A12	99,12	J13A11	123,68	J17A2	133,2	A19	U25	81,35
J4A11	219,84	J13A10	104,55	J17A1	123,37	A20	U12	32,5
J4A10	75,52	J13A9	105,55			A21	U14	39,4
J4A9	126,3	J13A8	98,55			A22	U14	40,18
J4A8	131,01	J13A7	113,39			A23	U16	40,96
J4A7	138,28	J13A6	111,06			A24	U16	69,21
J4A6	154,02	J13A5	91,37			A25	U18	63,25
J4A5	133,9	J13A4	134,53			A26	U27	69,4
J4A4	122,21	J13A3	93,35			A27	U24	88,47
J4A3	122,12	J13A2	98,74			A28	U19	26,25
J4A2	216,54	J13A1	142,29			A29	U22	58,81
J4A1	124,2					A30	U24	43,75
						A31	U25	70,41

## APÊNDICE H – TABELA COM VALORES $\delta^{13}\text{C}$ DA JANELA DE AMOSTRAGEM 4

Na tabela são apresentados os valores de  $^{13}\text{C}$  expressos em relação ao padrão internacional Pee Dee Belemnite (PDB) usando as notações convencionais  $\delta$  (‰). Tais análises foram realizadas pelo *Center for Applied Isotope Studies* (CAIS) na Universidade da Georgia (*Athens*) – EUA.

UGAMS#	Unidades Estratigráficas	Prof. (cm)	Amostras	$\delta^{13}\text{C}$
14889	U27	0-10	A30	-15,42
14888	U25	10-20	A29	-15,31
14887		20-30	A28	-15,54
14886	U24	30-40	A27	-15,50
14885		40-50	A26	-15,01
14884	U22	50-60	A25	-14,92
14883	U20	60-70	A24	-15,18
14882		70-80	A23	-15,70
14881		80-90	A22	-16,32
14880		90-100	A21	-16,88
14879		100-110	A20	-18,04
14878		110-120	A19	-19,38
14877		120-130	A18	-19,80
14876		U18	130-140	A17
14875	U16	140-150	A16	-21,30
14874		150-160	A15	-21,24
14873	U14	160-170	A14	-22,70
14872		170-180	A13	-22,06
14871	U12	180-190	A12	-21,71
14870		190-200	A11	-21,78
14869		200-210	A10	-22,10
14868	U11	210-220	A9	-21,64
14867	U10	220-230	A8	-21,65
14866	U9	230-240	A7	-21,94
14865		240-250	A6	-21,38
14864		250-260	A5	-21,33
14863	U8	260-270	A4	-21,09
14862	U6	270-280	A3	-20,95
14861	U5	280-290	A2	-19,90
14860		290-300	A1	-19,87

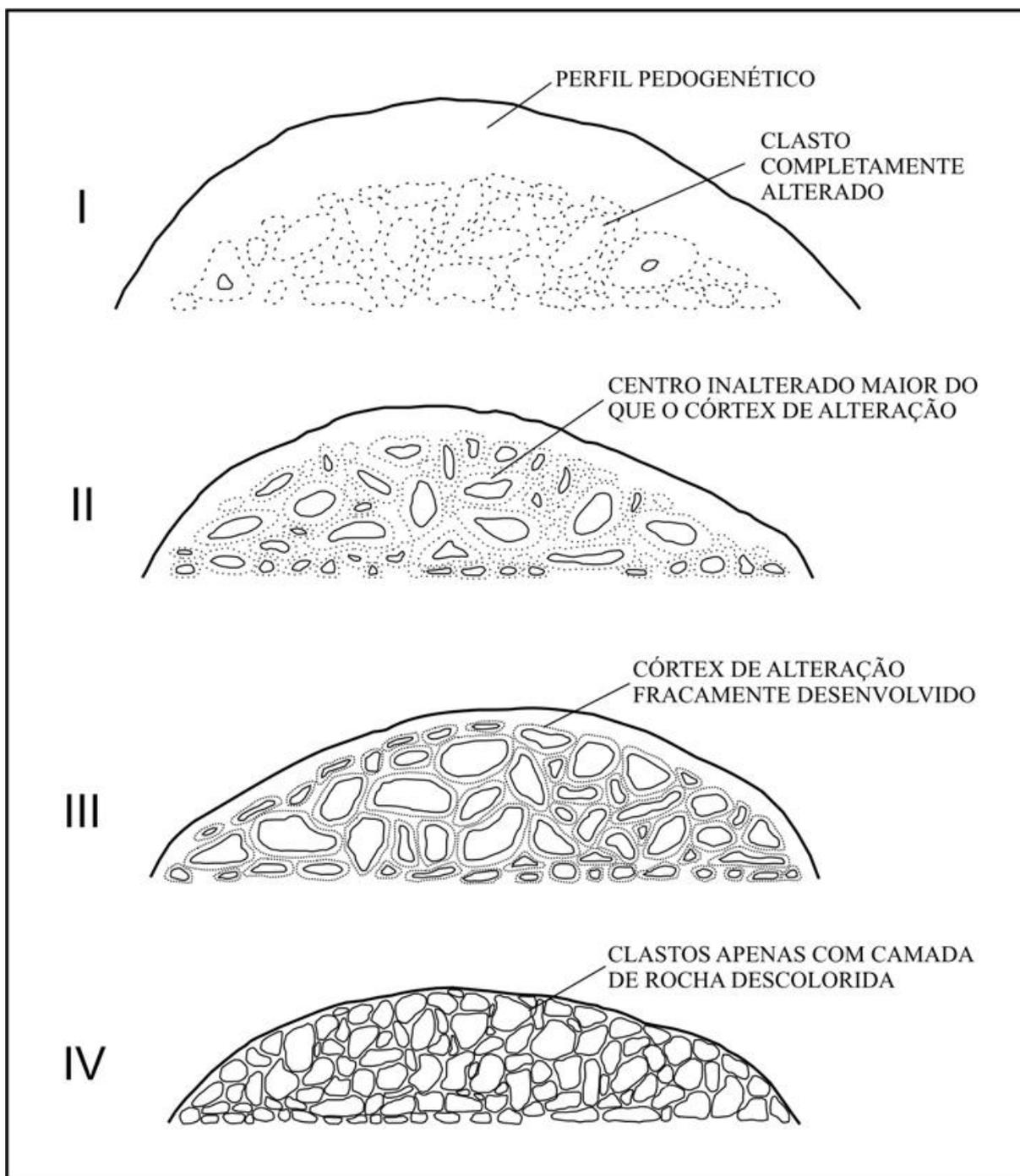
## ANEXO A – ESCALA DE TAMANHO DE CLASTOS

Escala de tamanho de clastos em mm conforme Wentworth (1922). Adaptada para escala “phi” ( $\Phi$ ) por Krumbein (1934).

ESCALA mm (WENTWORTH)	ESCALA "PHI" $\phi = -\log_2$ (diâmetro do grão em mm)	TIPO DE SEDIMENTO
256,00	-8	Matacão
64,00	-6	Bloco
32,00	-5	Seixo Grosso
16,00	-4	Seixo Médio
8,00	-3	Seixo Fino
4,00	-2	Seixo Muito Fino
2,00	-1	Grânulo
1,00	0	Areia Muito Grossa
0,50	1	Areia Grossa
0,25	2	Areia Média
0,125	3	Areia Fina
0,062	4	Areia Muito Fina
0,0313	5	Silte Grosso
0,0156	6	Silte Médio
0,0078	7	Silte Fino
0,0039	8	Silte Muito Fino
0,00195	9	Argila Grossa
0,00098	10	Argila Média
0,00049	11	Argila Fina
	12	Argila Muito Fina

## ANEXO B – CLASSES DE ALTERAÇÃO

Classes de alteração de sedimentos conforme Pontelli (2005) e Pontelli & Paisani (2006).



**ANEXO C – CLASSIFICAÇÃO DE SEDIMENTOS DE FLUXOS DE GRAVIDADE**

Pressupostos de Ghibaudo (1992) para classificação de depósitos resultantes de fluxos de gravidade. Enfatizam-se o MyG (muddy gravel, ou cascalho lamoso) e o GyM (gravelly mud, ou lama cascalhosa).

