

**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Avaliação espacial e temporal de processos erosivos e dendrogeomorfologia
em um fragmento de Mata Atlântica em Piracicaba-SP**

Renata Cristina Bovi

**Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestra em Ciências. Área de concentração: Solos e
Nutrição de Plantas**

**Piracicaba
2013**

Renata Cristina Bovi
Engenheiro Agrônomo

**Avaliação espacial e temporal de processos erosivos e dendrogeomorfologia em um
fragmento de Mata Atlântica em Piracicaba-SP**
versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:
Prof. Dr. **MIGUEL COOPER**

**Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestra em Ciências. Área de concentração: Solos e
Nutrição de Plantas**

Piracicaba
2013

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - ESALQ/USP**

Bovi, Renata Cristina

Avaliação espacial e temporal de processos erosivos e dendrogeomorfologia em um fragmento de Mata Atlântica em Piracicaba-SP / Renata Cristina Bovi.- - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2013.
157 p: il.

Dissertação (Mestrado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 2013.

1. Dendrocronologia 2. Dendrogeomorfologia 3. Erosão 4. Mata Atlântica
5. Sedimentação I. Título

CDD 551.303
B783a

“Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor”

*Dedico e ofereço este trabalho aos
meus pais, Agueda Stenico Bovi e Lasaro
Luis Bovi, meus exemplos de vida, de
amor e fonte de inspiração.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à Deus, pela graça da vida, pela saúde e, por diariamente, me dar forças para continuar;

Aos meus pais, Agueda Stenico Bovi e Lasaro Luis Bovi, e meu irmão Rafael Augusto Bovi, pelo carinho, incentivo e apoio incondicional e, por entenderem os meus momentos de ausência;

Ao meu orientador e amigo Miguel Cooper, pela orientação, ensinamentos, paciência e confiança em todos esses anos de convívio;

Ao Mario Tomazello Filho, pela confiança, por me receber no laboratório de Anatomia, Identificação e Densitometria de Raios X em Madeira e pela ajuda em todos os momentos;

Aos membros do Conselho de Pós-Graduação do Programa de Solos e Nutrição de Plantas, pela oportunidade;

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela bolsa concedida;

Ao Horto Florestal de Tupi, pela concessão da área de estudo e à funcionária Rosa Maria, pela solicitude;

Ao Matheus Peres Chagas, pelo valioso conhecimento transferido, pela paciência, força, amizade, conversas e pela paz transmitida no dia a dia;

Aos professores Fidel Alejandro Roig e Claudio Sergio Lisi, pela colaboração, orientação, esclarecimento de dúvidas e discussões a respeito do presente trabalho;

Ao Nuno, pela companhia em todas as horas, pela oportunidade do amor, pelo grande apoio em todos os momentos e pela ajuda em todos os aspectos da minha vida;

Aos meus irmãos da Conservação do Solo, Raul, Selene, Renata, Laura, Thalita, Mariana, Edison, sem os quais os dias rotineiros não teriam tanta vida;

Aos amigos da Física do Solo, Osvaldo, Samala, Lorena, Getúlio, Sueli e Fernando pelo agradável convívio;

Aos funcionários e amigos de laboratório, Sonia, Chiquinho e Rossi, pela ajuda no laboratório, e, além disso, pelas conversas e amizade em todos os momentos;

Às funcionárias do Departamento de Solos, Célia e Martinha, pela amizade;

Ao pessoal do laboratório de anatomia, Alejandro, Alisson, Angel, Marco, Mariana, Pri, Cláudio, Vini, Ivanka e Maria, por me adotarem no laboratório, e pelas valiosas conversas durante o cafézinho;

Ao professor Peterson, e o grupo TopoGEO, pela ajuda nas questões de levantamento topográfico;

Aos estagiários Cléo, Leonel, Suku, Alix, pela grandiosa ajuda e divertidas coletas de campo;

Às minhas grandes amigas, Ayesha, Bianca Bazzo, Batatiña, Bruna Bermudez, Flávia Tonelli, Gabi Piedade, Juliana Sechinato, Laís Momi, Mariana Zambon, as quais me trazem alegria à vida, pelo grande apoio, força, sorrisos, conversas e desabafos;

Aos amigos Tomaz, Felipe Zanatta, Deu Pau , Saxê, Huevos, Valdorfi e todos que contribuíram de forma direta e indireta para a realização desse trabalho.

Sinceramente, agradeço.

"Hoje é, para nós, uma questão de decoro não querer ver tudo nu, estar presente a tudo, compreender e 'saber' tudo (...). Deveríamos respeitar mais o “*pudor*” com que a natureza se escondeu por trás de enigmas e de coloridas incertezas"
(Friedrich Nietzsche, *Gaia Ciência*)

SUMÁRIO

RESUMO.....	11
ABSTRACT	13
1 INTRODUÇÃO.....	15
2 DESENVOLVIMENTO	19
2.1 Revisão bibliográfica.....	19
2.1.1 Erosão hídrica.....	19
2.1.3 Dendrocronologia.....	24
2.1.4 Dendrogeomorfologia.....	26
2.1.5 Bioma Mata Atlântica.....	28
2.1.6 Guapuruvu - <i>Schizolobium parahyba</i> , (Vellozzo.) S.F. Blake.....	29
2.2 Material e Métodos.....	31
2.2.1 Definição do local de estudo e seleção da espécie para análise dendrocronológica e dendrogeomorfológica.....	31
2.2.2 Descrição do local de estudo – Estação Experimental de Tupi.....	32
2.2.2.1 Localização.....	32
2.2.2.2 Vegetação.....	33
2.2.2.3 Geologia.....	34
2.2.2.4 Relevo Local.....	35
2.2.2.5 Solos.....	37
2.2.2.6 Clima.....	38
2.2.3 Levantamento topográfico.....	39
2.2.4 Amostragem de solos.....	40
2.2.5 Análises químicas do solo.....	41
2.2.6 Análises físicas do solo.....	43
2.2.6.1 Granulometria.....	43
2.2.6.2 Micromorfologia e análise de imagens.....	43
2.2.6.3 Densidade do solo (Ds).....	45
2.2.6.4 Densidade de partículas (Dp).....	45
2.2.6.5 Porosidade calculada.....	45
2.2.7 Cálculo da área das voçorocas.....	46
2.2.8 Caracterização do processo erosivo por meio dos anéis de crescimento do caule e da raiz das árvores de <i>Schizolobium parahyba</i>	47

2.2.8.1	Localização da amostragem ao longo das raízes estudadas	49
2.2.9	Caracterização topográfica do terreno e do processo erosivo	60
2.3	Resultados e discussão	64
2.3.1	Caracterização bidimensional dos solos e dos sedimentos	64
2.3.2	Caracterização física do solo.....	68
2.3.2.1	Granulometria	68
2.3.2.2	Grau de flocculação	73
2.3.2.3	Fracionamento das areias	74
2.3.2.4	Distribuição dos poros no solo por análise de imagens	82
2.3.2.5	Densidade do solo (Ds), densidade de partículas (Dp) e porosidade calculada.....	92
2.3.2.6	Discussão geral da caracterização física do solo	95
2.3.3	Caracterização do processo erosivo por meio dos anéis de crescimento do caule e da raiz da espécie <i>Schizolobium parahyba</i> - dendrogeomorfologia	97
2.3.3.1	Caracterização dos anéis de crescimento do caule de <i>Schizolobium parahyba</i>	97
2.3.3.2	Datação cruzada do caule.....	98
2.3.3.3	Correlação dos anéis de crescimento do caule com o clima	102
2.3.3.4	Incremento acumulado dos raios dos caules das árvores	105
2.3.3.5	Caracterização dos anéis de crescimento da raiz de <i>Schizolobium parahyba</i>	109
2.3.3.6	Incremento acumulado dos raios das raízes das árvores	112
2.3.3.7	Correlação dos anéis de crescimento do caule com os anéis de crescimento da raiz	113
2.3.3.8	Datação de cicatrizes.....	115
2.3.3.9	Relação das cicatrizes causadas no sistema radicular com chuvas intensas e erosivas	124
2.3.3.10	Estimativa da velocidade da erosão	125
2.3.4	Discussão geral – dendrocronologia e dendrogeomorfologia.....	129
3	CONCLUSÕES	131
4	RECOMENDAÇÕES	133
	REFERÊNCIAS	135
	ANEXOS	145

RESUMO

Avaliação espacial e temporal de processos erosivos e dendrogeomorfologia em um fragmento de Mata Atlântica em Piracicaba-SP

A erosão é um processo importante de degradação que resulta em perdas e desestruturação do solo, no declínio do conteúdo de matéria orgânica e nutriente, na redução da profundidade agricultável e da fertilidade. Em países de clima tropical, como o Brasil, os índices pluviométricos são elevados, fazendo com que as chuvas se concentrem em determinadas épocas do ano, sendo ela a principal responsável pelo processo erosivo nesses locais. Neste estudo, realizado na região de Piracicaba – SP, foram utilizadas técnicas convencionais de análises de solo, tais como análises granulométricas em soluções dispersantes e em água, análise estrutural, micromorfológicas, de densidade, grau de floculação e avaliação dos sedimentos depositados na área de estudo. Além disso, foi utilizada a técnica da dendrogeomorfologia, um método paralelo aos tradicionais de medida da erosão do solo, utilizando como base a quantidade de solo erodido dividido pelo tempo definido de exposição das raízes expostas pelo processo erosivo. Por meio dos parâmetros físicos e morfológicos do solo analisados foi possível entender a distribuição dos solos e sedimentos depositados na mata, bem como diferenciar as camadas de sedimentos e de solos. Foi possível também entender o tipo de transporte de partículas de solo ao longo da área de estudo e verificar as zonas concentradas de deposição de sedimentos. As análises dendrogeomorfológicas foram conduzidas em anéis de crescimento de raízes expostas de *Schizolobium parahyba* para datação de processos erosivos, com foco nas cicatrizes formadas em raízes expostas. Os anéis de crescimento da espécie *Schizolobium parahyba* demonstraram ter potencial para os estudos dendrogeomorfológicos e a taxa média de erosão do solo encontrada na área de estudo foi de 3,41 cm ano⁻¹.

Palavras-chave: Dendrocronologia; Sedimentação; Erosão, *Schizolobium parahyba*

ABSTRACT

Spatial and temporal evaluation of erosion processes and dendrogeomorphology at an Atlantic Forest fragment in Piracicaba-SP

Erosion is an important process of soil degradation, resulting in soil loss, breaking of soil structure and organic matter and nutrients decline, resulting in reduction of soil depth and fertility in arable lands. In tropical countries, as in Brazil, pluviometric indexes are high, with rains concentrated in certain seasons of the year, being the main responsible for the erosion process at these sites. In this study, conducted in Piracicaba – SP, conventional techniques of soil analysis were used, such as structural analysis, particle-size distribution in dispersive solution and water, micromorphological analysis, density analysis and degree of flocculation and analysis of the sediment deposited in the study area. Furthermore, the technique of dendrogeomorphology was used, this technique is a parallel method of measuring soil erosion based on the rate of eroded soil by the time of exposure, given by the erosion exposed roots. Through physical and morphological parameters of the soil it was possible to understand the distribution of soils and sediments deposited in the forest, as well as to differentiate the layers of sediments and soils. It was also possible to understand the type of particle transport along the study area and verify the concentrated areas of sedimentation. Dendrogeomorphological analyses were conducted on *Schizolobium parahyba* individuals, for erosive process dating, focusing on scars in exposed roots, established by water flow, sediments and debris. *Schizolobium parahyba* showed potential for dendrogeomorphological studies. The average erosion rate in the study area was 3.41 cm yr^{-1} , which is considered moderate.

Keywords: Dendrochronology; Sedimentation; Erosion, *Schizolobium parahyba*

1 INTRODUÇÃO

A erosão é um processo natural de desagregação, transporte e deposição do solo e das rochas, que, se acelerado pela ação humana, pode ocasionar grande prejuízo ambiental e econômico. A erosão acelerada é uma das principais causas do depauperamento do solo, que se dá principalmente pela remoção seletiva das partículas das partes mais altas do terreno e pelo transporte e deposição dessas partículas nas partes mais baixas (LEPSCH, 2011). Ocasiona a perda de solo do seu local de origem, o declínio da matéria orgânica e de nutrientes, a redução da umidade do solo, resultando na redução da profundidade cultivável do solo e declínio da fertilidade do solo, entre outros (MORGAN, 2005). Em países de clima tropical, como é o caso do Brasil, as chuvas se concentram em determinadas épocas do ano, sendo a principal responsável pelo processo erosivo nesses locais.

Paralela aos métodos tradicionais de determinação da erosão do solo, na medida em que se configura como um método sem custos elevados e sem a necessidade de base de dados pré-estabelecida, a dendrogeomorfologia é uma ferramenta importante para inferir a magnitude de eventos de erosão do solo. A dendrogeomorfologia é uma vertente de estudos dendrocronológicos que procura compreender as alterações na paisagem através da dinâmica da formação de anéis de crescimento anuais das espécies arbóreas (GONÇALVES, 2008). Através da datação da idade da árvore e das raízes, pela contagem dos anéis de crescimento, o método da dendrogeomorfologia infere sobre a magnitude da perda de solo, pela mudança ocasionada no lenho das árvores e das raízes, correlacionando-a com a cronologia dos eventos geomorfológicos, como erosão e sedimentação (CHARTIER et al., 2009).

Existem numerosos métodos para medida da erosão do solo, sendo um deles o método topográfico. Este método requer um considerável tempo e esforço para se obter uma alta resolução temporal, bem como só se aplica para seções monitoradas, fornecendo uma acurácia aceitável na estimativa do rebaixamento do solo. Já, os métodos de medida de erosão utilizando-se pinos de erosão, fornecem uma adequada cobertura espacial, e requerem, da mesma forma, muito tempo e esforço. Outro método de medida da erosão do solo é o da captação, quem tem como vantagem uma boa resolução temporal, mas não é adequado para a distribuição espacial dos processos erosivos, pois as taxas são apenas controladas no ponto de saída. Ainda, existe o método do ^{137}CS , porém, é dispendioso e exige muito trabalho de laboratório e dispositivos complexos, causando também problemas na medição durante momentos específicos do processo, resultando numa precisão aceitável de estimativa da erosão do solo (BALLESTEROS-CÁNOVAS et al., 2012). As vantagens do método da

dendrogeomorfologia são a alta acurácia na estimação do rebaixamento ou deposição no solo; a estimativa da taxa média da erosão do solo, bem como de eventos particulares pode fornecer as taxas de erosão em médio prazo, desde que as raízes das plantas foram expostas (BALLESTEROS-CÁNOVAS et al., 2012). Apresenta, porém, a desvantagem da distribuição espacial não homogênea dos pontos de amostragem. Outra vantagem do uso de raízes das árvores, quando expostas, comparando às técnicas de medidas de erosão dos solos é a possibilidade da estimativa da taxa de erosão com resolução anual (HITZ et al., 2008). Essa análise pode ser utilizada para os estudos de eventos geomórficos, com resolução anual, e pode ser comparada com eventos climáticos erosivos.

O método da dendrogeomorfologia consiste na aplicação de princípios ecológicos e dendrocronológicos no estudo dos processos geomorfológicos, relacionados especialmente aos processos morfodinâmicos e morfocronológicos. Os estudos dendrogeomorfológicos são baseados na mudança do crescimento individual das árvores de diferentes espécies (VILLALBA, 2000). São de grande importância principalmente para encontrar registros temporais e espaciais de eventos de erosão, que são de fundamental importância para a eficiência dos programas de conservação da qualidade do solo e da água. Pode também ser uma ferramenta para áreas não monitoradas, sugerindo a melhor localização de estações de controle, com base nos indicadores espaciais dendrogeomorfológicos.

Neste contexto, as hipóteses deste trabalho são:

- a) Os solos da área de estudo são suscetíveis à erosão;
- b) O bioma Mata Atlântica possui espécies arbóreas nativas com potencial para estudos dendrogeomorfológicos;
- c) As voçorocas em áreas reflorestadas e florestadas podem resultar na exposição das raízes das árvores, sendo estas, passíveis da datação;
- d) A erosão do solo em áreas reflorestadas e florestadas causam alterações anatômicas no lenho do tronco e raízes das árvores.

O objetivo geral do presente trabalho foi o de verificar a aplicação do método da dendrogeomorfologia na determinação espacial e temporal dos processos erosivos dos solos. Os objetivos específicos são:

- a) Verificar a suscetibilidade à erosão dos solos da área de estudo por meio de atributos físicos do solo;
- b) Entender a dinâmica da deposição de sedimentos e caracterizar a morfologia e a distribuição do solo e dos sedimentos retidos na mata;

- c) Selecionar uma espécie do bioma Mata Atlântica e determinar a idade das árvores por meio da dendrocronologia;
- d) Relacionar as informações dendrocronológicas com as alterações provocadas pelos processos erosivos na anatomia do lenho das árvores da espécie;
- e) Inferir sobre a velocidade e intensidade dos processos erosivos que impactam a área de estudo através das alterações anatômicas do lenho das árvores da espécie selecionada.

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 Revisão bibliográfica

2.1.1 Erosão hídrica

2.1.1.1 Processo erosivo

A erosão hídrica do solo responde pela degradação de 1 bilhão de hectares no planeta, totalizando um prejuízo de U\$ 400 bilhões dólares/ano entre planos de recuperação de áreas degradadas e perdas na produtividade agrícola (LAL et al., 1998). Em países tropicais, como o Brasil, o índice pluviométrico é elevado, fazendo com que as chuvas se concentrem em determinadas épocas do ano, sendo ela a principal responsável pelo processo erosivo em locais de clima tropical com o solo descoberto.

A erosão hídrica tem início com a incidência das precipitações, continua através da desintegração de agregados de solo e termina com o escoamento superficial (PRUSKI, 2006). As chuvas com intensidades acima de 25 mm h^{-1} são consideradas chuvas erosivas para países de clima tropical e subtropical (HUDSON, 1965).

A hidrologia e o transporte de sedimentos são afetados por fatores como manejo, cobertura, tipo de solo e as características de infiltração. Parte dos sedimentos formados durante os eventos chuvosos são carregados junto com as águas para os cursos d'água e a outra parte destes sedimentos se deposita nas partes mais baixas do relevo, que muitas vezes podem coincidir com as zonas ripárias.

A erosão do solo é um processo que consiste de duas fases, sendo elas o desprendimento das partículas da massa do solo e seu transporte por agentes erosivos, como água corrente e vento. Quando não resta energia suficiente para o transporte de partículas, uma terceira fase ocorre, a deposição de partículas (MORGAN, 2005).

O desprendimento das partículas é a primeira etapa do processo erosivo e ocorre principalmente pelo impacto da chuva que libera sua energia cinética na superfície do solo rompendo os agregados e desprendendo as partículas que por salpicamento faz com que o solo seja transportado a distâncias de vários centímetros (MORGAN, 2005).

A segunda etapa do processo erosivo é o transporte das partículas. Do ponto de origem, o impacto da gota de chuva e o fluxo superficial de água transportam os sedimentos encosta abaixo. Porém, para que sejam transportados, os sedimentos devem ser desprendidos do solo ou estarem num estado desprendido antes de serem transportados (SHARMA, 1996). Os agentes de transporte do material desprendido removem uma espessura uniforme de solo. No entanto, se houver concentração do fluxo, a remoção do solo ocorrerá através da formação de sulcos (MORGAN, 2005) que irão se desenvolver a uma taxa dependente da força de

cisalhamento do fluxo e da resistência do solo contra o cisalhamento (BRADFORD; HUANG, 1996).

Se a intensidade de precipitação exceder a velocidade de infiltração do solo, as depressões existentes no terreno, devido a rugosidade do solo, começarão a ser preenchidas com a água da chuva. Essas depressões, quando cheias, começam a se conectar umas as outras, formando um filme de água na superfície do solo, o que culminará no processo de escoamento superficial, chamado “runoff” (DARBOUX et al., 2001). O fluxo que será formado dependerá, por sua vez, da declividade do terreno, determinante no processo de aumento/minoração da capacidade de transporte das partículas que foram desprendidas do solo (NEARING; PARKER, 1994). Sendo assim, a severidade da erosão dependerá da quantidade de material desprendido e da capacidade dos agentes erosivos em transportar esse material. Quando a capacidade de transporte dos agentes for superior a quantidade de material desprendido, a erosão se torna limitada pelo desprendimento. Quando o material desprendido for maior do que a capacidade de transporte, a erosão é denominada limitada pelo transporte (MORGAN, 2005).

A última etapa do processo erosivo é a deposição do material que foi desprendido do solo. Segundo Bertoni e Lombardi Neto (2005), os materiais serão depositados de acordo com o tamanho das partículas que foram desprendidas. Primeiro serão depositadas as partículas de baixa transportabilidade e, por último, os materiais mais leves, que serão depositados nos pontos mais distantes. A energia do fluxo de água influencia na morfologia e distribuição dos sedimentos, ou seja, um padrão de deposição irregular e desuniforme sugere a ocorrência de eventos erosivos de grande intensidade, ou seja, de fluxo turbulento (MOMOLI et al., 2007).

A deposição consiste na quantidade de solo desprendido, chamado sedimento, acumulado num período de tempo, que não ultrapassou os limites da área em questão. Para que ocorra essa deposição, é necessário o transporte, ou movimento, descendente de água e sólidos em suspensão, através de sulcos ou do fluxo laminar nas áreas entressulcos (NEARING et al., 2001). Essa deposição não ocorre em um local apenas, pode sobrevir ao longo da encosta ou nos fundos dos vales (DOUGLAS, 1990).

A distribuição, por tamanho, dos sedimentos erodidos muda com o tempo durante um evento chuvoso. Em geral, partículas finas aumentam quando a intensidade da chuva e a declividade diminuem e também se a cobertura superficial e a rugosidade do solo aumentam, pois a capacidade de transporte do fluxo laminar é diminuída (NEARING et al., 2001). Quando ocorre um fluxo concentrado de água no solo, os sedimentos apresentam maior proporção de agregados de maior tamanho do que quando ocorre um fluxo laminar, evento

resultante da remoção intensa de sedimentos da matriz do solo pelo fluxo concentrado (NEARING et al., 2001).

Os sedimentos diferem, em muito, das propriedades do solo de origem, tais como distribuição no tamanho das partículas, conteúdo de matéria orgânica, concentrações de nutrientes e pH (FULLEN et al., 1996). Consistem, em sua essência, da fração areia e são de modo relativo, deficientes em argila, silte e rochas. A quantidade de argila e silte aumentam proporcionalmente em relação ao declive. Uma possível explicação para a ocorrência desse processo é o aumento da velocidade do escoamento superficial, ou “runoff”. Dessa forma, encostas mais íngremes, apresentam maior erodibilidade, capaz de separar argilas dos agregados do solo com mais facilidade. Visto que a argila é de fundamental importância para manter a estrutura e quantidade de nutrientes, tal depleção teria implicação na fertilidade do solo (FULLEN et al., 1996).

O material de origem, o relevo e as precipitações determinam a textura dos sedimentos que serão depositados. Segundo Pearse et al. (1998), partículas finas se movem com mais facilidade através das matas do que partículas mais grosseiras. As características físicas dos sedimentos como diâmetro médio dos grãos, curtose e simetria na distribuição granulométrica nos informam sobre a natureza e a intensidade dos processos de transporte de material desprendido do solo (FOLK; WARD, 1957).

Numa bacia hidrográfica, por exemplo, a relação entre forma e processo atuante está intimamente ligada, pois os limites são abertos para a recepção de massa e energia que podem, ao transitar pelo sistema, alterar sua forma através dos processos que causam. Neste sistema aberto, onde as condições não podem ser controladas, ocorrem fluxos hídricos laterais, subsuperficiais, laminares e turbulentos. Em escala de bacia ou sub-bacia, a variabilidade espacial da erosão e da sedimentação é muito alta. A forma do terreno, a presença de sulcos de erosão, o material de origem e a densidade da cobertura vegetal respondem pela maior parte da variabilidade da produção de sedimentos (TAMENE et al., 2006; COGLE et al., 2011).

2.1.1.2 As formas de erosão hídrica

As principais formas de erosão hídrica são a erosão laminar, em sulcos, voçorocas efêmeras e voçorocas.

A erosão laminar se destaca pela combinação da ação desagregadora do impacto das gotas de chuva (SANTOS et al., 2010; ARAGÃO et al., 2011) com a força do escoamento superficial, que transporta as partículas (DECROIX et al., 2008).

A erosão em sulco inicia quando a erosão laminar se concentra em pequenos canais (MORGAN, 2005). Se o fluxo de água aumentar, o sulco pode se tornar mais amplo e profundo. Na medida em que esse processo ocorre, serão formadas voçorocas efêmeras, as quais podem ser fechadas por práticas de cultivo.

Quando o fluxo da enxurrada se torna ainda mais concentrado, agravando a profundidade da voçoroca efêmera em canais maiores, são formadas as voçorocas que, ao contrário das voçorocas efêmeras, não podem ser removidas por práticas normais de cultivo (CHESWORTH, 2008).

2.1.1.3 Erosão subsuperficial – “*piping*”

“*Piping*” é uma expressão utilizada para referir-se a forma acelerada de erosão que resulta em poros e túneis subterrâneos (CARROLL, 1949). Pierson (1983) descreve “*pipes*” (dutos) como “poros tubulares ou passagens no solo que podem variar no tamanho das canalizações de alguns milímetros de diâmetro para túneis de pelo menos vários centímetros em diâmetro”.

A ocorrência do processo “*piping*”, assim como outras formas de erosão acelerada, vai depender da quantidade e intensidade de chuva, da declividade do terreno e sua topografia geral, do tamanho e da forma da bacia hidrográfica, da presença de canais pelos quais a água se torna concentrada, do tipo e da quantidade de cobertura vegetativa e da natureza do solo e subsolo. Porém, o “*piping*”, ao contrário de outras formas de erosão, resulta na remoção de material do subsolo sem necessariamente erodir a superfície. Durante o processo de erosão subsuperficial, o solo mais suscetível a erosão é removido em suspensão pela água, enquanto a camada de solo superficial, mais estável e menos suscetível a erosão, permanece firmemente no mesmo local, até ele não poder mais suportar seu próprio peso. Antes de o processo “*piping*” ocorrer em qualquer tipo de solo, deve necessariamente haver um caminho ou escape para a migração de partículas de solo. Esse caminho pode ter uma ou mais origens (CARROLL, 1949).

A ocorrência desses dutos pode ser atribuída aos fatores como gradiente hidráulico elevado, presença de íons solúveis no solo, ocorrência de períodos de seca prolongados, que favorecem a ocorrência de fissuras e chuvas intensas e irregulares que reativam percolações concentradas subsuperficiais (BULL; KIRKBY, 1997). Outros fatores podem também ocorrer, como erosão fluvial sub-superficial, promovida pela ocorrência de olhos d’água em situações de alto gradiente hidráulico ou baixo poder de agregação do solo, passagens deixadas por raízes decompostas, a ação de escavamento de micro, meso e macro fauna,

presença de rocha não alterada ou de horizontes menos permeáveis, podendo induzir a concentração sub-superficial de água, levando, eventualmente, a formação desses canais.

Os dutos ou túneis se formam a partir do carreamento de pequenos grãos do solo, partículas de argila e outros colóides, ou mesmo através da remoção dos componentes do solo por solução. O transporte desse material se faz através do transporte de sólidos e de componentes dissolvidos em rotas preferenciais, o que lhes confere tanto a atuação de forças físicas como químicas (AUGUSTIN; ARANHA, 2006). O desenvolvimento dessas rotas preferenciais de escoamento sub-superficial pode levar a formação de uma rede interligada de fluxos. O surgimento das voçorocas pode ocorrer com o colapso do teto dos túneis e o alargamento, por escoamento superficial e por movimentos de massa, do canal assim formado.

2.1.1.4 Efeitos do processo erosivo do solo

Os efeitos da erosão do solo podem ser intrínsecos (dentro de uma área ou bacia em questão) e extrínsecos (além ou fora da área de origem da erosão). Os efeitos intrínsecos são a perda de solo, a quebra da estrutura do solo, o declínio no conteúdo de matéria orgânica e nutrientes que resultam na redução da profundidade agricultável e da fertilidade do solo, entre outros. A queda na produtividade do solo é uma consequência desses efeitos, ocasionando, assim, a necessidade do aumento do uso de fertilizantes no solo (MORGAN, 2005). A redução da espessura do solo resulta em degradação estrutural, compactação do solo, perda de nutrientes, perda de matéria orgânica do solo, menor emergência de plântulas. A perda de solo de um local é compensada pelo ganho de solo em outro local, que pode se depositar em locais onde nenhuma cultura poderá crescer ou enterrar e inundar culturas em vales (BLANCO; LAL, 2008).

Os efeitos extrínsecos da erosão do solo são a diminuição da qualidade da água, assoreamento de canais e reservatórios (YOUNG et al., 1986); a sedimentação reduz a capacidade dos rios e valas de drenagem, aumenta o risco de enchentes, bloqueia canais de irrigação e reduz a vida de reservatórios. Pode destruir hidroelétricas e projetos de irrigação. Os sedimentos gerados pela erosão, através de produtos químicos adsorvidos, podem aumentar os níveis de nitrogênio e fósforo nos corpos d'água e resultar em eutrofização (PIMENTEL et al., 1995; MORGAN, 2005). Sedimentos transportados alteram as características da paisagem, reduzem ou danificam o “habitat” dos animais selvagens, e causam perdas econômicas (BLANCO; LAL, 2008)

A erosão leva a quebra de agregados em suas partículas primárias, argila, areia e silte. A partir desse processo, o carbono que é mantido dentro dos agregados de argila e o conteúdo orgânico do solo são liberados para a atmosfera na forma de CO₂, contribuindo para as mudanças climáticas (MORGAN, 2005).

2.1.3 Dendrocronologia

A dendrocronologia (*dendron*, madeira; *chronos*, tempo; e *logos*, estudo) é a ciência que estuda os anéis de crescimento das árvores, a fim de estimar, desse modo, sua idade. Sendo assim, para qualquer análise dendrocronológica são imprescindíveis espécies que contenham anéis de crescimento, formados com periodicidade conhecida. Anéis de crescimento são estruturas anatômicas do xilema secundário que, observadas em corte transversal, configuram círculos mais ou menos concêntricos e contínuos, ao redor da medula no lenho do tronco das árvores (LARSON, 1994). A formação dos anéis de crescimento anuais no lenho das árvores depende da dormência e da ativação do câmbio em resposta às variações das estações de crescimento (HEINRICH; BANKS, 2006). Os anéis de crescimento são identificados no lenho das árvores pela sua estrutura anatômica. Porém, podem também, ocorrer anéis de crescimento falsos ou ausentes, especialmente nas árvores ocorrentes nas regiões tropicais, sendo resultado de uma fraca sazonalidade, que podem ser distinguidas dos anéis verdadeiros pela natureza da transição entre as células do lenho inicial e do lenho tardio. Num anel de crescimento falso, essa transição é gradual por causa de estar, em curto espaço de tempo, dentro e fora de condições favoráveis de crescimento. Num anel de crescimento anual, a transição de um anel para o posterior anel é abrupta, pois a produção do anel de crescimento paralisa por algum período de tempo (NASH, 2002) (Figura 1).

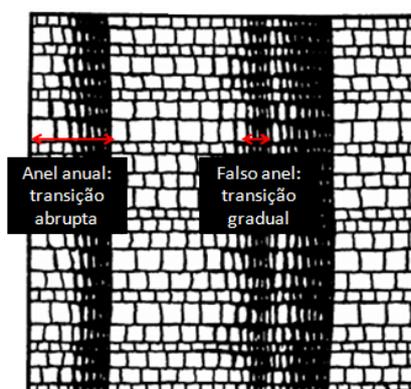


Figura 1 - Visão esquemática de anel de crescimento anual verdadeiro e falso (ou duplo) (adaptado de Nash, 2002)

Para datar os anéis de crescimento de forma absoluta, é preciso conhecer o ritmo da atividade cambial do lenho das árvores da espécie, pois sua formação não implica que eles sejam necessariamente anuais, nem regulares (OLIVEIRA, 2007).

Os estudos iniciais apontavam que apenas as árvores das espécies de clima temperado desenvolviam anéis de crescimento, devido à severidade da estação de inverno ser capaz de paralisar o seu crescimento e desenvolvimento. Atualmente, diversos estudos demonstram que as plantas de clima tropical e subtropical também podem desenvolver anéis de crescimento anuais, resultado de um ritmo de crescimento intermitente de tais espécies (BOTOSSO; MATTOS, 2002; TOMAZELLO FILHO et al., 2001).

Em regiões de clima temperado, com estações do ano bem definidas, as árvores são induzidas a produzir, a cada ano, uma nova camada de incremento de tecidos em seu lenho. Anualmente, é acrescido um novo anel de crescimento ao tronco que, por isso, são chamados *anéis anuais de crescimento*. Forma-se, assim, o lenho inicial ou primaveril e o lenho tardio, outonal ou estival. No início do período vegetativo, o lenho inicial é formado, na medida em que as plantas reassumem suas atividades fisiológicas, após o período de dormência. Com a proximidade do período outonal, fim do período vegetativo, as células diminuem a atividade fisiológica e suas paredes celulares se tornam mais espessas e seus lumens menores, deixando o lenho tardio com uma tonalidade mais escura permitindo, desse modo, a distinção do lenho tardio e do inicial, pela alternância de cores (BOTOSSO; MATTOS, 2002). É essa alternância de cores que evidencia os anéis de crescimento de muitas espécies, em especial das gimnospermas-coníferas (COSTA, 2001).

Estudos recentes têm demonstrado que as árvores tropicais exibem um crescimento não contínuo e que, devido a esse ritmo de crescimento específico, mostram, sob a forma de anéis de crescimento definidos, não necessariamente anuais, uma periodicidade estrutural cíclica regular ou irregular. Essa periodicidade pode ser decorrente de mudanças na temperatura, fotoperíodo e precipitação pluviométrica, entre outros (VETTER; BOTOSSO, 1993). No lenho das árvores de angiospermas dicotiledôneas, ou folhosas, os anéis de crescimento podem se destacar por determinadas características anatômicas, tais como: faixa de células parenquimáticas (parênquima marginal), alargamento dos raios nos limites dos anéis, concentração ou maior dimensão dos poros no início do período vegetativo, espessamento diferencial das paredes das fibras, alteração do espaçamento das faixas tangenciais de um parênquima axial, entre outros (COSTA, 2001).

2.1.4 Dendrogeomorfologia

A dendrogeomorfologia consiste na aplicação de princípios ecológicos e dendrocronológicos no estudo de processos geomorfológicos, relacionados especialmente a processos morfodinâmicos e morfocronológicos. Os estudos dendrogeomorfológicos são baseados na mudança de crescimento individual das árvores (VILLALBA, 2000). A dendrogeomorfologia é uma vertente de estudos dendrocronológicos que procura compreender as alterações na paisagem através da dinâmica da formação de anéis de crescimento anuais. Segundo Gonçalves (2008), os índices de sensibilidade dos anéis de crescimento podem registrar as alterações que ocorrem substancialmente na paisagem.

Os anéis de crescimento das árvores são uma fonte de informação que permite a reconstrução cronológica da ocorrência de eventos como, por exemplo, erosão e sedimentação. Esses eventos ficam marcados no lenho das árvores através de cicatrizes, excentricidades do lenho ou mudanças abruptas de crescimento. A posição do colo de uma planta representa o nível em que a superfície do solo se encontrava no momento de sua germinação, servindo, assim, como indicador de possíveis processos erosivos ou deposicionais. Com o soterramento do colo, por exemplo, ocorre um stress na planta, refletido na anatomia dos anéis de crescimento. Com isso, é possível a reconstrução cronológica do local onde a planta está inserida. Essa técnica, além de ser uma datação anual, permite a observação de eventos recentes (VILLALBA, 2000).

Determinando-se a idade das árvores, através da contagem dos anéis de crescimento, podemos estabelecer a velocidade média de agradação ou degradação do terreno (VILLALBA, 2000). Analisando a cronologia dos anéis de crescimento, é possível estimar datas de eventos geomórficos. Como os sinais de eventos – por exemplo, erosão e/ou deposição – ficam registrados no lenho das árvores, a dendrogeomorfologia representa uma importante ferramenta para a investigação de sua dinâmica, pois proporciona uma alta resolução temporal/anual.

Na literatura, há estudos, como o de Ouden et al. (2007), que comprovam a correlação entre a ocorrência de eventos de sedimentação e erosão e o registro na anatomia do lenho das árvores e no padrão de crescimento dos anéis. Quando ocorre a sedimentação, os vasos dos tecidos do caule ficam reduzidos e os anéis de crescimento têm seus limites menos definidos. Por sua vez, quando ocorre a erosão, há o aumento no tamanho dos vasos.

Além do lenho das árvores, segundo Gärtner (2007), as raízes das árvores também fornecem informações importantes sobre a ocorrência de erosão do solo. Por meio das raízes expostas pelo processo erosivo do solo, são observadas, por exemplo, a magnitude e a época

de ocorrência de tais eventos. Pode-se descobrir o primeiro ano de exposição da raiz através de informações como a espessura dos anéis, a forma dos vasos e das células fibrosas, número de células, modificações no lenho tardio e inicial, devidos à exposição.

Em raízes, as células do lenho inicial são geralmente maiores do que as células do caule, e a espessura das células no lenho tardio são reduzidas. Quanto mais perto a raiz está da superfície do solo, mais parecida com o caule ela se torna, e cada vez mais ela se torna afetada pelas variações da temperatura diária (GÄRTNER, 2003). Segundo Gärtner et al. (2001), as raízes reagem imediatamente a exposição mostrando uma redução de 50% no tamanho das células no lenho inicial.

As cicatrizes no lenho das árvores podem ser produzidas por queda de rochas, pela exposição à luz, pelo fogo, gelo, neve, vento e até mesmo pela ação dos animais. Essas cicatrizes do lenho, mais distintas na sua seção transversal, são datadas pela contagem dos anéis de crescimento que formaram após o ferimento (WINCHESTER et al., 2007). Segundo Stoffel e Bollschweiler (2008), cicatrizes na região externa das cascas e ferimentos no lenho das árvores são características muito comuns, quando afetadas por processos geomórficos. As cicatrizes podem ser observadas no caule das árvores, e também, nos ramos e raízes. Uma vez que a energia do impacto seja importante o bastante para destruir localmente o câmbio, a formação do incremento será interrompida no segmento injuriado. Contudo, para minimizar o risco de a árvore apodrecer ou ser atacada por insetos após o impacto penetrante, a planta injuriada irá compartimentar a ferida e, quase que imediatamente começar com a produção de tecidos caloso caótico nas bordas das injúrias. Através da produção de tecido de cicatrização, as células do câmbio irão continuamente crescer na região da injúria obstruindo por completo a cicatriz. Os autores concluem que a cicatrização irá depender da taxa anual de crescimento, da idade da planta e do tamanho da cicatriz. As cicatrizes no lenho das árvores que são resultado da erosão fornecem informações sobre o curso dos processos geomorfológicos (WRONSKA, 2009).

A análise dos estudos, como os de Chartier et al. (2009), revela a utilidade e importância do método dendrogeomorfológico sobre o estudo dos processos de erosão do solo. A medição da redução do solo, a partir da exposição das raízes, representa um método vantajoso para a estimativa da taxa de erosão do solo. Essa técnica pode ser eficiente para monitorar os efeitos das práticas de manejo do solo sobre a erosão do solo e para o estabelecimento de registros, em regiões onde os dados históricos a respeito desse processo são escassos ou inexistentes.

As análises dendrocronológicas permitem maior acurácia na interpretação das alterações ambientais que resultam em impactos na qualidade da água e do solo. Através da datação, podemos tirar informações sobre a velocidade da erosão, da existência de picos de deposição que poderão indicar a ocorrência de eventos extremos e da relação da erosão/deposição com o manejo e uso da terra.

Métodos em estudos dendroecológicos, requerem uma avaliação da anatomia, morfologia e estrutura de raízes e caules das árvores. Em adição, os fatores que influenciam o crescimento das árvores precisam, também, ser considerado, tais como exposição, temperatura, precipitação, vento, luz, elevação, duração do período de crescimento, competição e características do solo (tipo, textura, água, nutrientes, e disponibilidade de oxigênio). As variações nesses fatores produzem variações na largura do anel de crescimento, informação esta, de relevância para os dendrogeomorfologistas. As plantas saudáveis, sem estresse, produzem anéis de crescimento concêntricos com larguras aproximadamente iguais, complacentes, enquanto as árvores sob estresse mostram anéis de crescimento variáveis, sensitivos (WINCHESTER et al., 2007). Um dos problemas da dendrogeomorfologia é a separação dos sinais de clima dos eventos de formação da paisagem. Isso é abordado pela construção de uma cronologia de referência, ou controle, de árvores das proximidades não afetadas pelos eventos sob investigação. Quando se constrói uma cronologia, é criticamente importante lembrar que os resultados são comparáveis somente para as árvores de um mesmo contexto ecológico (SCHWEINGRUBER, 1996).

Com a utilização da técnica da dendrogeomorfologia, é possível realizar o estudo da paisagem e dos processos de formação da superfície da terra e entender a história da formação da paisagem e a sua dinâmica, bem como prever o potencial para mudanças futuras.

2.1.5 Bioma Mata Atlântica

A Mata Atlântica é a formação florestal mais antiga do Brasil, e estabelecida a cerca de 70 milhões de anos, apresentando grande variação florística (LEITÃO-FILHO, 1987). Inicialmente, se estendia por quase toda a costa oriental brasileira com algumas incursões extensas para o interior do país. Abrangia originalmente 1,3 milhões de km², cerca de 15% do território do Brasil, aproximadamente 3.400 municípios e 17 estados – Alagoas, Bahia, Ceará, Espírito Santo, Goiás, Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, Paraíba, Paraná, Pernambuco, Piauí, Rio de Janeiro, Rio Grande do Norte, Rio Grande do Sul, Santa Catarina, São Paulo e Sergipe. Com a ocorrência das explorações, a cobertura florestal vem sendo destruída, restando apenas 27% da área coberta com as formas originais de vegetação.

Segundo a Constituição Federal de 1988, a Mata Atlântica é considerada como Patrimônio Nacional. É composta por tipos de vegetação que incluem as faixas litorâneas do Atlântico (com seus manguezais e restingas, florestas de baixada, de tabuleiro e de encosta da Serra do Mar), florestas interioranas, as matas de araucárias, os campos de altitude e os encaves florestais no Sudeste, no Centro-Oeste e no Nordeste. Nas regiões Sul e Sudeste, ultrapassa as fronteiras do Brasil, chegando a abranger parte do território da Argentina e do Paraguai (FUNDO BRASILEIRO PARA A BIODIVERSIDADE - FUNBIO, 2010).

Segundo a Lei nº 11.428, de 22 de Dezembro de 2006, dispondo sobre o uso e proteção deste bioma, considera integrantes do Bioma Mata Atlântica “as seguintes formações florestais nativas e ecossistemas associados, com as respectivas delimitações estabelecidas em mapa do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE (...): Floresta Ombrófila Densa; Floresta Ombrófila Mista, também denominada de Mata de Araucárias; Floresta Ombrófila Aberta; Floresta Estacional Semidecidual; e Floresta Estacional Decidual, bem como os manguezais, as vegetações de restingas, campos de altitude, brejos interioranos e encaves florestais do Nordeste”.

Atualmente, ainda restam fragmentos bem conservados e maiores que 100 hectares, porém correspondem somente a 7,5% deste total, cerca de 98.000 km² (FUNDO BRASILEIRO PARA A BIODIVERSIDADE; ATLANTIC FOREST CONSERVATION FUND, 2010; SOS MATA ATLÂNTICA, 2010). A Mata Atlântica é um dos ecossistemas mais ameaçados do mundo, devendo ser de grande prioridade a conservação da sua biodiversidade.

2.1.6 Guapuruvu - *Schizolobium parahyba*, (Vellozzo.) S.F. Blake

O guapuruvu (*Schizolobium parahyba*, (Vellozzo) S.F. Blake), também conhecido como ficheira, é uma árvore da família Fabaceae, sub-família Caesalpinioideae. É uma espécie nativa da Floresta Atlântica, angiosperma de ciclo de vida perene. Típica de regiões onde a precipitação média anual varia de 1.100 a 2.400 mm e com temperatura média anual de 18,8 °C a 24,3 °C em clima tropical, subtropical de altitude e subtropical úmido, o guapuruvu não tolera baixas temperaturas. É encontrada em altitudes que variam de 10 m a 900 m.

Espécie característica da Floresta Ombrófila Densa, ocorrendo principalmente em planícies aluviais, ao longo de rios e no início de encostas (CARVALHO, 2005), possui rápido crescimento, configurando grande importância em projetos de revegetação e paisagismo (TRIANOSKI, 2010; FREIRE et al., 2007). Heliófila, pioneira a secundária inicial ou clímax exigente de luz, ocorre naturalmente desde a Bahia até o Rio Grande do Sul e

possui bom potencial para uso na recuperação de matas ciliares, em locais não sujeitos à inundação (CARVALHO, 2005). Segundo alguns estudos, mais especificamente, essa espécie ocorre nos seguintes estados: Bahia, Espírito Santo, Minas Gerais, Paraná, Rio de Janeiro, Extremo Litoral Nordeste do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e São Paulo.

O guapuruvu apresenta pouca exigência quanto à fertilidade química do solo, porém exibe melhor crescimento em solos de fertilidade química boa, profundos e úmidos, bem drenados e com textura que varia de franca a argilosa. Solos rasos, de baixa fertilidade, com textura arenosa ou, por demais, secos são inadequados para a espécie (CARVALHO, 2005).

Segundo Reitz et al. (1978), o guapuruvu apresenta pouca exigência de condições edáficas e muita exigência com relação a luz. Portanto, a região da Mata Atlântica é um local propício para sua ocorrência.

São árvores de 10 a 20 metros, podendo até atingir 30 metros de altura e 100 cm de diâmetro na altura do peito (DAP). Tem a casca lisa, cinzenta, com marcas transversais leves em relevo. As folhas são compostas, e podem atingir até 1 metro de comprimento, com pinos opostos, folíolos opostos elípticos, com pilosidade na face inferior. Apresenta, ainda, inflorescência alongada, cujas flores, sempre pedicelados, são mais novas no ápice. O fruto é do tipo legume, obovado, séssil, coriáceo ou sub-lenhoso pardo escuro, formado por duas valvas bem espatuladas medindo 10 – 15 cm por 4 – 6 cm, endocarpo amarelo-pardacento claro, desprende-se do resto do fruto e inclui uma única semente, com grande asa papirácea. Sua semente é elíptica, lisa, brilhante, muito dura de 2 – 3 cm por 1,5 – 2 cm (RICHTER et al., 1974).

As árvores de guapuruvu que possuem anéis de crescimento delimitados (CALLADO; GUIMARÃES, 2010; LISI, 2009; PERNÍIA; MELANDRI, 2006). Segundo Marcati et al. (2008), formam no lenho anéis anuais de crescimento delimitados por faixas estreitas do parênquima inicial. A redução da atividade cambial a um mínimo correlaciona-se com a estação seca e a queda das folhas. A maior atividade cambial correlaciona-se com a estação chuvosa e a presença de folhas maduras. No floema, é observada uma maior região condutora na estação chuvosa, quando as árvores apresentam folhagem completa. Richter et al. (1974) mostraram que essa árvore possui camadas de crescimento bem demarcadas, quer pelo parênquima terminal quer pela coloração do tecido fibroso.

Segundo Silva et al. (2002), é uma árvore tipicamente caducifólia e, com isso, no período seco e de baixa temperatura, sua atividade cambial é reduzida e, em consequência, ficam demarcados, a cada ano, os anéis de crescimento no xilema. Essa característica possibilita a determinação da idade da árvore e sua taxa de crescimento através da

dendrocronologia. Os anéis de crescimento podem ser um banco de dados que armazenam informações ecológicas e históricas (KITZBERGER et al., 2000), pois o câmbio, sendo um tecido gerador das novas células de xilema e floema secundários, é considerado um sensor dos estímulos ambientais que afetam as funções fisiológica das plantas. O câmbio responde às variações do ambiente e incorpora informações à estrutura dos anéis de crescimento (RUBINO; McCARTHY, 2004) sendo, então, demarcadores importantes para eventos, tais como erosão e sedimentação.

Callado e Guimarães (2010) mostraram em seu trabalho que as árvores de guapuruvu apresentam anéis de crescimento visíveis macroscopicamente. E, ainda, em sua estrutura, se caracterizam pelo achatamento radial das fibras e maior espessamento de suas paredes no lenho tardio e, ademais, pela presença de parênquima em faixa marginal, com uma a três células de largura. Tais resultados também foram apresentados por Tomazello Filho et al. (2004), Lisi et al. (2008), Marcati et al. (2008). Lobão (2011) encontrou os mesmo resultados para a *Schizolobium parahyba var. amazonicum*.

2.2 Material e Métodos

2.2.1 Definição do local de estudo e seleção da espécie para análise dendrocronológica e dendrogeomorfológica

Para a definição do local de estudo, foi preciso encontrar áreas com processos erosivos e, também, com a presença de espécies arbóreas da Mata Atlântica que apresentassem anéis de crescimento anuais. Além disso, buscaram-se exemplares de árvores que estivessem em diferentes posições na paisagem, apresentando raízes expostas. Ademais, foi preciso também encontrar árvores testemunhas, que representassem a situação normal da área, sem a influência da erosão no solo.

A área de estudo escolhida pertence à Estação Experimental de Tupi, Piracicaba-SP, e apresenta marcas visíveis de processos erosivos do tipo voçorocas, voçorocas efêmeras, sulcos, erosão sub-superficial e sedimentação e, a espécie selecionada foi a *Schizolobium parahyba* (guapuruvu) (Figura 2).

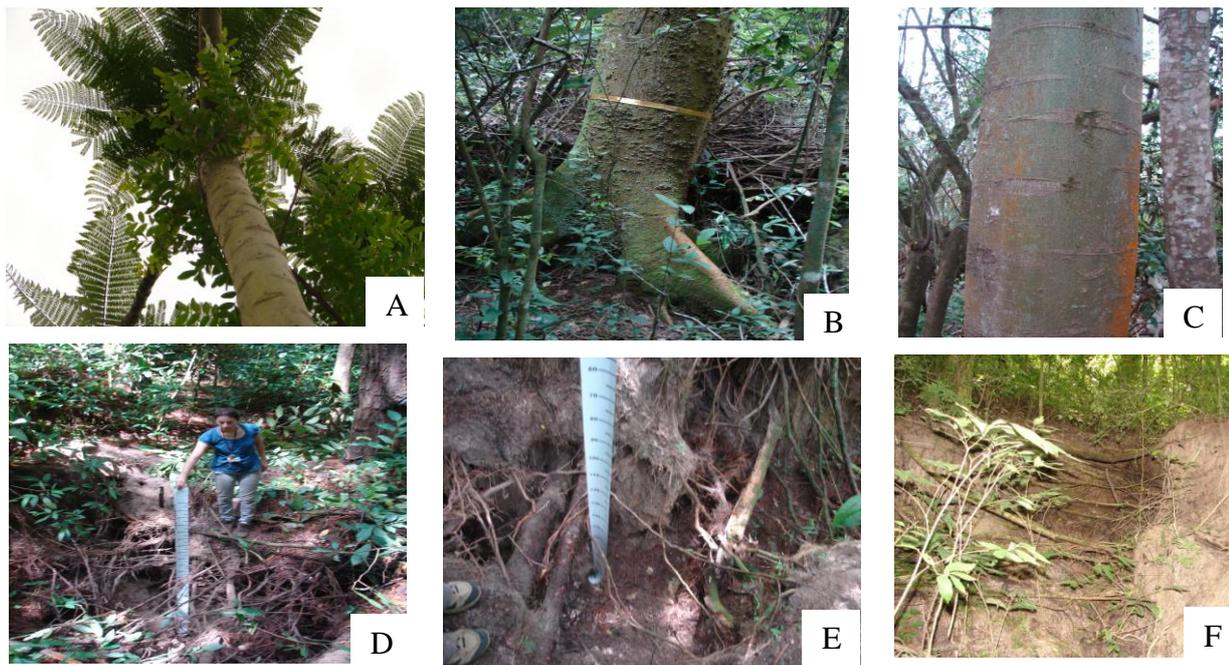


Figura 2 - Detalhe da espécie escolhida e dos processos erosivos da Estação Experimental de Tupi: A e B) *Schizolobium parahyba* (guapuruvu); C) Detalhe do caule de *Schizolobium parahyba* (guapuruvu); D) Voçoroca; E e F) Detalhe de voçoroca com raizame exposto

2.2.2 Descrição do local de estudo – Estação Experimental de Tupi

2.2.2.1 Localização

A Estação Experimental de Tupi, uma unidade de produção e conservação do Instituto Florestal – Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo localiza-se no distrito de Tupi, cidade de Piracicaba, no centro leste do Estado de São Paulo. Tem como coordenadas geográficas de longitude entre 47°32'30" W e 47°31'47" W e latitude entre 22°43'21" S e 22°44'24" S, possuindo uma área de aproximadamente 198,48 hectares, sendo 157,83 hectares de reflorestamento, divididos em talhões. (Figura 3).

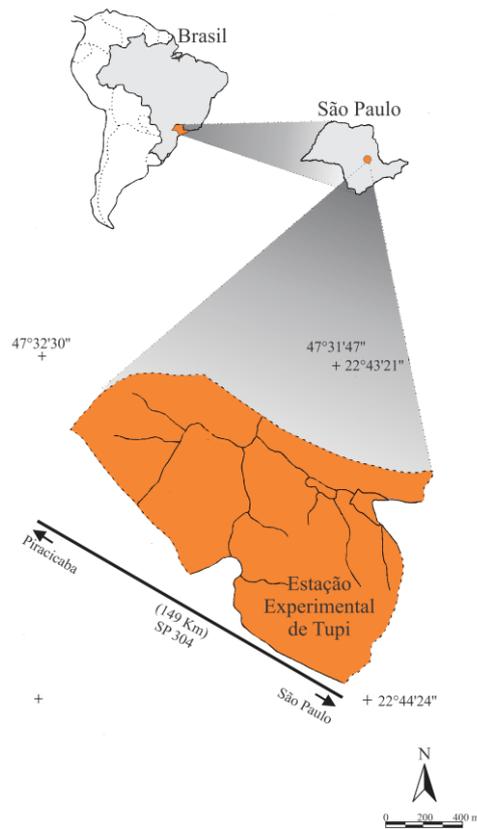


Figura 3 - Mapa da localização da Estação Experimental de Tupi

2.2.2.2 Vegetação

A área atual da Estação Experimental de Tupi foi, outrora, intensamente cultivada com culturas anuais até o ano de 1949, o que acarretou num esgotamento natural da fertilidade do solo. Logo após, os trabalhos de recuperação foram iniciados, através de reflorestamento com essências nativas – em 1952, nos talhões 36 e 36^a – e com *Eucalyptus maculata* – em 1954, no talhão 2 (Figura 4). Em 1957/1958 houve uma aceleração nos reflorestamentos, principalmente com essências exóticas, que acabaram, por fim, cobrindo toda a área da unidade. Ainda restaram dois talhões com cobertura de vegetação de origem do local, que, antes, dominava a região. Tais áreas foram caracterizadas como Floresta Mesófila Semidecídua, também denominada de Floresta Estacional Semidecidual.

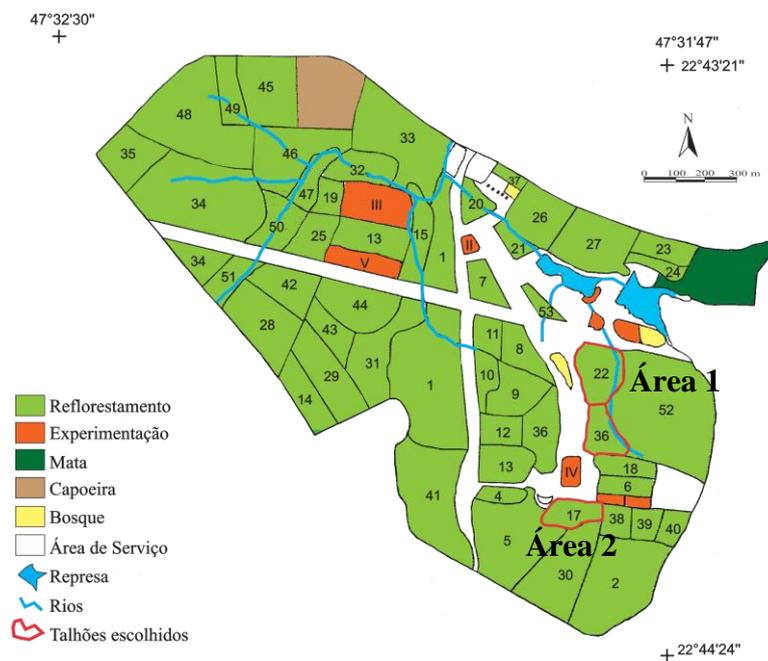


Figura 4 - Distribuição dos talhões da Estação Experimental de Tupi (adaptado de PINHEIRO et al., 1999)

Para o desenvolvimento deste estudo, foram selecionadas áreas localizadas nos talhões de número 17, 22 e 36. O talhão nº 17 foi reflorestado com *Pinus spp* e guarantã, no ano de 1960; o talhão nº 22, por sua vez, foi reflorestado com a espécie *Pinus hondurensis*, em 1986; e, finalmente, o talhão nº 36 foi reflorestado com Essências Nativas, no ano de 1952. A espécie *Schizolobium parahyba*, escolhida para o estudo em curso, presente nas áreas por meio de regeneração natural, transportadas provavelmente pelos ventos, não faz parte, portanto, do plantio de reflorestamento. As áreas reflorestadas vêm sofrendo uma recolonização natural de espécies nativas da Mata Atlântica e, estas, inclusive, atualmente, estão dominando a área de estudo.

A área intitulada neste trabalho como Área 1 está localizada nos talhões nº 22 e nº 36 e a área intitulada como Área 2, no talhão nº 17 (Figura 4). O levantamento florístico da Estação Experimental de Tupi está apresentado no Anexo A.

2.2.2.3 Geologia

A geologia da área na Estação Experimental de Tupi é constituída por rochas sedimentares paleozóicas do Grupo Tubarão, representada predominantemente por arenitos e diamictitos arenosos da formação Itararé (membro arenoso – Cpi_{ar}), diamictitos com matriz argilosa-arenosa ou areno-argilosa e siltitos da formação Itararé (Cpi) e, secundariamente, por siltitos arenosos e siltitos argilosos maciços da formação Tatuí (membro inferior - Ptt_i)

Ocorre também uma cobertura cenozoica (Cc), representada por depósitos argilosos inconsolidados e siltitos argilosos e maciços e argilitos da formação Tatuí (membro superior - Ptt_s) (Figura 5). A litologia dominante dos locais escolhidos para o desenvolvimento do estudo corresponde aos arenitos e diamictitos da Formação Itararé, membro arenoso.

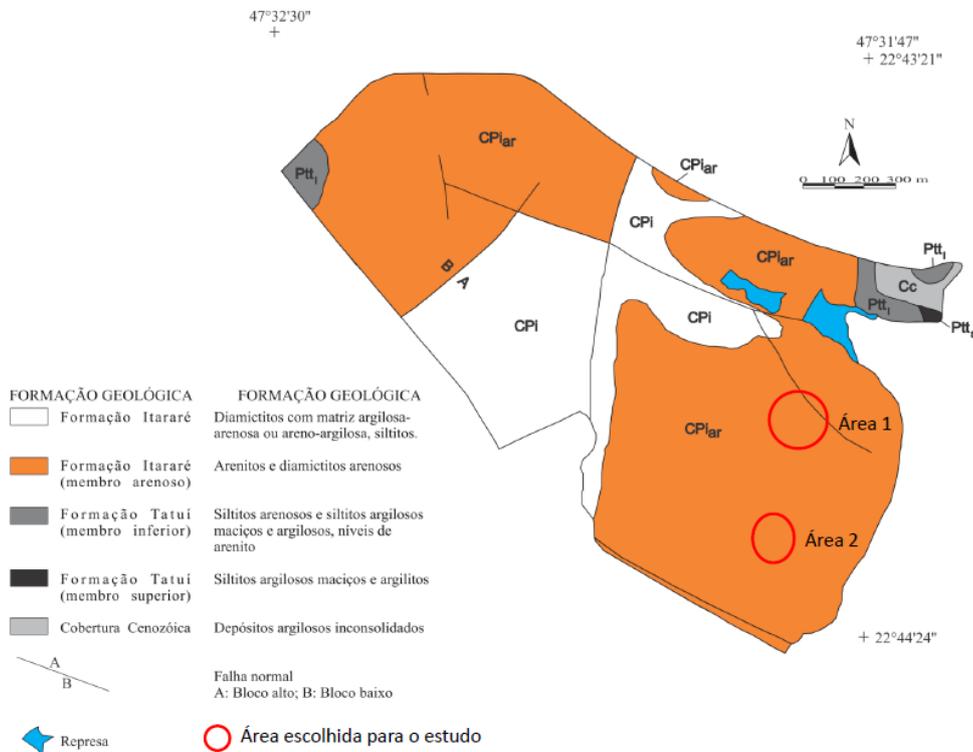


Figura 5 - Mapa geológico da Estação Experimental de Tupi (adaptado de PINHEIRO et al., 1999)

2.2.2.4 Relevo Local

O relevo na Estação Experimental de Tupi é caracterizado por relevos de degradação e de agradação. Os relevos de degradação são representados por *Morrotes Alongados e Espigões*, e *colinas amplas*. Ao longo dos Ribeirões Tijuco Preto e Batistada ocorrem os relevos de agradação, representados pelas “*Planícies Aluviais*”, caracterizadas por terrenos baixos e mais ou menos planos, sujeitos periodicamente a inundações (Figura 6).

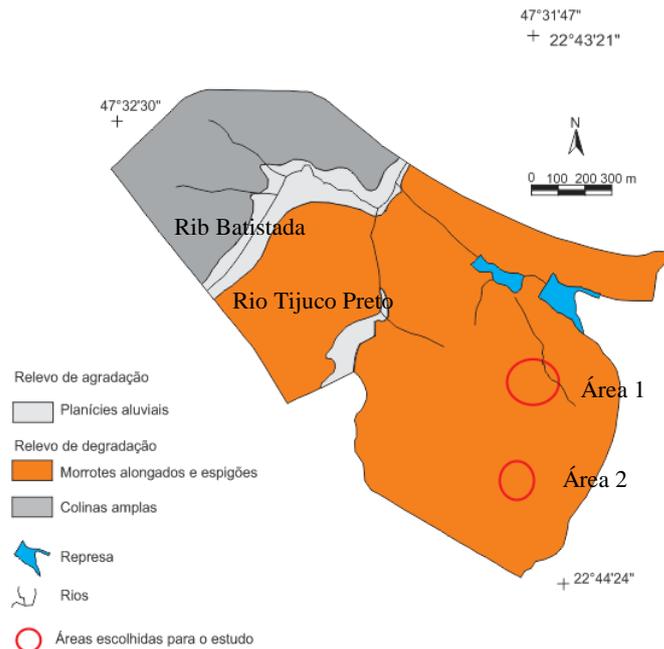


Figura 6 - Mapa geomorfológico da Estação Experimental de Tupi (adaptado de PINHEIRO et al., 1999)

A Estação Experimental de Tupi está localizada entre as altitudes de 505 e 565 metros. As seções que estão localizadas a leste da área apresentam altitudes maiores que 550 metros e correspondem aos topos aplainados dos interflúvios principais. Já, as menores altitudes, inferiores a 505 metros, representam as planícies dos ribeirões Tijuco Preto e Batistada (Figura 7).

Na Estação Experimental de Tupi, predominam as declividades inferiores a 12%, que correspondem aos topos aplainados dos morrotes e colinas, e às planícies dos Ribeirões Tijuco Preto e Batistada. As declividades entre 12% e 30% são encontradas principalmente à direita do Ribeirão Tijuco, nas vertentes convexas dos morrotes. As declividades acima de 30% ocorrem, em geral, ao longo dos pequenos cursos d'água, onde os vales são mais encaixados (Figura 8).

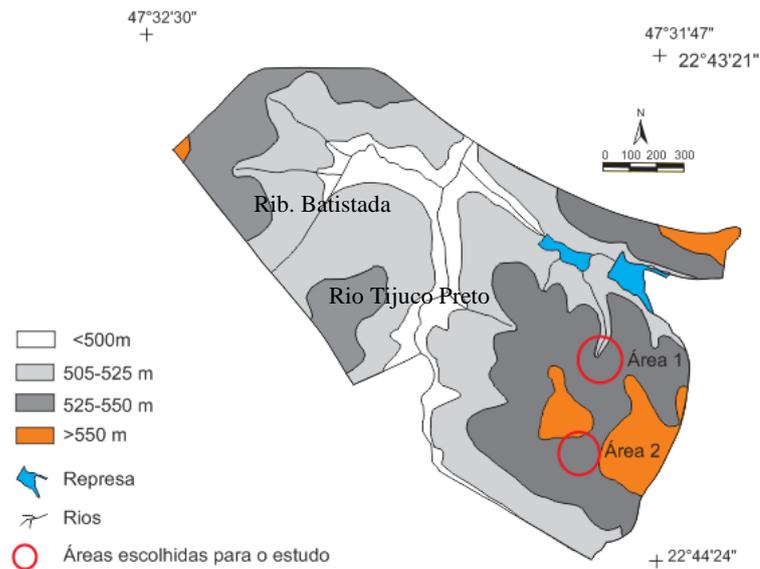


Figura 7 - Mapa hipsométrico da Estação Experimental de Tupi (adaptado de PINHEIRO et al., 1999)

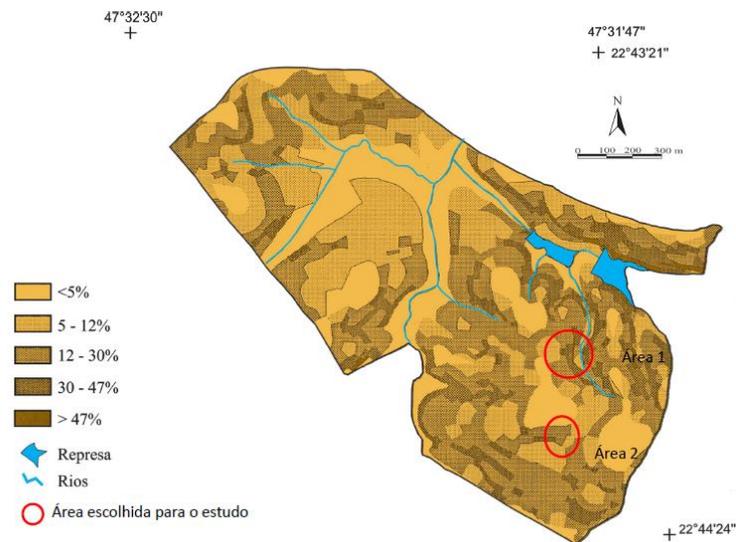


Figura 8 - Mapa de declividade da Estação Experimental de Tupi (adaptado de PINHEIRO et al., 1999)

2.2.2.5 Solos

Predominam na Estação Experimental de Tupi os Argissolos de textura arenosa/média e Neossolos litólico, desenvolvidos das rochas do grupo Tubarão ou de depósitos superficiais provenientes de seus materiais (VIDAL TORRADO, 1994). Observa-se a ocorrência de Gleissolos nas proximidades do ribeirão Batistada. Nas áreas escolhidas para o estudo dominam os Argissolos Vermelho Amarelo de textura arenosa/media (Figura 9).

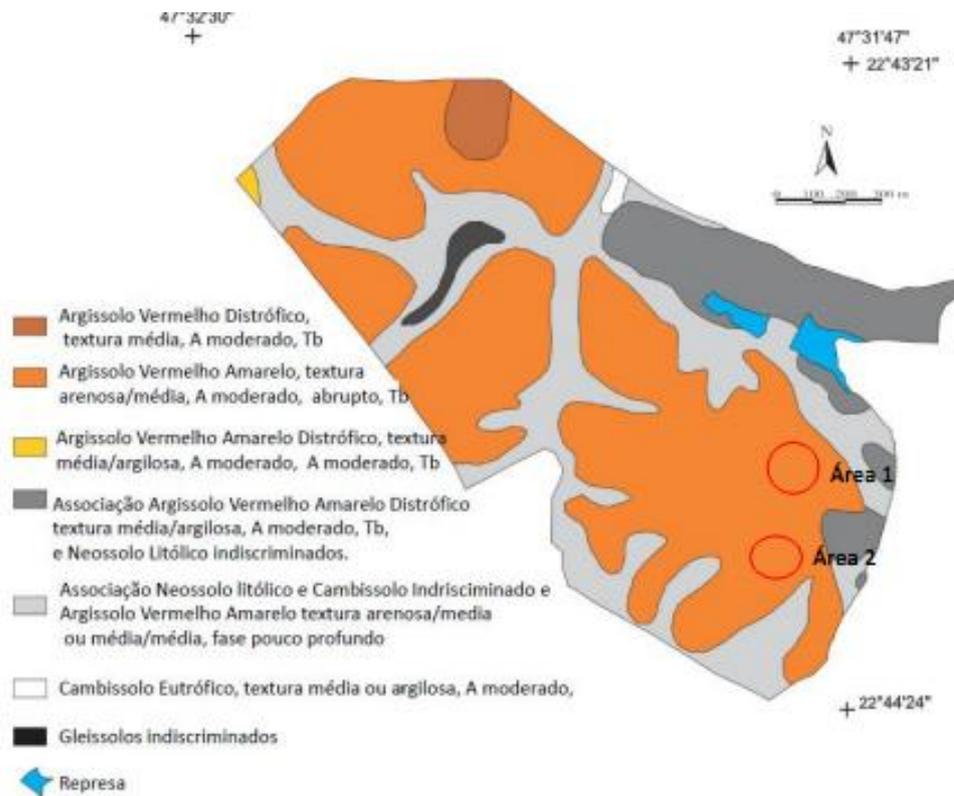


Figura 9 - Mapa pedológico semidetalhado da Estação Experimental de Tupi (adaptado de PINHEIRO et al., 1999)

2.2.2.6 Clima

Os dados de precipitação e temperatura foram coletados na base de dados do Posto Agrometeorológico do Departamento de Engenharia de Biosistemas da ESALQ-USP, Piracicaba – SP, que fica localizado na latitude $22^{\circ}42'30''$ e longitude $47^{\circ}38'00''$, com altitude de 546 metros, que dista aproximadamente 12 quilômetros da área de estudo.

Para contabilizar as chuvas erosivas, que possuem intensidade maior que 25 mm/h nos países de clima tropical e subtropical (HUDSON, 1965) foram utilizados os dados existentes de chuva de 15 em 15 minutos, que englobam os anos 1997 a 2011, nessa estação. Essas chuvas erosivas classificadas em intensidade de 25 a 50 mm h^{-1} , de 50 a 75 mm h^{-1} e maiores que 75 mm h^{-1} .

Segundo a classificação de Köppen, o clima da região de Piracicaba – SP é do tipo Cwa, tropical úmido, com três meses mais secos, chuvas de verão, seca de inverno, temperatura do mês mais quente maior que 22°C e ocorrência de geada uma vez a cada quinquênio. A região apresenta temperatura média anual de $21,4^{\circ}\text{C}$ com média máxima de $28,2^{\circ}\text{C}$ e mínima de $14,8^{\circ}\text{C}$. Em relação a valores absolutos, apresentou temperatura mínima

de $-2,6^{\circ}\text{C}$ e temperatura máxima de $40,2^{\circ}\text{C}$, com índices de umidade relativa do ar média anual de 72% e umidade relativa mínima absoluta de 30% (VIDAL-TORRADO et al., 2004).

Os meses mais chuvosos são dezembro/janeiro/fevereiro com 610 mm. Junho, julho e agosto, por sua vez, se configuram como os meses menos chuvosos, com precipitações médias trimestrais de 100,7 mm. A precipitação anual média é de 1.275mm (Figura 10). A estação seca inicia-se rapidamente e a estação chuvosa se estabelece gradualmente (Figura 11).

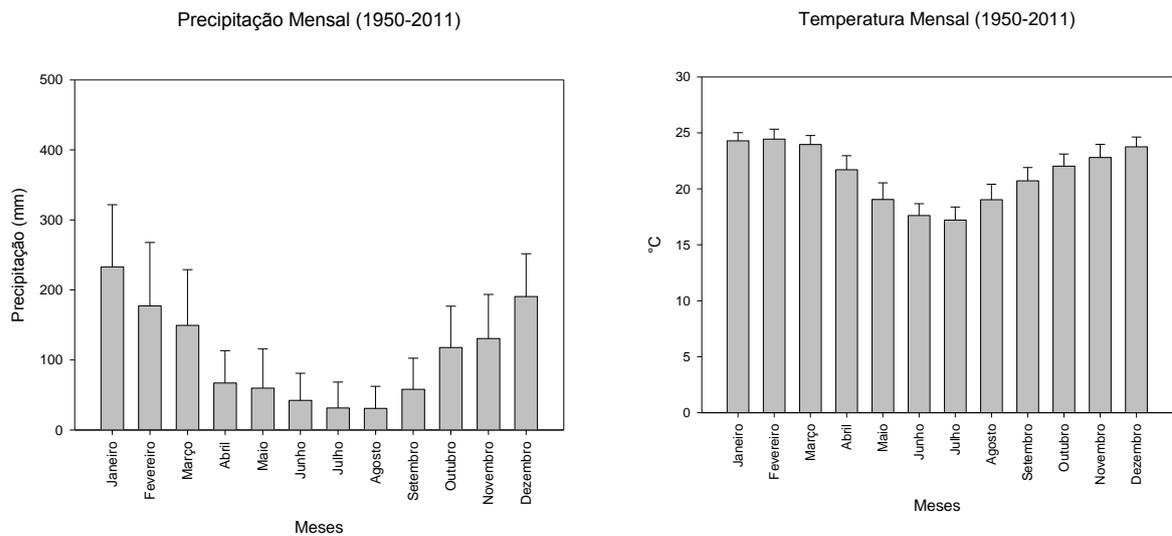


Figura 10 - Caracterização climática da região de Piracicaba – SP

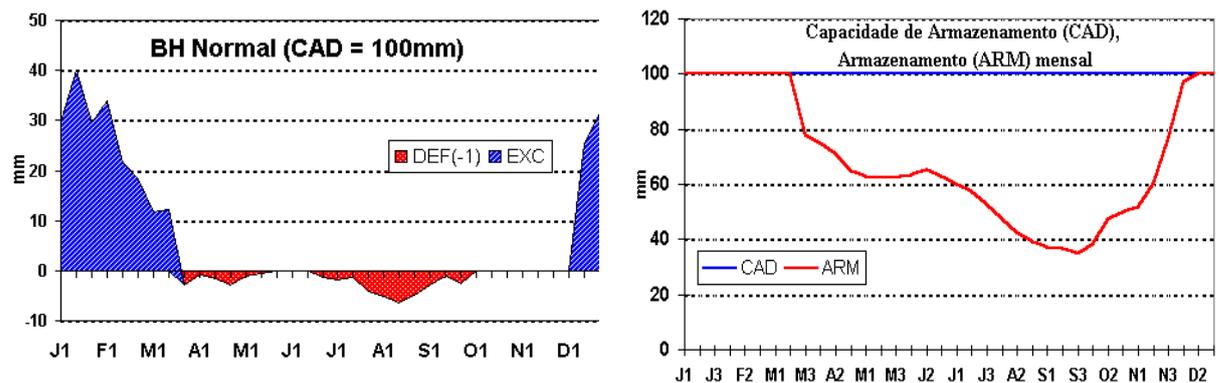


Figura 11 - Balanço hídrico e capacidade de armazenamento de água no solo – Posto agrometeorológico da ESALQ-USP, Piracicaba – SP

2.2.3 Levantamento topográfico

Para entender a dinâmica do processo erosivo, a forma do relevo e mapear a posição das espécies escolhidas para o presente estudo foi realizado um levantamento topográfico através da utilização dos equipamentos Estação Total (Leica, TS06) e um Teodolito Digital (Topcon DT 20B). Obtiveram-se, assim, todos os pontos espaciais de detalhes relevantes,

como voçorocas, árvores escolhidas para amostragem, rios e área ao entorno destes pontos. Os pontos do levantamento topográfico gerados foram digitalizados através do aplicativo de topografia TopoEVN, um sistema para cálculos e desenhos topográficos. Das medidas obtidas pelos equipamentos, foram determinadas as coordenadas planas (x, y e z) para que esses dados pudessem ser trabalhados no programa Surfer, a fim de se obter um bloco diagrama esquemático que representasse a área levantada.

As características do meio físico, tais como relevo de morrotes e colinas, que foram formados dos arenitos das formações Itararé e Tatuí, o predomínio de Argissolos de textura arenosa/média e a precipitação anual de 1.275 mm, indicam que a Estação Experimental de Tupi apresenta moderada fragilidade em relação ao desenvolvimento de processos erosivos (PINHEIRO et al., 1999).

2.2.4 Amostragem de solos

Tradagens exploratórias do solo foram realizadas nas áreas de estudo com a finalidade de encontrar locais representativos para o estudo do solo e, também, possíveis locais de sedimentação e, assim, alocar as trincheiras. Os solos das áreas de estudo, verificado pelas tradagens, são semelhantes, porém, na Área 1, não foram encontrados registros de sedimentação. Sedimentos foram encontrados apenas depositados no rio intermitente, no sopé da área. Na Área 2, foram encontrados pontos de sedimentação em zonas de abaciamento, próximas ao local onde a voçoroca foi aberta. Dessa forma, foram escolhidos dois locais para alocar trincheiras, na Área 2. As trincheiras, denominadas, para o presente estudo, Trincheira 1 (T1) e Trincheira 2 (T2), foram abertas até a profundidade de 1,60 metros. Além dessas duas trincheiras, dois perfis na parede de uma voçoroca, denominados Perfil 1 (P1) e Perfil 2 (P2), foram selecionados e amostrados. A localização dos perfis e trincheiras analisados está representada na Figura 21, seção 2.2.9. A existência de sedimentos foi detectada, através da observação de um horizonte mais escuro, chamado de A soterrado, ou IIA, abaixo de uma camada mais clara, denominada de sedimento.

Nas trincheiras e perfis, a descrição morfológica dos solos seguiu o modelo proposto por Lemos e Santos (2002) e nas tradagens foi realizada a determinação de cor pela Carta de Munsell (MUNSELL COLOR, 1975) e textura do solo pelo triângulo textural da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (EMBRAPA, 2006). As coletas para análises de granulometria, micromorfologia, química, densidade do solo e densidade de partículas foram realizadas nas T1, T2, P1 e P2, para cada horizonte identificado no solo.

A distribuição bidimensional e a geometria dos horizontes dos solos e das camadas de sedimentos foram estudadas utilizando a técnica de análise estrutural descrita por Boulet et al. (1982). Essa técnica consiste na caracterização morfológica detalhada dos horizontes e sedimentos utilizando trincheiras e tradagens. As similaridades entre os horizontes de solo e sedimentos nos pontos de observação levam ao agrupamento geométrico destes. Foram elaborados gráficos com a distribuição bidimensional dos horizontes do solo e camadas de sedimentos por meio do programa SigmaPlot.

2.2.5 Análises químicas do solo

A análise química para classificação do solo foi realizada no Laboratório de Química do Departamento de Ciência do Solo da ESALQ/USP e está apresentada na Tabela 1. Com os resultados das análises químicas e da descrição realizada em campo, os solos da T1, T2, P1 e P2 foram classificados como Argissolo Vermelho Amarelo Distrófico Típico. A classificação completa está apresentada no Anexo B.

Foram avaliados os teores de P (SILVA, 1999), K (RAIJ; QUAGGIO, 2001), Ca e Mg (SILVA, 1999), Al (CANTARELLA et al., 2001), matéria orgânica (CANTARELLA et al., 2001) e pH em água, pH em CaCl₂ e pH em KCl (QUAGGIO; RAIJ, 2001). Amostras deformadas foram coletadas para cada horizonte do solo, nas T1, T2, P1 e P2.

Observa-se que o maior teor de matéria orgânica está no horizonte A e, em seguida, no horizonte IIA. O solo apresentou baixa fertilidade nas duas trincheiras e nos dois perfis. O primeiro horizonte é o que apresenta maior capacidade de troca de cátions (CTC) em todos os casos, devido aos altos valores de matéria orgânica propiciados pela mata. Os valores de cálcio, magnésio e potássio diminuem em profundidade, com exceção do horizonte IIBt da T2 que apresentou um valor de cálcio aproximado ao do horizonte A. Como consequência, os valores de soma de bases (SB) segue o mesmo padrão, caracterizando também uma baixa saturação por bases (V%), indicando a baixa fertilidade do solo. Os valores de saturação de Alumínio (m%) aparecem altos para todas as camadas, com exceção dos horizontes A, que aparecem com os menores valores. Não foram observadas diferenças químicas entre os sedimentos depositados e o solo em si.

Tabela 1 - Análises químicas das T1, T2, P1 e P2 do solo, por horizonte

Horizonte		pH H ₂ O	pH CaCl ₂	pH KCl	MO g kg ⁻¹	Ca -----mmolc kg ⁻¹ -----	Mg	K	P mg kg ⁻¹	Al ³⁺ -----mmolc kg ⁻¹ -----	H+Al	SB	CTC	V -----%-----	m
Trincheira 1 (T1)	A	5,18	4,56	4,47	41,52	22,89	5,82	1,30	16,25	4,60	28,80	30,02	58,82	51,03	13,29
	SED	5,22	4,06	4,00	5,42	6,05	1,98	0,36	6,63	7,20	20,40	8,39	28,79	29,14	46,18
	IIA	5,21	4,10	4,02	10,47	8,52	2,04	0,43	6,06	7,50	27,80	10,99	38,79	28,34	40,55
	IIE	5,03	3,99	4,02	3,97	4,10	1,70	0,41	4,23	11,10	27,00	6,20	33,20	18,68	64,15
	IIBt	4,96	3,92	3,86	6,86	5,75	1,55	0,61	1,83	16,90	28,60	7,92	36,52	21,68	68,10
Trincheira 2 (T2)	A	5,16	4,29	4,26	22,38	12,39	4,77	1,13	13,65	3,70	27,80	18,28	46,08	39,67	16,83
	SEDI	4,91	4,07	4,18	5,42	2,60	1,17	0,36	2,60	8,70	24,60	4,13	28,73	14,37	67,82
	SEDII	4,87	3,9	3,96	5,78	2,26	0,91	0,49	1,73	10,10	17,00	3,65	20,65	17,68	73,44
	IIA	4,83	3,8	3,87	7,58	4,53	1,51	0,36	1,44	12,40	26,80	6,40	33,20	19,27	65,97
	IIE	4,91	3,95	4,00	4,33	3,04	0,87	0,18	1,54	7,50	15,00	4,09	19,09	21,43	64,71
IIBt	4,96	4,06	3,87	3,97	11,72	0,94	0,43	0,77	14,50	25,80	13,09	38,89	33,66	52,55	
Perfil 1 (P1)	A	5,14	4,37	4,15	53,43	20,32	7,35	1,92	20,00	4,90	41,40	29,59	70,99	41,69	14,21
	SED	4,86	3,88	3,88	6,50	5,24	0,77	0,56	3,46	13,10	21,60	6,57	28,17	23,33	66,59
	IIA	4,90	3,91	3,88	7,22	8,68	0,34	0,56	3,56	10,90	20,00	9,58	29,58	32,39	53,22
	IIE	4,83	4,02	4,06	3,97	0,49	0,30	0,28	3,46	10,60	18,20	1,07	19,27	5,57	90,80
	IIBt	4,73	3,92	3,85	4,33	3,69	0,58	0,59	0,87	25,60	30,20	4,86	35,06	13,86	84,04
Perfil 2 (P2)	A	5,05	4,33	4,17	19,49	11,88	3,64	1,30	12,12	5,10	27,60	16,82	44,42	37,87	23,26
	SEDI	4,93	3,96	3,99	6,50	2,87	0,97	0,43	3,46	9,80	20,60	4,27	24,87	17,19	69,63
	SEDII	4,86	3,89	3,82	4,69	4,33	1,50	0,79	1,35	22,80	28,20	6,62	34,82	19,01	77,50
	SEDIII	5,00	3,98	3,95	7,22	6,16	1,89	0,43	1,92	16,40	27,60	8,49	36,09	23,52	65,90
	IIA	4,83	3,93	3,97	12,27	3,59	1,50	0,66	5,19	10,70	23,60	5,75	29,35	19,60	65,03
	IIE	5,09	4,08	4,05	5,78	5,92	1,53	0,61	3,65	7,40	14,20	8,07	22,27	36,23	47,84
	IIBt	4,79	3,88	3,97	3,61	4,34	0,83	0,79	1,35	21,60	29,00	5,97	34,97	17,07	78,35

2.2.6 Análises físicas do solo

2.2.6.1 Granulometria

Amostras deformadas foram coletadas nas T1, T2, P1 e P2, uma amostra para cada horizonte e camada identificados no solo. Foram secas em estufas a 105° por 24 horas, sendo depois passadas em peneiras de 2 mm. Após isso, foram dispersas em solução à base de NaOH e Hexametáfosfato de Sódio, seguindo a metodologia proposta por Camargo et al. (1986). Também foram dispersas em água, para que fosse possível a simulação das condições de dispersão pela água da chuva e transporte de sedimentos no campo pela enxurrada, seguindo a mesma metodologia da dispersão em NaOH e Hexametáfosfato de Sódio, substituindo-se a solução dispersante por água.

Para determinar a fração argila utilizou-se o método do densímetro, adaptado por Camargo et al. (1986) e foram realizadas no Laboratório de Física do Solo do Departamento de Ciência do Solo da ESALQ/USP. Nesse método, 50g de material de cada amostra foram agitadas mecanicamente durante 16 horas, depois transferidas para provetas de 1.10^{-3} m^3 e este mesmo volume foi completado com água. Após 24 horas, realizou-se a leitura da argila com o densímetro. Já, a fração areia foi determinada pela passagem em peneira de 0,053 mm, antes da determinação da argila. Após isso foram lavadas e secadas em estufa por 48 horas. Após a secagem, fracionou-se as amostras em 5 frações, utilizando peneiras de latão, em areia muito grossa (1 mm), areia grossa (500 μm), areia média (250 μm), areia fina (106 μm) e areia muito fina (<106 μm). A fração de silte foi calculada pela diferença. (Figura 12).

Para a análise estatística da distribuição granulométrica das areias utilizou-se os parâmetros de Folk e Ward (1957). Construiu-se uma curva de distribuição cumulativa percentual de classes por tamanho (na escala em ϕ), obtendo-se os parâmetros estatísticos de Folk e Ward, que caracterizam a curva quanto à sua tendência central (média gráfica), grau de dispersão (desvio-padrão, σ_D), grau de assimetria e grau de agudez dos picos (curtose). As análises estatísticas referentes à distribuição granulométrica da fração areia foram realizadas utilizando o programa Anased 50J.

2.2.6.2 Micromorfologia e análise de imagens

Para análise micromorfológica do solo foram coletadas para cada horizonte do solo, nas T1, T2, P1 e P2, amostras indeformadas e orientadas (CASTRO et al., 2003) na forma de blocos, que serviram para estudos micromorfológicos e de análise de imagens dos solos e sedimentos.

Amostras indeformadas foram retiradas dos horizontes na forma de blocos e então colocadas em caixas de papel cartão de 120 x 70 x 40 mm. Essas amostras foram secas ao ar por 15 dias e em seguida secas em estufa a 40°C com ventilação forçada por 48 horas. Após isso, foram impregnadas individualmente em potes plásticos e acondicionadas em dessecadores ligados a uma bomba de vácuo para facilitar a penetração da solução para impregnação. A impregnação foi realizada de acordo com a metodologia apresentada por Murphy (1986), com o uso de resina poliéster “cristal” com monômero de estireno. O monômero de estireno é utilizado para reduzir a viscosidade da resina e facilitar a penetração da solução na amostra (CASTRO et al., 2003). Também foram adicionados a amostra um pigmento fluorescente Tinopal OB (BASF®) na proporção de 5 kg em 1 m³ de monômero e um catalisador para controle do endurecimento da solução (RINGROSE-VOASE, 1991), neste caso, peróxido orgânico (Butanox M50) em 4 gotas por 10⁻³ m³ de solução. Esse pigmento fluorescente permite distinguir os poros da matriz do solo quando essa amostra for iluminada com luz ultravioleta. Os ingredientes foram misturados num béquer e lentamente adicionados à amostra, até que fosse possível a total cobertura da amostra. Ao adicionar a solução, a bomba de vácuo era ligada por pelo menos 30 minutos. A amostra permanece no vácuo por pelo menos 24 horas. (RINGROSE-VOASE, 1991) (Figura 12).

Após o endurecimento dos blocos, eles foram cortados com serra diamantada. Uma das faces foi lixada e em seguida, polida.

As imagens digitais foram adquiridas dos blocos de solo impregnados no Laboratório de Microscopia do Departamento de Ciência do Solo da ESALQ/USP sob luz ultravioleta e em ambiente escuro, deixando assim o espaço poroso com cores mais claras e a matriz do solo com cores mais escuras devido ao pigmento fluorescente utilizado. As imagens foram obtidas com uma câmera digital colorida em sistema “charger couple device” (CCD), conectada a uma lupa com polarizador (Zeiss®). As imagens foram digitalizadas em 1024 x 768 pixels com resolução espectral de 256 tons de cinza, em aumento de 10x.

O espaço poroso foi quantificado com o programa de análise de imagens Noésis VISILOG 5.4, segundo metodologia utilizada por Cooper e Vidal-Torrado (2005) e Juhász et al. (2007).

A quantificação da porosidade foi realizada conforme a classificação de Bullock et al. (1985), sendo classificados os poros de diâmetro entre 50 e 500 micrômetros como mesoporos e poros entre 500 e 5000 micrômetros como macroporos. A forma dos poros e a área dos poros foram determinadas em cada bloco impregnado, de acordo com índices de forma, utilizados também por Cooper e Vidal-Torrado (2005) e Juhász (2006). Os poros foram

divididos em três grupos: arredondados, alongados e complexos. As classes de tamanho foram divididas em três, sendo elas: poros pequenos, aqueles que ocupam uma área entre $1,56 \times 10^{-4}$ e $1,56 \times 10^{-2}$ mm², poros médios entre $1,56 \times 10^{-2}$ e $1,56 \times 10^{-1}$ mm² e poros grandes, com áreas maiores que $1,56 \times 10^{-1}$ mm².

2.2.6.3 Densidade do solo (Ds)

Para determinar a densidade do solo, foram coletados três amostras por horizontes das T1, T2, P1 e P2. Foi utilizado um cilindro de aproximadamente 100 cm³ para a coleta. Após a coleta, os solos foram dispostos na estufa, a 105°C, por 24 horas, a fim de determinar a massa seca do solo. A densidade do solo foi calculada através da relação da massa seca do solo com o volume do cilindro utilizado.

Foi realizada a análise estatística para comparação da densidade do solo, entre os horizontes da mesma trincheira e perfil, por meio do teste de Tukey ($p < 0,05$), utilizando o programa computacional R.

2.2.6.4 Densidade de partículas (Dp)

A densidade de partículas foi realizada com as mesmas amostras utilizadas para determinação da densidade do solo. Porém, para análise da densidade de partículas, as amostras foram secas em estufa a 105°C e passadas em peneiras de malha 2 mm. A análise foi obtida pelo método do picnômetro de gás hélio. O picnômetro de gás hélio determina a densidade de partículas a partir da inserção do peso seco da amostra. Com a leitura do volume inicial da capsula vazia, é possível calcular o volume das partículas a partir da diferença de volume encontrada entre a cápsula vazia e a cápsula com solo. Esse volume, dividido pelo peso seco da amostra, dá a densidade de partículas do solo (Figura 12).

2.2.6.5 Porosidade calculada

A porosidade está diretamente relacionada com a densidade do solo. Assim, com a densidade do solo e de partículas determinadas, é possível calcular a porosidade total do solo por meio da seguinte fórmula:

$$\alpha = 1 - \left(\frac{D_s}{D_p} \right)$$

Onde D_s é a densidade do solo e D_p é a densidade de partículas.

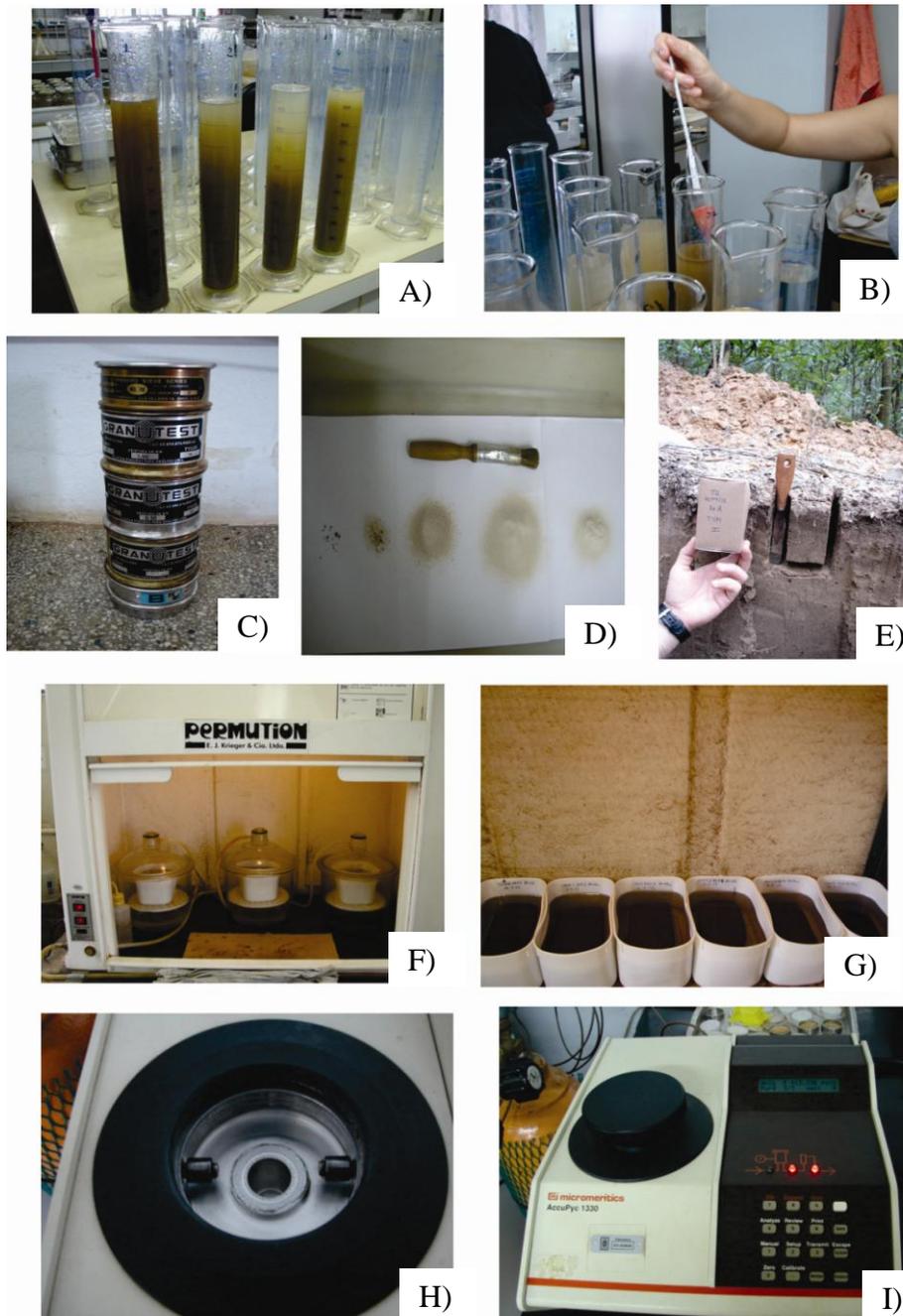


Figura 12 – Demonstração das análises de solo: A) Análise granulométrica; B) Leitura com densímetro; C) Peneiras para o fracionamento de areia; D) Areias fracionadas, da esquerda para a direita; em areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina e areia muito fina; E) Coleta de amostra indeformada; F e G) Impregnação das amostras indeformadas, H e I) Picnômetro de gás Hélio

2.2.7 Cálculo da área das voçorocas

O cálculo da área e do volume das voçorocas foi realizado através de medições feitas em campo, com o auxílio de uma trena e um barbante. De modo que representasse a superfície antiga do solo, anterior a erosão, um barbante foi esticado na superfície solo. Foram realizados diversos perfis nas voçorocas, com distâncias entre perfis definidas conforme a

mudança na largura da voçoroca, e com medições da profundidade da voçoroca de 0,1 em 0,1 metros. Os perfis foram medidos na posição onde estavam inseridas as árvores escolhidas para o estudo e, além desses, foram realizados perfis complementares, ao longo das voçorocas, para que o cálculo pudesse representar a heterogeneidade destas. Após as medições, foram feitos gráficos, no programa Excel, para que pudesse ser calculada a área dos gráficos e, conseqüentemente, o volume da voçoroca. As áreas foram calculadas através do desenvolvimento de uma macro no Excel, de forma que permitisse o cálculo da área de cada gráfico.

A regra do trapézio, utilizada para medir a área dos gráficos, assume que, entre dois pontos consecutivos de medida, a área varia linearmente com a profundidade do solo (LIBARDI, 2005). A área de cada gráfico foi multiplicada pela distância que esse perfil representa no campo, para obter-se o volume da voçoroca, ou seja, o volume de solo perdido.

2.2.8 Caracterização do processo erosivo por meio dos anéis de crescimento do caule e da raiz das árvores de *Schizolobium parahyba*

Para o cálculo da idade da árvore e para a investigação de possíveis alterações nos padrões de crescimento, foram coletadas amostras do lenho do caule e de raízes das árvores.

Quatro amostras radiais do lenho de 20 árvores de guapuruvu foram extraídas a 1,00-1,30 metros de altura do solo. A amostragem de caule foi realizada através de uma técnica não destrutiva, com a utilização de um trado de aço, chamado Sonda Pressler (BOTOSSO et al., 2000), que extrai um cilindro, ou bagueta, de madeira de 5 ou 10 milímetros de diâmetro e até 40 cm de comprimento através de uma incisão no tronco. As amostras de caule foram retiradas até a medula da árvore, de modo que fosse possível estimar sua idade. No orifício gerado pela sonda, foi inserida uma cavilha de madeira, de 8 mm, a fim de não deixar o orifício exposto. As amostras de lenho, na forma de baguetas, foram posteriormente coladas em suportes de madeira. A seção transversal da amostra foi polida com lixas de granulometrias de 60 a 1200 para que fosse possível propiciar o contraste dos anéis de crescimento (Figura 18).

Para as árvores de *Schizolobium parahyba* afetadas pelo processo erosivo, foram coletadas de uma a duas raízes expostas por árvore. Dessas raízes, foi coletada a parte exposta e, também, a parte enterrada. A distância entre a raiz exposta e a superfície do solo foi devidamente anotada. Dessas mesmas árvores, foram coletadas raízes que não tinham sofrido o processo erosivo do solo e estavam totalmente enterradas (Figura 13). Além dessas árvores, amostras de raízes totalmente enterradas foram coletadas de outras seis árvores testemunhas,

que estavam em situação normal, e que não haviam, até então, sido afetadas pelo processo erosivo do solo.

Com um serrote de madeira foi realizado o corte das raízes nas duas extremidades. Após esse processo, as raízes foram cortadas em fatias, no laboratório, com a utilização de uma serra de fita e, posteriormente, secas ao ar por aproximadamente 30 dias. Das fatias de cada raiz cortada, foram selecionadas apenas algumas para o estudo. Foram selecionadas cinco fatias da parte exposta de cada raiz e três fatias da parte enterrada de cada raiz. A seleção das fatias foi orientada pela presença de cicatrizes, quando presentes, passíveis de datação. Após esse procedimento, as amostras foram polidas com lixas de granulometrias de 60 a 150, na lixadeira de cinta, e de granulação de 150 a 1200 com a lixadeira orbital, para que fosse possível propiciar o contraste dos anéis de crescimento (Figura 19). As amostras de raízes e caule foram coletadas em junho de 2012.

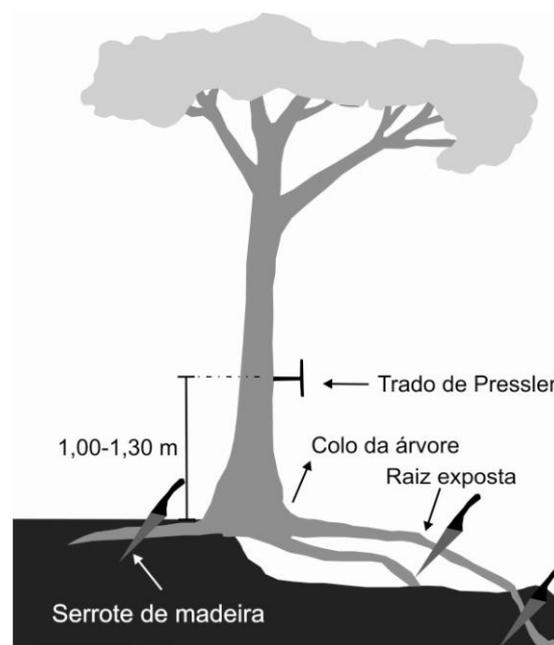


Figura 13 - Árvore sob efeito de erosão e coleta de amostras do lenho do tronco e das raízes

Cada árvore de *Schizolobium parahyba* recebeu uma nomenclatura com o prefixo “G”, seguido de um sufixo numérico, de acordo com a classificação feita em campo. A localização de cada árvore será apresentada no bloco diagrama confeccionado para as áreas de estudo, na Figura 21, seção 2.2.9.

2.2.8.1 Localização da amostragem ao longo das raízes estudadas

Das árvores que sofreram a influência do processo erosivo e apresentavam raízes expostas, foram selecionadas uma ou duas raízes expostas. Cada raiz foi identificada com o nome dado à árvore de origem; em seguida, com a sigla “RZ”, referente à raiz e, por último, com o número de diferenciação das raízes coletadas. Da mesma forma, essa nomenclatura foi utilizada para as raízes das árvores não influenciadas pelo processo erosivo do solo.

As raízes coletadas foram fatiadas em laboratório e receberam uma nomenclatura, iniciada com o prefixo “P” – referente à posição da raiz – e um sufixo numérico, de acordo com o número de fatias cortadas na raiz. As posições estudadas estão representadas nas Figuras 14 a 17, juntamente com a posição da raiz estudada na voçoroca em uma escala aproximada de campo.

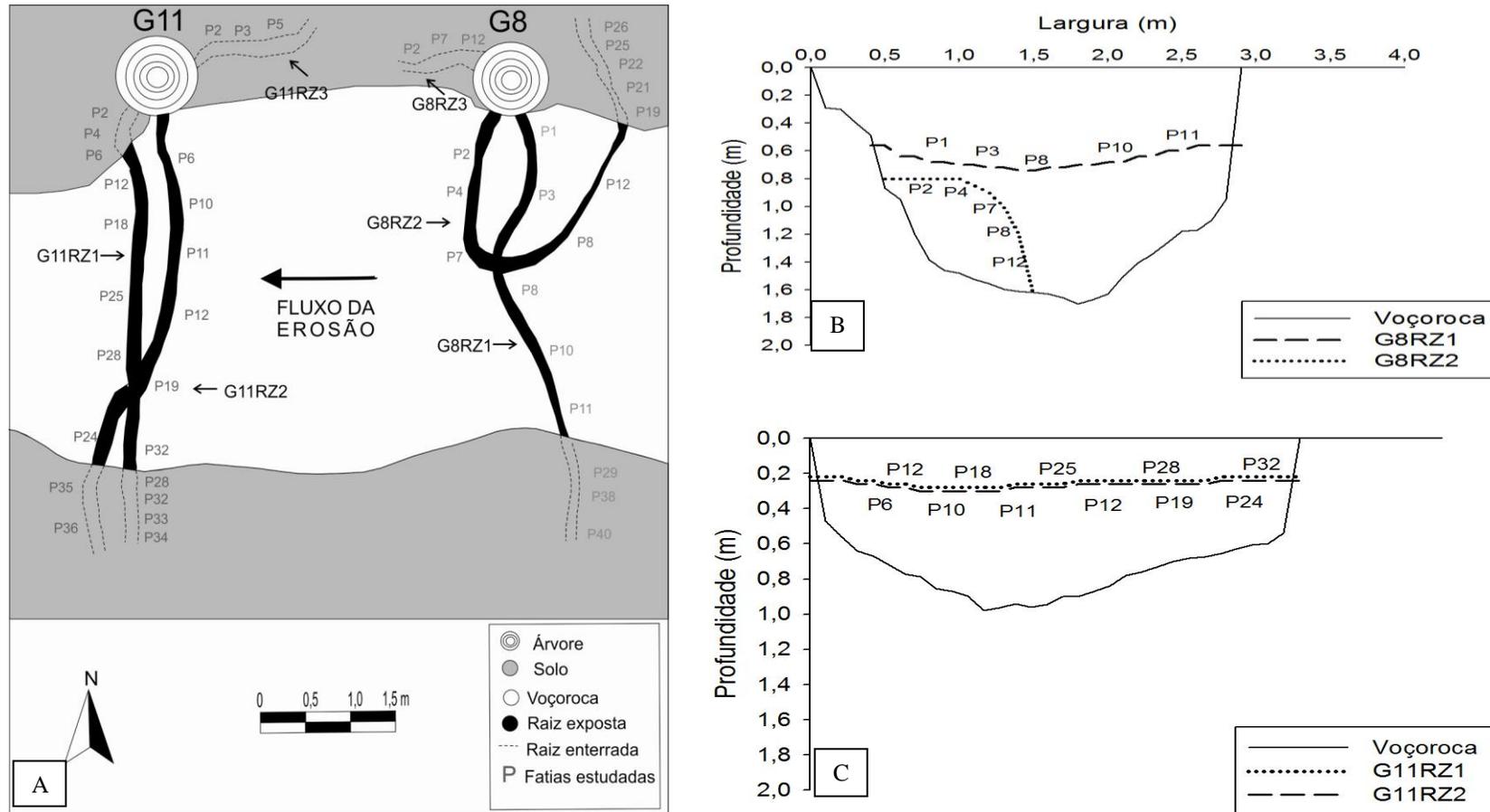


Figura 14 - Posições estudadas das raízes enterradas e expostas das árvores de *Schizolobium parahyba* G11 e G8. A) Croqui, em escala aproximada, da posição das árvores, vista superficial; B e C) Posições das raízes no perfil da voçoroca, em vista lateral, das árvores G8 e G11

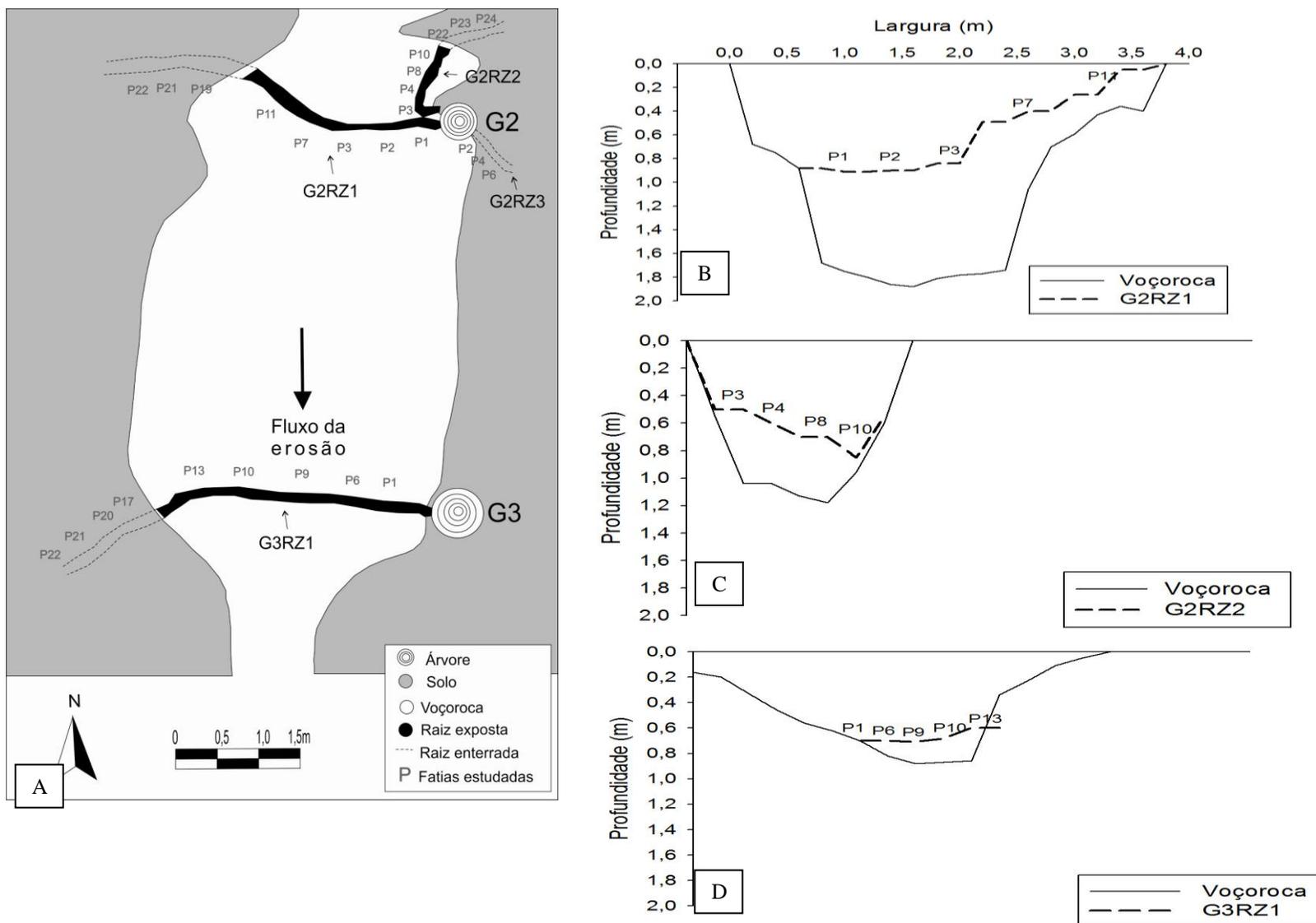


Figura 15 - Posições estudadas das raízes enterradas e expostas das árvores de *Schizolobium parahyba* G2 e G3. A) Croqui, em escala aproximada, da posição das árvores, em vista superficial; B, C e D) Posições das raízes no perfil da voçoroca, em vista lateral, das árvores G2 e G3

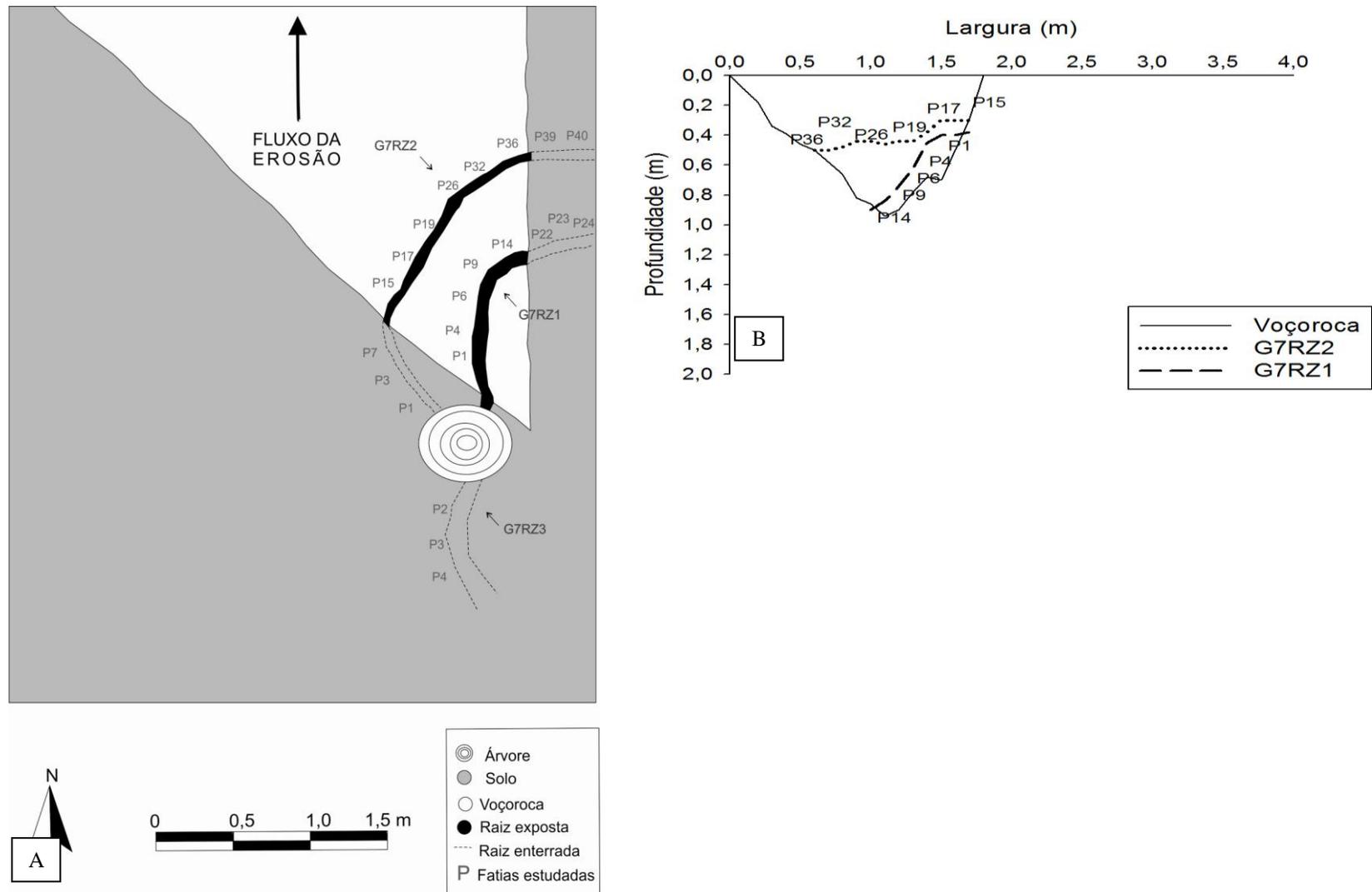


Figura 16 - Posições estudadas das raízes enterradas e expostas das árvores de *Schizolobium parahyba* G7. A) Croqui, em escala aproximada, da posição das árvores, em vista superficial; B e C) Posições das raízes no perfil da voçoroca, em vista lateral, da árvore G7

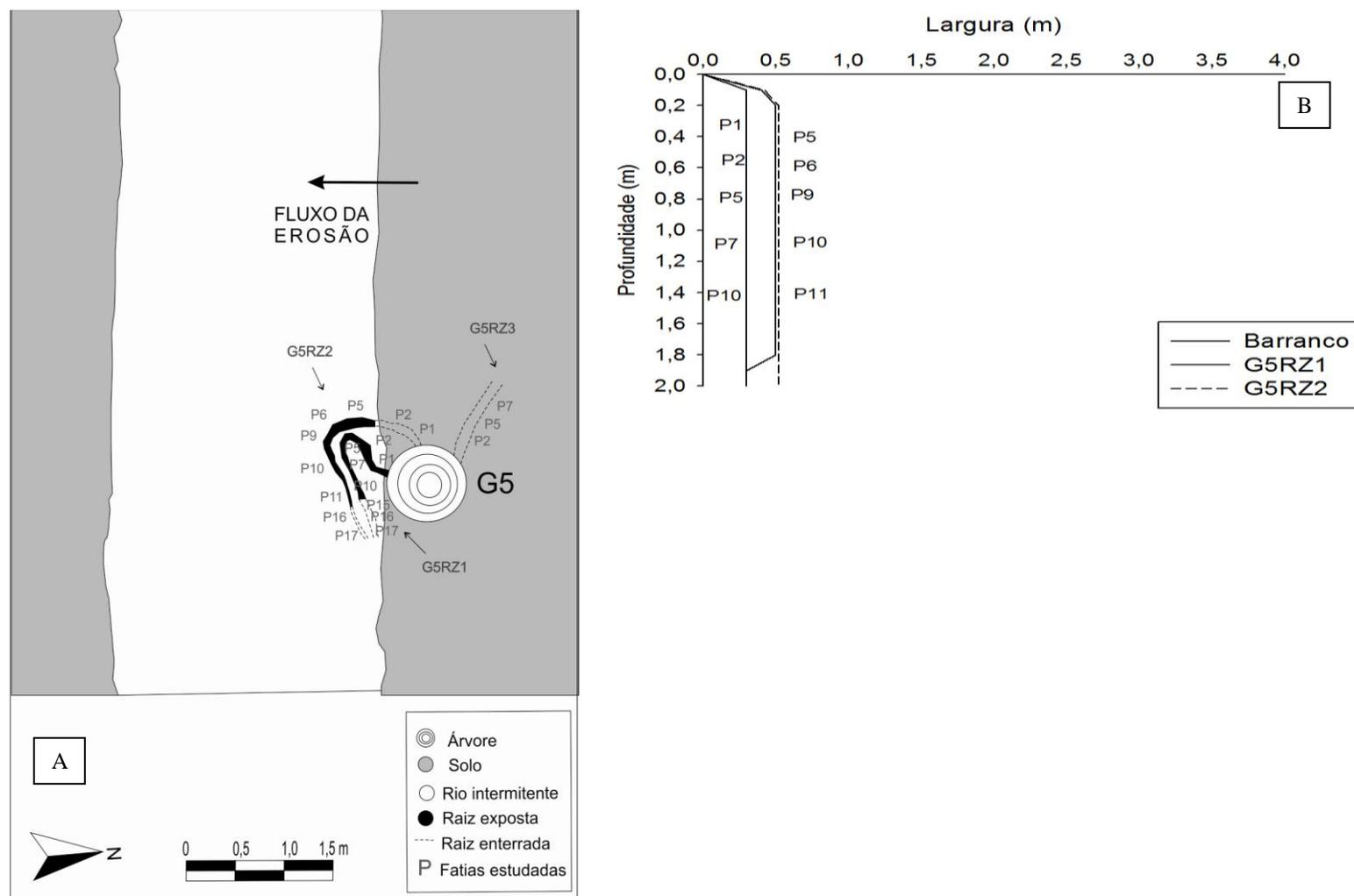


Figura 17 - Posições estudadas das raízes enterradas e expostas das árvores de *Schizolobium parahyba* G5. A) Croqui, em escala aproximada, da posição das árvores, em vista superficial; B) Posições das raízes no perfil da voçoroca, em vista lateral, da árvore G5

A Tabela 2, a seguir, apresenta um resumo dos materiais coletados em cada árvore, divididos primeiramente por área de estudo e, em seguida, pela situação, classificadas como: com erosão - árvores com a influência do processo erosivo e a consequente exposição e raízes e sem erosão – árvores sem a influência da erosão, ou seja, as árvores testemunho.

Tabela 2 - Resumo da amostragem

	Situação	Árvore	Caule	Raiz exposta	Raiz enterrada
Área 1	Com erosão	G2	X	X	X
		G3	X	X	X
		G5	X	X	X
		G7	X	X	X
	Sem erosão	G1	X		
		G4	X		
		G14	X		
		G15	X		X
		G18	X		X
		G19	X		X
		G20	X		
		Com erosão	G8	X	X
	G11		X	X	X
	Área 2	Sem erosão	G9	X	
G10			X		
G12			X		
G13			X		
G16			X		X
G17			X		X
G6			X		



Figura18 - Fotos da coleta e preparo de amostras de raízes: A) Escavação da parte enterrada da raiz exposta; B) Escavação da raiz enterrada; C) Escavação de raiz totalmente enterrada; D) Corte da raiz totalmente enterrada; E) Coleta raiz exposta; F) Raízes coletadas; G) Corte das raízes em fatias com a serra de fita; H) Raízes cortadas em fatias; I) Fatias das raízes sendo lixadas em lixadeira de cinta (granulações 60 a 150)



Figura 19 - Fotos da coleta e preparo das amostras de raiz e caule: A) Amostra de raiz presa na morsa; B) Coleta das amostras de caule com a sonda de Pressler; C) Retirada da amostra do extrator; D) Acondicionamento da amostra em canudos de plástico; E) Cavilha de madeira inserida no orifício gerado pela retirada da amostra; F) Colagem das amostras em suporte de madeira; G e H) Polimento com lixadeira orbital (granulações de 60 a 1200) de amostras de caule e raiz; I) Baguetas escaneadas para medição e análise.)

2.2.8.2 Caracterização dos anéis de crescimento das raízes de *Schizolobium parahyba*

Com a finalidade de caracterizar os anéis de crescimento da raiz de *Schizolobium parahyba* foram feitos cortes histológicos em uma amostra de raiz e, também, das partes com cicatrizes. Foram demarcados corpos de prova na seção transversal das amostras, que foram cortados e imersos em água para saturação e amolecimento em água em ebulição. As amostras foram fixadas em micrótomo de deslize e cortadas seções transversais (15-20 µm de espessura). Em um vidro de relógio, os cortes histológicos foram clarificados em água cândida 1:1, lavados em água destilada e ácido acético 1%, desidratados em séria alcoólica 30-100%, lavados em xilol, corados com safranina e montados sob lamínula. As seções nas laminas histológicas foram examinadas em microscópio de luz, acoplado a uma câmera digital e coletadas as imagens para posterior descrição anatômica microscópica.

2.2.8.3 Demarcação dos anéis de crescimento

Os anéis de crescimento foram demarcados com o auxílio de um microscópio estereoscópico. Isso foi realizado em quatro amostras radiais retiradas do tronco das árvores e para cada fatia de raiz, foram escolhidos de 3 a 4 raios. Em seguida, as amostras foram digitalizadas em scanner, com resolução de 1200 dpi, juntamente com uma escala, para calibração do programa. Com a imagem digitalizada, foi determinada a largura dos anéis com o programa Image-Pro Plus (Figura 20).

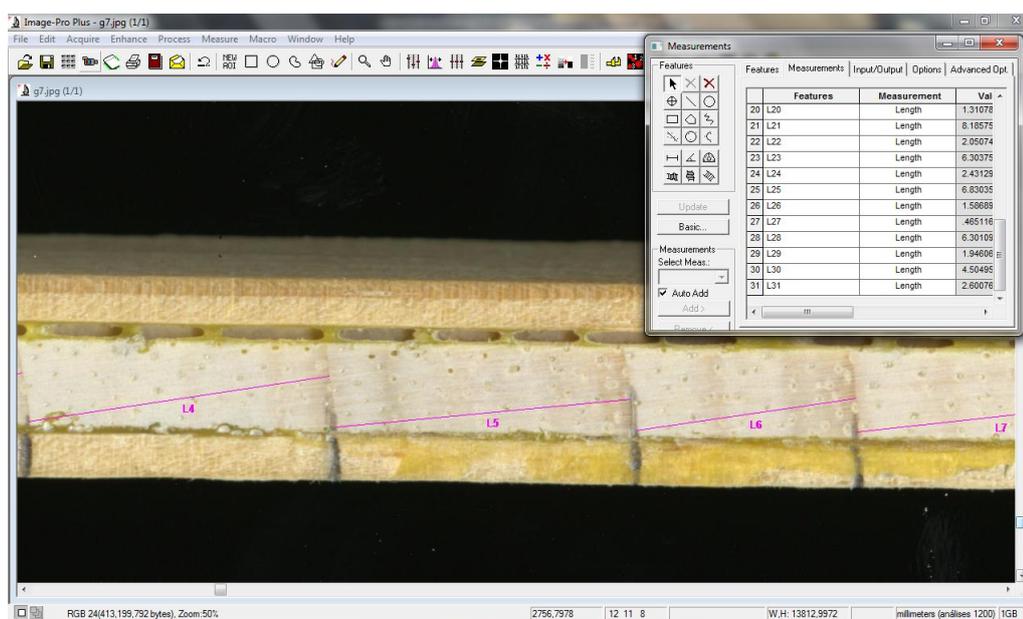


Figura 20 - Demonstração do uso do programa Image-Pro Plus para medição da largura dos anéis de crescimento

2.2.8.4 Análise dendrocronológica

Para realizar o controle de qualidade da largura dos anéis de crescimento, foi utilizado o programa COFECHA (HOLMES et al., 1986), inicialmente entre os raios da mesma árvore e, posteriormente, entre árvores. O programa COFECHA correlaciona coeficientes através da sobreposição dos segmentos de cada série cronológica de anéis de crescimento com uma média construída com todas as cronologias, chamada de série “máster”. Esse procedimento realiza a sincronização das séries de anéis de crescimento e verifica, estatisticamente, a datação realizada. Métodos estatísticos foram gerados pelo programa para verificar a existência de anéis falsos ou anéis ausentes. O programa calcula as correlações de Pearson entre as séries individuais em relação à série “máster”.

A tendência de crescimento foi estimada com o auxílio do programa ARSTAN (HOLMES et al., 1986), o qual ajusta uma função de regressão aos dados de largura dos anéis de crescimento. Nesse programa, a série “máster”, obtida a partir da largura das medidas dos anéis de crescimento, passa por um processo de remoção das tendências de crescimento não climáticas e uma padronização das séries. Na remoção das tendências de crescimento não climáticas, os dados são transformados em índices de largura dos anéis de crescimento. A padronização remove as tendências não climáticas, relacionadas com a idade das árvores. Permite, além disso, que os valores padronizados de árvores individuais com diferentes taxas anuais de crescimento sejam calculados juntos em uma função média. Tem como objetivo, também, corrigir a heterogeneidade da variância dos dados de largura de anéis de crescimento, uma vez que o desvio padrão dos índices deixa de ser uma função média, como ocorrida antes da padronização (CHAGAS, 2009).

2.2.8.5 Datação dos eventos de erosão

A datação dos eventos de erosão nas raízes foi baseada nas cicatrizes presentes nas fatias de raízes expostas. As fatias de raízes enterradas analisadas não apresentaram cicatrizes. Estas não foram constatadas sequer nas partes enterradas das raízes que estavam parcialmente expostas. Deste modo, as cicatrizes são possíveis injúrias deixadas nas raízes que, devido à sua exposição, estão constantemente desprotegidas e, portanto, sujeitas ao fluxo de detritos no caminho da erosão, a queda de galhos, por exemplo. As cicatrizes em raízes, bem como o efeito de corrosão, produzidas durante um episódio de erosão têm sido datadas (VANDEKERCKHOVE et al., 2001). Se a cicatriz, por exemplo, acontecer algum tempo

depois da erosão acontecer, o tempo de intervalo real da erosão é maior do que a idade medida da cicatriz datada, então o tempo é subestimado (VANDEKERCKHOVE et al., 2001). O ano de aparecimento da primeira cicatriz foi considerado como o primeiro ano de exposição da raiz, podendo ser, então, o cálculo da taxa média de erosão superestimada.

2.2.8.6 Cálculo da taxa média de erosão

Com a data do primeiro ano de exposição, baseado nas raízes, e a medida da camada erodida do solo, as taxas de erosão podem ser medidas. Todas as equações empíricas usadas para estimar taxas de erosão estão relacionadas com a diferença na quantidade de solo erodido dividido pelo tempo definido pela exposição das raízes (BALLESTEROS-CÁNOVAS et al., 2012). Essa equação foi utilizada por Bodoque et al. (2005); Corona et al. (2011); Gärtner (2007); Lopez- Saez et al. (2011); Vandekerckhove et al. (2001).

Nesse trabalho optou-se por usar a seguinte equação (GÄRTNER, 2007):

$$E_{ra} = E_r / NR_{ex}$$

Onde:

E_{ra} é a taxa de erosão média (mm/ano);

E_r é a altura que a raiz está suspensa na superfície;

NR_{ex} é o número de anéis de crescimento anuais na raiz desde a data da exposição até os dias de hoje – a diferença entre a data de amostragem da raiz até a data da sua exposição.

A posição da raiz determinou o nível mínimo da superfície do solo, no momento de exposição de determinada raiz. Seções transversais das erosões nas localizações das árvores foram medidas com barbante e trena e construídos gráficos, onde a localização das raízes foi alocada. A taxa de erosão média foi calculada para cada raiz, a partir da mais antiga cicatriz datada em todas as fatias estudadas daquela raiz.

Com a medida da taxa de erosão, em cm ano^{-1} , calculou-se a taxa de erosão em $\text{kg m}^{-2} \text{ano}^{-1}$. Sendo a definição de densidade a razão entre a massa e o volume de um corpo, utilizou-se uma densidade média, encontrada nas análises físicas de densidade do solo, com o volume de uma lamina de solo perdida, representado pelos resultados obtidos nas análises dendrogeomorfológicas, em cm ano^{-1} , para obter-se a massa, em kg.

2.2.8.7 Resposta climática no crescimento das árvores: Dendroclimatologia

As funções de resposta são amplamente utilizadas para entender a resposta climática com relação ao crescimento das árvores. Para descrever a relação existente entre o clima e o

crescimento das árvores, a cronologia resultante do programa ARSTAN do caule das árvores foram comparadas com dados de temperatura e de precipitação, determinando a variável que mais influenciou na largura dos anéis de crescimento e, conseqüentemente, no crescimento das árvores. A análise foi realizada examinando as respostas do crescimento das árvores (cronologia do ARSTAN) com as variáveis climáticas de precipitação e clima, mediante o coeficiente de correlação de Pearson com significância calculada por meio do teste t, considerando um valor de $p \leq 0,05$. Os resultados das correlações de crescimento das árvores com as variáveis climáticas foram utilizados para verificar a existência de diferenças no crescimento das árvores com e sem influência da erosão.

2.2.8.8 Incremento diametral acumulado do tronco das árvores e das fatias de raízes

Com os valores de largura dos anéis de crescimento, procedeu-se o estudo em diâmetro do tronco e das raízes das árvores, a partir do incremento diametral acumulado. Esse incremento foi determinado pela soma dos valores das larguras dos anéis de crescimento de cada série, do tronco e das raízes das árvores.

2.2.9 Caracterização topográfica do terreno e do processo erosivo

Concomitante ao levantamento topográfico e ao mapeamento das erosões ocorrentes, também foram georreferenciadas as árvores de *Schizolobium parahyba* selecionadas e coletadas para o presente estudo, nas duas situações seguintes: com influência da erosão (raízes expostas) e sem influência da erosão. Na Figura 21, estão representados os locais onde foram realizadas as medidas dos perfis das voçorocas e os referentes gráficos representativos para cada perfil estão apresentados no Anexo C.

Pelo levantamento topográfico realizado na área, observa-se que as altitudes variam de 529 a 553 metros para a Área 1 (Figura 21 - A). Desse modo, há uma diferença de 24 metros entre o topo e o sopé da área. Na parte mais baixa da área encontra-se um rio intermitente, com presença de sedimentos depositados em alguns lugares. Esse rio apresentava um fluxo de água maior nos meses de chuva e, nos meses de seca, desaparecia temporariamente. As árvores de *Schizolobium parahyba* com presença de raízes expostas encontram-se na parte mais baixa da área. Especificamente, a árvore G5, encontra-se na divisa mata-rio, com suas raízes expostas no barranco. Essa mata pode ser considerada como mata ciliar. As árvores controle, ou seja, sem a influência da erosão e sem raízes expostas, encontram-se no topo e no sopé da área. O relevo varia de ondulado a forte ondulado.

Nessa área de estudo, na parte mais à jusante, observou-se a presença de voçorocas espalhadas e descontínuas e que não estabeleciam conexão entre si. Notou-se, também, a presença de cavidades pequenas na superfície do solo, que aumentavam em profundidade, demonstrando, assim, a ocorrência de processos erosivos subsuperficiais (“*piping*”), que podem, posteriormente, acarretar na formação de voçorocas. Os processos erosivos dessa área de estudo provavelmente não foram causados por influência antrópica, estando sua origem relacionada a causas naturais.

A Área 2 apresenta altitudes que variam de 523 a 541 metros, uma diferença, portanto, de 18 metros entre o topo e o sopé da área. O relevo varia de plano a forte ondulado. A voçoroca estudada nessa área, é contínua e as árvores, com raízes expostas, se localizam no sopé da área, na margem da voçoroca (Figura 21 - B). As árvores sem influência da erosão se localizam no topo, na meia encosta e no sopé da área. A Figura 21- B mostra, também, a localização das trincheiras e perfis do solo analisados.

A fração da voçoroca de maior profundidade está concentrada na parte mais baixa do relevo, demonstrando, com isso, que a erosão tem início no sentido inverso do fluxo de água. Isso pode ser observado, também, pela sequência de gráficos dos perfis da voçoroca da Área 2, no Anexo C, onde os primeiros gráficos demonstram uma área menor e os gráficos seguintes uma área maior, conforme se desce no relevo. A voçoroca estudada nessa área foi formada inicialmente, na parte mais baixa do relevo, provavelmente nas linhas de drenagem, onde houve concentração do fluxo da água da chuva, o que acarretou no escoamento concentrado de água e entalhamento profundo no solo, gerando a voçoroca. Essa voçoroca foi aberta até a parte mais alta do relevo, onde se encontrava com uma estrada construída, o que acarretou na formação de um fluxo preferencial de água da estrada para dentro da mata. Essa estrada construída indica um processo antrópico que causou o agravamento do processo erosivo da área de estudo. Além disso, há processos erosivos subsuperficiais (“*piping*”) atuando na perda de solo dessa área, notados pela presença de cavidades pequenas na superfície do solo, que aumentavam na parte subsuperficial do solo, além da presença de outras voçorocas isoladas, os quais provavelmente têm origem natural.

A erosão hídrica subsuperficial está relacionada com o carreamento das partículas menores do solo por entre as maiores, em decorrência da força do fluxo subsuperficial exfiltrante, o que provoca um desmantelamento da estrutura do solo, formando vazios em seu arcabouço (erosão por vazamento); também pode ocorrer por fluxo hídrico em macroporos, que gera forças cisalhantes nas suas margens, podendo provocar o destacamento e o

transporte das partículas, fazendo, com isso, com que o macroporo se alargue até o ponto em que ocorre o colapso do material do solo (“*piping*”) (MORAIS et al., 2004).

A classificação de solos como “extremamente suscetíveis a ravinas e voçorocas” (KERTZMAN et al., 1995), pode ser dada em função do seu caráter abrupto, onde há possibilidade de ocorrer escoamento subsuperficial no topo do horizonte B. Esse fluxo pode ser rápido e concentrado, permitindo condições favoráveis ao desenvolvimento de erosão subsuperficial com formação de tubos, processo conhecido como “*piping*”. Esse processo, geralmente acompanhado pelo colapso do terreno e rápida evolução erosiva remontante, é conhecido por voçorocamento. Nessas áreas, de modo geral, predominam os Argissolos de textura arenosa/média, abruptos, associado a relevos muito movimentados de colinas médias e morrotes alongados, cujos principais substratos são os arenitos (KERTZMAN et al., 1995). Relacionando os critérios estabelecidos por Kertzman et al. (1995) em seu trabalho sobre a elaboração do mapa de suscetibilidade à erosão do Estado de São Paulo, podemos inferir sobre a susceptibilidade à erosão dos solos das áreas da Estação Experimental de Tupi, escolhidas para o presente estudo, classificando-os como “extremamente a muito suscetíveis a ravinas (sulcos) e voçorocas”.

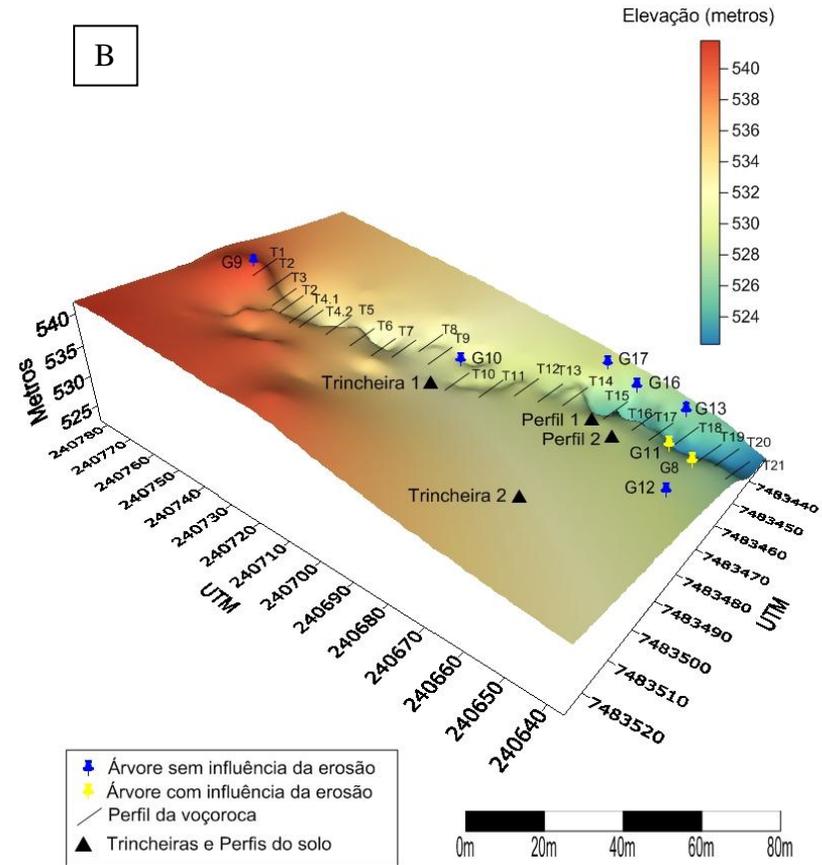
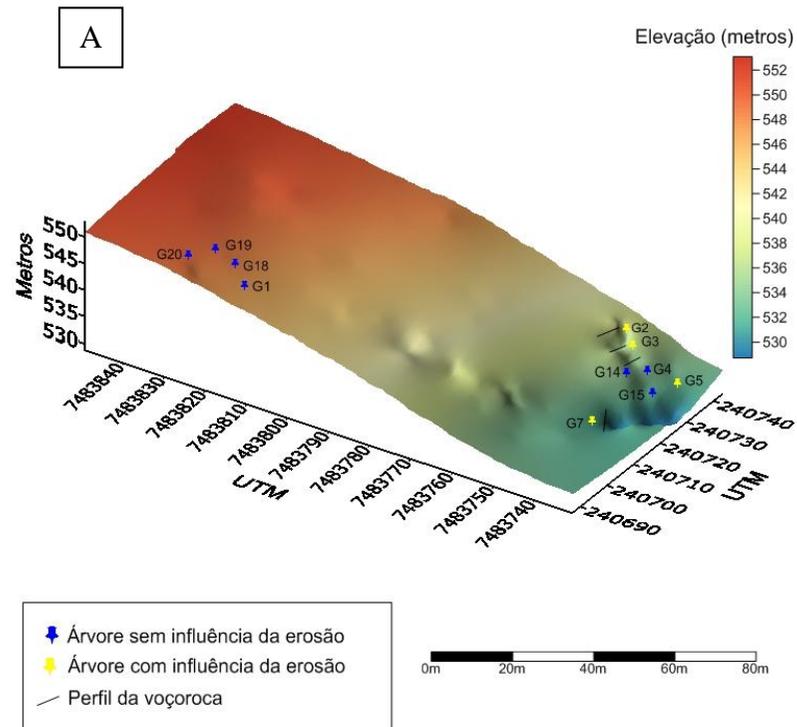


Figura 21 - Bloco diagrama da Área 1 (A) e da Área 2 (B)

2.3 Resultados e discussão

2.3.1 Caracterização bidimensional dos solos e dos sedimentos

Pelas tradagens exploratórias realizadas nas duas áreas de estudo, observou-se que a sedimentação ocorreu apenas na Área 2, em zonas específicas, não se estendendo por toda a área. Na Área 1, foram encontrados sedimentos apenas no rio intermitente.

Quatro topossequências - definidas nesse estudo com a nomenclatura tp - foram estudadas na Área 2, a fim de entender a distribuição e geometria bidimensional dos horizontes e verificar a distribuição dos solos e sedimentos na paisagem. Na Figura 22, estão representadas as zonas preferenciais de deposição de sedimentos. Essas zonas aparecem como manchas de sedimentação localizadas e não contínuas situadas na parte mais baixa dessa área, nas margens da voçoroca.

Na topossequência tp1, observou-se a zona de deposição de sedimentos, localizada na margem da voçoroca (Figura 23 – A). O sedimento depositado sobre o solo apresenta uma espessura de 23 cm, estrutura granular e fraca, cor 10 YR 4/3, acima de um horizonte mais escuro, IIA, de espessura aproximada de 26 cm e estrutura granular, fraca, de cor 10 YR 4/2. Sobre o sedimento, houve a formação de um horizonte A, de 15 cm, demonstrando processo de pedogênese, com estrutura granular, fraca, e cor 10 YR 3/2, o que indica que o sedimento está ali depositado há algum tempo; sobre este horizonte, não aparecem evidências de novos sedimentos depositados, o que indica que a sedimentação não mais ocorre como antes. Abaixo do horizonte IIA, encontra-se o horizonte E, de espessura aproximada de 32 cm, praticamente a mesma em toda a topossequência. O horizonte E apresenta estrutura granular, fraca e cor 10 YR Y 6/4. Abaixo do horizonte E, verifica-se o horizonte Bt, de estrutura em blocos subangulares médios, moderado e de cor 5 YR 8/1.

Na topossequência tp2, foi encontrado, semelhante a tp1, apenas um tipo de sedimento, de 15 cm de espessura, estrutura em blocos angulares médios, fraca, de cor 10 YR 5/4, que se localiza também nas margens da voçoroca (Figura 23 – C). Acima do sedimento, encontra-se uma camada, de aproximadamente 25 cm de espessura, de um horizonte A, de estrutura em blocos angulares, pequenos e cor 10 YR 4/2. O horizonte IIA, abaixo do sedimento, apresenta 15 cm de espessura, estrutura em blocos angulares médios e cor 7,5 YR 4/2. A visualização do sedimento, bem como do horizonte IIA, aparecia na parede da voçoroca. Abaixo no horizonte IIA, encontra-se o horizonte E, com 58 cm de espessura, estrutura em blocos angulares médios e cor 10 YR 6/4. Na porção à jusante do relevo, a espessura do horizonte E é maior, enquanto que, na porção à montante do relevo, a espessura

diminui. O horizonte Bt tem estrutura em blocos subangulares médios, moderado, e cor 5 YR 8/1.

Na tp3, os sedimentos, da mesma forma que nas outras topossequências, estão depositados na margem da voçoroca. Foram encontrados três tipos de sedimentos, que também estavam visíveis na parede da voçoroca. O sedimento mais superficial possuía 10 cm de espessura, de cor 2,4Y 4/4 e estrutura em blocos angulares médios. O segundo sedimento possuía 5 cm de espessura, cor 10 YR 5/4 e estrutura em blocos subangulares médios. Já, o sedimento mais profundo, possuía 10 cm de espessura, cor 2,5 Y 5/4 e estrutura em blocos subangulares médios. O horizonte E, da mesma forma que na tp2, apresenta menor espessura na parte mais alta da área. O horizonte E possui estrutura em blocos angulares médios, moderado, e cor 10 YR 5/4. Observa-se também a formação de um horizonte A acima dos sedimentos de, aproximadamente, 20 cm de espessura (Figura 23 – D). O horizonte Bt, cor 5 YR 8/1 e estrutura em blocos subangulares médios, localiza-se abaixo do horizonte E.

Na topossequência tp4 (Figura 23 - B), foram encontrados dois tipos de sedimentos, diferenciados entre si pela estrutura e cor: o mais superficial, com 21 cm de espessura, estrutura em blocos angulares médios, moderado e cor 10 YR 5/3; abaixo desse, outro tipo de sedimento, de estrutura granular, fraca e cor 10 YR 5/4. Essa zona de deposição está localizada numa área mais acima da margem da voçoroca. Nessa topossequência, foram também encontrados sedimentos na margem da voçoroca (Figura 23 – B), que não foram diferenciados entre si.

Por meio das topossequências estudadas, verifica-se que na área de estudo existem zonas preferenciais de deposição de sedimentos, que estão localizadas próximas à borda da voçoroca. Momoli (2011), em seu estudo sobre a dinâmica da sedimentação em matas ciliares, com a utilização de estacas de erosão, também constatou locais preferenciais de deposição de sedimentos, bem como locais preferenciais de erosão.

Pode-se dizer que os sedimentos são oriundos da época em que se realizava o plantio de culturas anuais e que o reflorestamento foi realizado após tal sedimentação, na medida em que, na referida área, não há presença de caules de árvores soterrados por sedimentos, ainda que os sedimentos apresentem uma espessura variável de 15 a 30 cm. Vale lembrar, ainda, que ocorreu a formação de um horizonte A acima dos sedimentos, que demonstra processo de pedogênese, indicando que os sedimentos estão, ali, depositados há algum tempo.

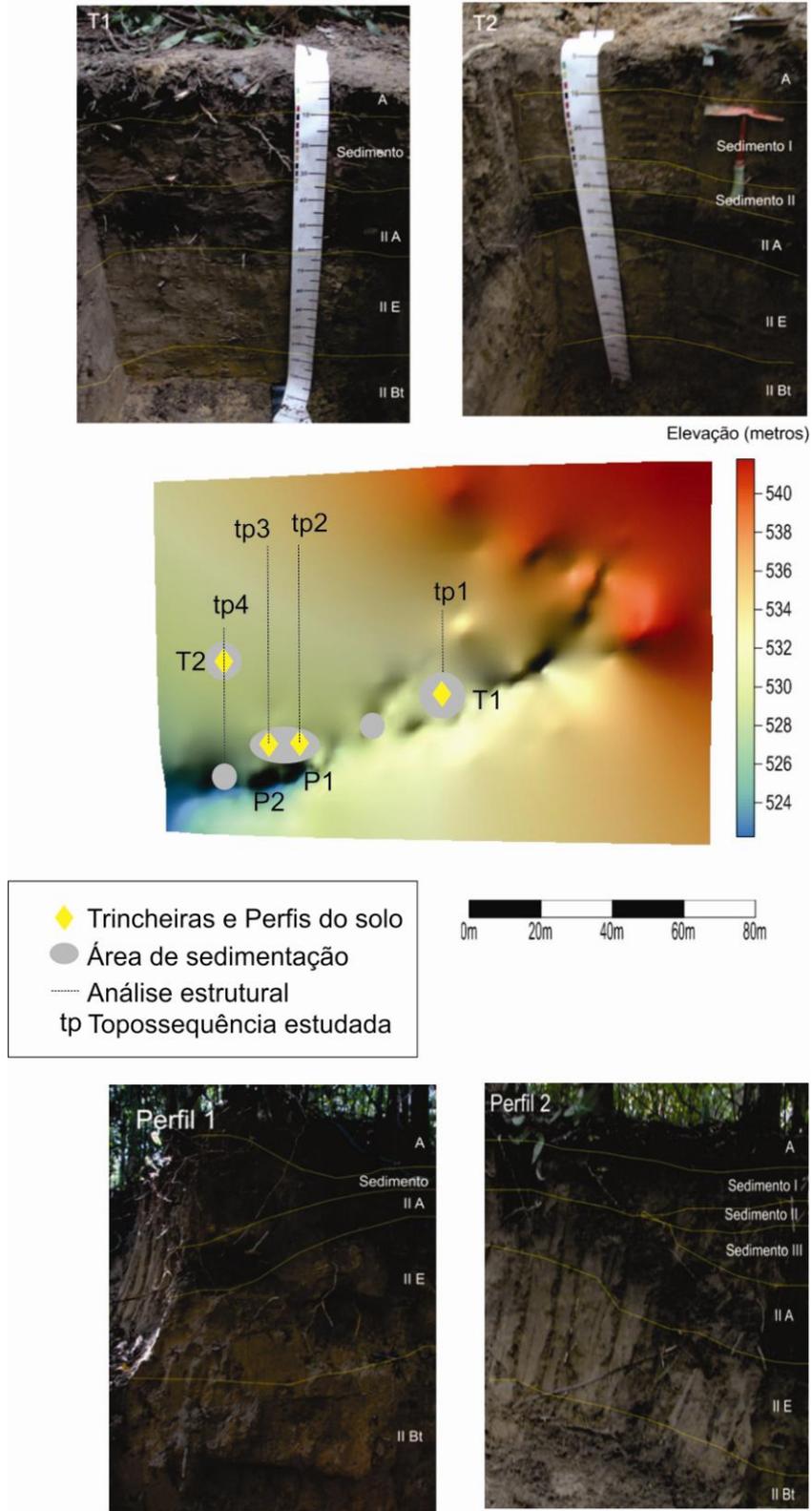


Figura 22 - Localização e imagens das Trincheiras e Perfis e locais de deposição de sedimentos

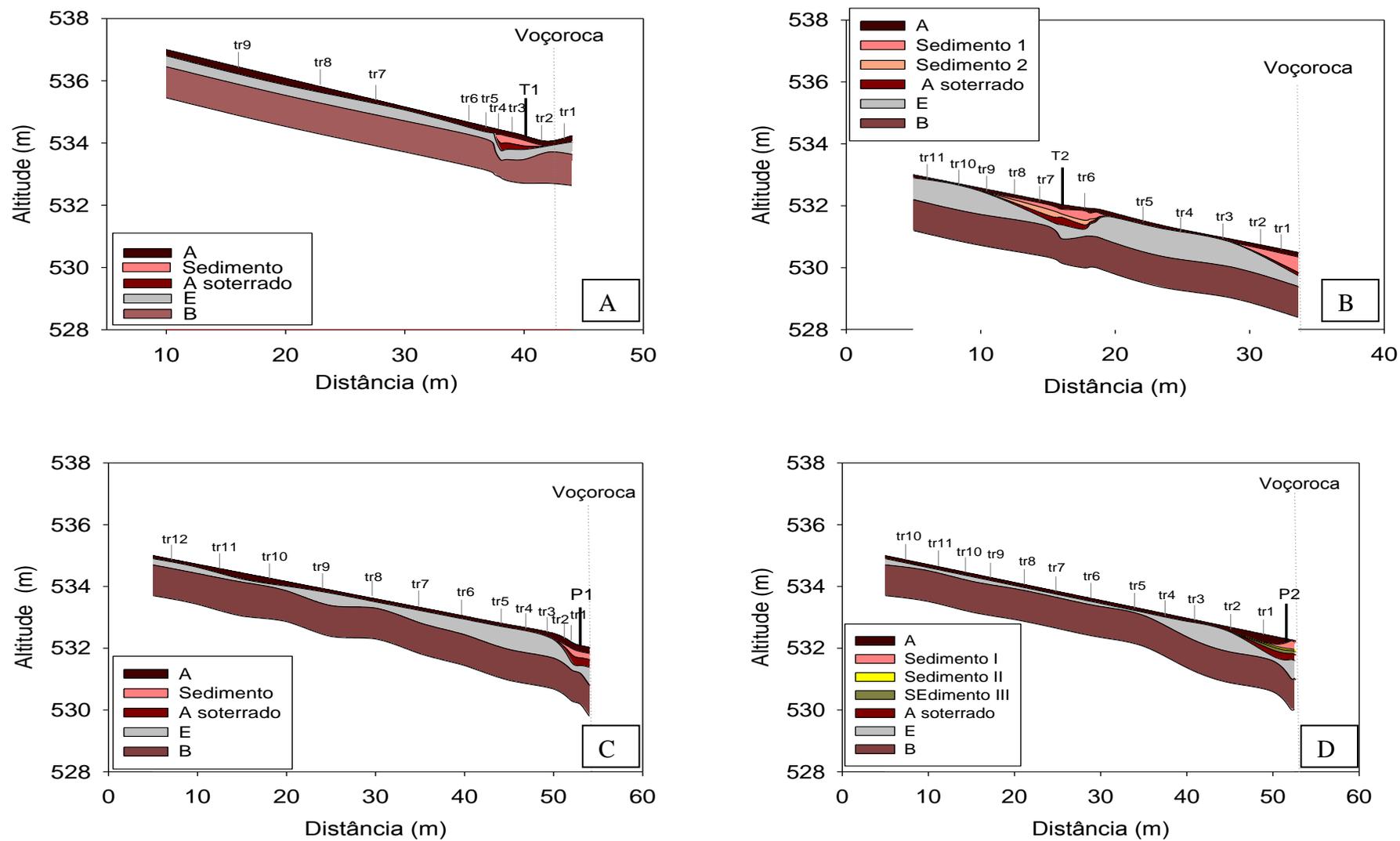


Figura 23 – Distribuição dos sedimentos e geometria dos horizontes das toposequências: A) tp1, B) tp4, C) tp2 e D) tp3

2.3.2 Caracterização física do solo

2.3.2.1 Granulometria

O objetivo da análise granulométrica foi determinar as frações de areia, silte e argila presentes nos horizontes do solo estudado, além de determinar o processo de sedimentação e da descontinuidade dos depósitos de sedimentação. Os resultados da análise granulométrica estão representados na Figura 24, tanto para a dispersão em Hexametáfosfato de Sódio e NaOH quanto para a dispersão em água.

A análise granulométrica das amostras coletadas nas T1, T2, P1 e P2 mostrou um solo de textura arenosa. Nos horizontes superficiais os teores de argila são menores que 100 g kg^{-1} . Em profundidade, há um incremento de argila, configurando, nesses horizontes, valores de aproximadamente 150 a 200 g kg^{-1} , classificando-os, então, como textura média em profundidade. O teor de argila dos horizontes revelou uma mudança textural abrupta desse solo, permitindo, dessa forma, junto com os atributos morfológicos, físicos e químicos, caracterizá-lo como Argissolo Vermelho Amarelo Distrófico Típico. Os resultados da granulometria estão apresentados na Figura 24.

Nas duas trincheiras e nos dois perfis analisados, a fração predominante é a de areia, que apresentou valores maiores que 600 g kg^{-1} em todos os horizontes analisados. A relação textural, calculada como a relação da quantidade de argila do horizonte Bt e do horizonte IIA, na T1 foi de 2,73 e na T2 foi de 3,32. No P1, a relação textural é de 3,52 e o P2 mostrou a mais baixa relação textural, com o valor de 1,75.

A T1 apresentou teores de argila de 36 g kg^{-1} no horizonte A e 60 g kg^{-1} no horizonte IIA. O horizonte II E apresentou teor de argila de 71 g kg^{-1} , e o horizonte II Bt de 164 g kg^{-1} . O sedimento depositado acima do horizonte II A mostrou, também, uma textura arenosa, com somente 54 g kg^{-1} de argila.

Da mesma forma, a T2 apresentou 49 g kg^{-1} de argila no horizonte A, 60 g kg^{-1} no horizonte II A, 33 g kg^{-1} no horizonte II E e 199 g kg^{-1} no horizonte II Bt. Nessa trincheira, foram diferenciados dois tipos de sedimento, por meio dos atributos de cor e estrutura. O sedimento mais superficial, SED I, apresentou também textura arenosa, com o valor de 58 g kg^{-1} de argila; o sedimento abaixo desse, apresentou 47 g kg^{-1} de argila. Não se constatou, com isso, grandes variações nos teores de argila entre os sedimentos (Figura 24).

O P1 apresentou 57 g kg^{-1} de argila no horizonte A, 60 g kg^{-1} no horizonte II A, 79 g kg^{-1} no horizonte II E e, 211 g kg^{-1} no horizonte IIBt. Nesse perfil, o sedimento revelou um teor de argila um pouco mais elevado, de 92 g kg^{-1} .

O P2 apresentou 59 g kg⁻¹ de argila no horizonte A, 82 g kg⁻¹ no II A, 58 g kg⁻¹ no horizonte E e 144 g kg⁻¹ no IIBt. Nesse perfil, três tipos de sedimentos foram encontrados, diferenciados pela cor e textura. O sedimento mais superficial (SED I) apresentou 72 g kg⁻¹ de argila, um comportamento bem parecido com os sedimentos do outro perfil e das outras trincheiras. Porém, o sedimento SED II apresentou um teor mais elevado de argila, com um valor de 189 g kg⁻¹, valor aproximado dos teores de argila dos horizontes IIBt apresentados. Da mesma forma, o SED III apresentou um valor de 144 g kg⁻¹ de argila.

O P2 está mais à jusante no relevo quando se compara o outro perfil e outras trincheiras estudadas. Os sedimentos depositados nesse perfil são, dentre os sedimentos estudados, os que possuem maior teor de argila. O maior teor de argila nesses sedimentos pode ser explicado pelo fato de o P2 estar mais à jusante no relevo e uma vez que as partículas de argila são mais finas e apresentam maior transportabilidade do que as partículas de areia, elas podem ser depositadas em locais mais distantes da área, criando, dessa forma, um gradiente de textura entre os sedimentos depositados, sendo que os sedimentos com maior teor de areia ficaram à montante e os sedimentos com maior teor de argila, mais à jusante no relevo. Nesse perfil, observam-se três tipos de sedimentos, que podem ter sido gerados por diferentes eventos de erosão, com energias diferentes, gerando, por sua vez, sedimentos diferenciados.

Os sedimentos depositados possuem textura arenosa, com exceção do SED II do P2, por estar na parte mais à jusante do relevo com relação às outras trincheiras e perfis analisados, apresentou textura média. A distribuição granulométrica dos sedimentos é bem semelhante a dos outros horizontes do solo. Esse comportamento pode ser devido ao material de origem do solo, que é essencialmente arenoso, acarretando, então, na geração de sedimentos de granulometria semelhantes. Essa característica evidencia, também, que os sedimentos são oriundos da própria vertente.

Dispersão em Hexametáfosfato de Sódio e NaOH

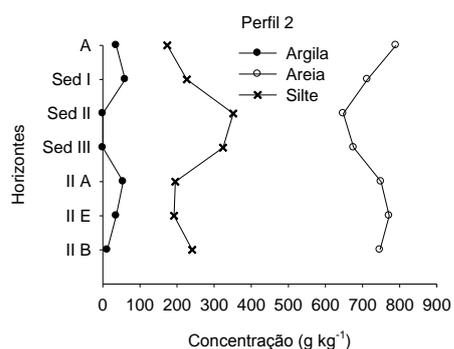
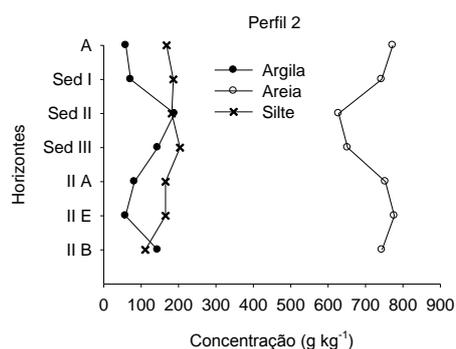
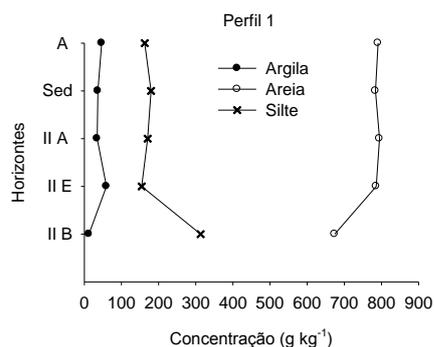
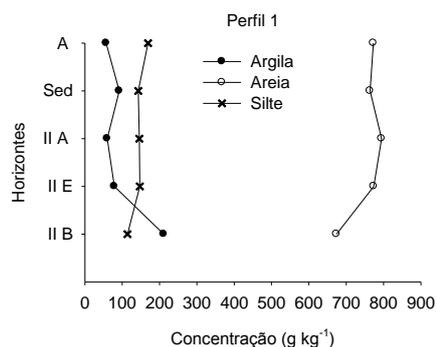
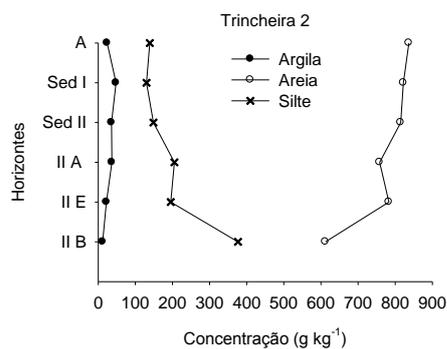
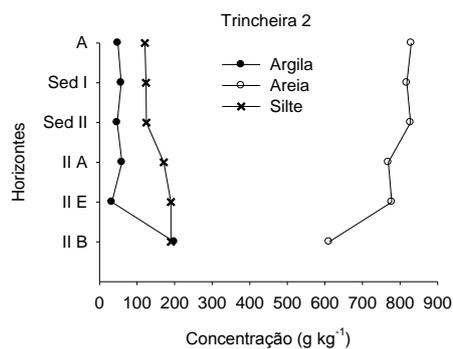
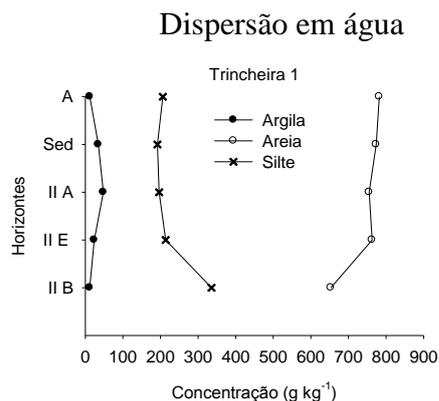
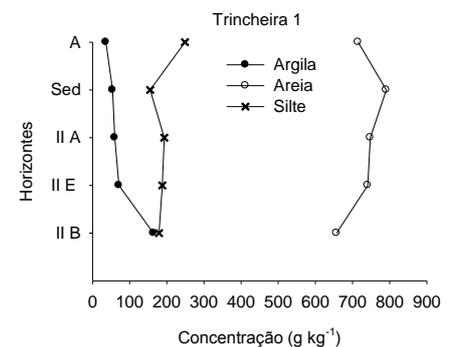


Figura 24 – Distribuição das partículas do solo determinada utilizando a dispersão em Hexametáfosfato de Sódio e NaOH (primeira coluna) e dispersão em água (segunda coluna), para as Trincheiras 1 e 2 e os Perfis 1 e 2

Em relação à dispersão em água, comparando-se com a dispersão em Hexametáfosfato de Sódio e NaOH, na T1, o horizonte A mostrou uma redução nos valores de argila de 36 g kg⁻¹ para 12 g kg⁻¹. Da mesma forma, no horizonte II A, os valores de argila caíram de 60 g kg⁻¹ para 48 g kg⁻¹. O sedimento dessa trincheira mostrou uma diminuição de argila de 54 g kg⁻¹ para 35 g kg⁻¹. O horizonte II E apresentou uma queda nos valores de argila de 71 g kg⁻¹ para 24 g kg⁻¹ e o horizonte II Bt, uma queda de 164 g kg⁻¹ para 12 g kg⁻¹. Em todos os horizontes do solo aconteceu o aumento da fração silte, juntamente com essa queda da fração argila. Esse aumento da fração silte está mais evidenciado no horizonte IIBt, onde os valores de silte foram de 179 para 336 g kg⁻¹.

Já, os resultados da T2, também, apresentaram quedas nos valores de argila na dispersão em água. O horizonte A apresentou uma redução de valores de argila de 49 g kg⁻¹ para 24 g kg⁻¹; o SED I, uma queda de 58 g kg⁻¹ para 48 g kg⁻¹ e o SED II de 47 para 36 g kg⁻¹. O horizonte II A mostrou uma diminuição nos valores de argila de 60 g kg⁻¹ para 37 g kg⁻¹; o horizonte II E de 33 g kg⁻¹ para 22 g kg⁻¹ e o horizonte II Bt de 199 g kg⁻¹ para 12 g kg⁻¹. Dessa forma, os resultados da dispersão em água desses horizontes que relevou uma queda nos valores da frações argila, mostrou conseqüentemente um aumento da fração silte, que é mais evidenciado no horizonte IIBt, onde os valores de silte aumentaram de 190 para 377 g kg⁻¹.

No P1, os resultados de argila seguiram a mesma tendência, mostrando valores de diminuição de argila na dispersão em água. No horizonte A os valores de argila caíram de 57 g kg⁻¹ para 47 g kg⁻¹; o SED I de 92 g kg⁻¹ para 36 g kg⁻¹; o horizonte IIA de 60 g kg⁻¹ para 35 g kg⁻¹; o horizonte IIE de 79 g kg⁻¹ para 60 g kg⁻¹ e o horizonte II Bt, de 211 g kg⁻¹ para 12 g kg⁻¹. No P1, paralelamente a diminuição da fração argila, ocorre o aumento da fração silte, que foi mais evidente no horizonte IIBt, onde os valores passaram de 114 g kg⁻¹ para 313 g kg⁻¹.

O P2, da mesma maneira, mostrou diminuição dos valores de argila, que foram de 50 g kg⁻¹ para 36 g kg⁻¹ no horizonte A e de 72 g kg⁻¹ para 60 g kg⁻¹ no SED I. Já nos SED II e SED III, os valores de argila, na dispersão em água, caíram para zero e os valores iniciais, da dispersão total, eram de 189 g kg⁻¹ e 144 g kg⁻¹, respectivamente. O horizonte II A apresentou valores que caíram de 82 g kg⁻¹ para 55 g kg⁻¹ e o horizonte II E de 58 g kg⁻¹ para 36 g kg⁻¹. O horizonte II Bt mostrou a maior queda nos teores de argila dispersas em água, apresentando uma queda nos valores de 144 g kg⁻¹ para 12 g kg⁻¹. Com o decréscimo da fração argila, nota-se um aumento da fração silte desses horizontes de solo e dos sedimentos. O aumento da fração silte ocorreu de forma mais acentuada no horizonte IIBt, e os valores aumentaram de

111 para 241 g kg⁻¹. Além desse horizonte, as camadas de sedimentos apresentaram da mesma forma, um aumento evidente na fração de silte: o SEDI apresentou aumento de 186 para 227 g kg⁻¹, o SEDII mostrou uma elevação de 182 para 352 g kg⁻¹ e o SEDIII de 204 para 324 g kg⁻¹.

A diminuição da fração de argila na dispersão em água indica que a argila ficou em agregados do tamanho da areia e do silte, sendo então consideradas partículas desta fração. Esse comportamento pode ser verificado também na Figura 24.

Nos SED II e SED III do P2, ocorreu o desaparecimento total da fração argila na dispersão em água e o incremento da fração silte, o que indica que a argila foi transportada nesse sedimento na forma de agregados de tamanho silte, visto que a fração areia não sofreu alteração. Tal comportamento do desaparecimento da fração argila na dispersão em água não foi verificado nos outros horizontes, apresentando somente uma tendência de diminuição da fração argila. No SED I, ocorreu uma diminuição no teor de argila, na dispersão em água e, da mesma forma que nos outros sedimentos, ocorreu um aumento no teor de silte, podendo inferir que o transporte de argila desse sedimento ocorreu na forma de agregados de argila do tamanho da fração silte.

No sedimento do P1, a fração de silte também aumenta, com a diminuição da fração argila, na dispersão em água, da mesma forma que o SED I e SED II da T2 e o SED da T1, evidenciando, dessa forma, que o transporte de argila ocorreu em agregados do tamanho da fração silte.

A argila pode ser transportada em agregados no tamanho da fração areia, como encontrado por Momoli (2011), onde as amostras, em geral, apresentaram enriquecimento da fração areia. Solos com alta porcentagem de argila normalmente geram sedimentos mais grosseiros, na forma de agregados de argila, do que solos com menor porcentagem de argila. Esses agregados de argila oferecem maior resistência ao transporte do que partículas primárias, pois o tamanho desfavorece a movimentação (MOMOLI, 2011).

De forma geral, a distribuição granulométrica mostrou uma redução nos valores de argila, quando comparadas com a dispersão total. O silte e a areia apresentaram um valor mais elevado e as diferenças aparecem mais para a fração silte, onde as partículas de argila estão na forma de microagregados de tamanhos semelhantes à fração silte.

Os horizontes II Bt, das T1, T2, P1 e P2 apresentaram pouca quantidade de argila dispersa em água, comparando-se a quantidade de argila na dispersão total. Pode-se dizer que, a maior parte da argila desses horizontes permaneceu na forma de microagregados na fração de tamanho silte quando se procedeu a dispersão em água, visto que a fração de tamanho areia

quase não sofreu alteração na quantidade, quando comparada à dispersão total e à dispersão em água.

2.3.2.2 Grau de flocculação

A formação de agregados no solo depende de fatores que possibilitam a aproximação e cimentação de partículas de areia, silte e argila. A flocculação das argilas é considerada como um fator que, além de promover a aproximação das partículas, as mantém unidas (AZEVEDO, 2004). O grau de flocculação, dessa forma, refere-se à capacidade de agregação de partículas coloidais, quando expostas em meio líquido (COSTA, 1979). A facilidade de dispersão dessas partículas do solo em água está diretamente relacionada com a baixa estabilidade dos agregados. Sendo assim, as principais propriedades dos solos, que favorecem a erosão, estão relacionadas ao baixo grau de flocculação das partículas do solo e a alta capacidade de dispersão das partículas de argila (WESTPHALEN, 2008).

Nos solos estudados, em geral, o grau de flocculação foi menor nos horizontes superficiais e elevado no horizonte II Bt. Os resultados estão apresentados na Tabela 3. Para os horizontes A estudados, o grau de flocculação apresentou nível moderado, com valores que variam de 39% a 67%, com exceção do horizonte A do P1, que mostrou um valor menor, de 19%. Para os horizontes II E estudados, somente a T1 apresentou valor mais elevado de grau de flocculação, de 67%, quando comparados com os outros horizontes II E, que apresentaram valores mais baixos, que variam de 25% a 37%. Os horizontes II A também apresentaram valores moderados. Com relação aos horizontes II Bt, o grau de flocculação foi bastante elevado, aproximadamente de 92% a 94%, indicando a alta capacidade de agregação das partículas coloidais nesse horizonte. Resultados semelhantes foram encontrados por Westphalen (2008), para um Argissolo Vermelho-Amarelo de textura arenosa, de embasamento geológico composto por arenitos da Formação Caiuá, que mostrou valores de flocculação média para o horizonte A de 55% e para o horizonte B, 80%, classificado, então, como solo de alta erodibilidade.

A dispersão das partículas está diretamente relacionada com a capacidade erosiva do solo. A erosão aumenta proporcionalmente à razão de dispersão e inversamente com a flocculação dos coloides, ou seja, solos mais propícios à erosão apresentam menores índices de flocculação (BAVER, 1972). Segundo Westphalen (2008), no caso de solos provenientes de arenitos, encontram-se baixos graus de flocculação nos horizontes superficiais, principalmente no horizonte E, acima do B textural, na qual a mudança é abrupta.

Tabela 3 - Resultados de argila dispersa em Hexametáfosfato de Sódio e NaOH, argila dispersa em água e grau de floculação, por trincheiras e perfis, por horizonte

	Horizonte	Argila dispersa em NaOH	Argila dispersa em H ₂ O	Grau de floculação
		-- g kg ⁻¹ --	--g kg ⁻¹ --	-- % --
Trincheira 1 (T1)	A	36	12	67
	SED	54	35	36
	IIA	60	48	19
	IIE	71	24	67
	IIBt	164	12	93
Trincheira 2 (T2)	A	49	24	51
	SED I	58	48	16
	SED II	47	36	23
	IIA	60	37	39
	IIE	33	22	33
	IIBt	199	12	94
Perfil 1 (P1)	A	57	47	19
	SED	92	36	61
	IIA	60	35	42
	IIE	79	60	25
	IIBt	211	12	94
Perfil 2 (P2)	A	59	36	39
	SEDI	72	60	16
	SEDII	189	0	100
	SEDIII	144	0	100
	IIA	82	55	33
	IIE	58	36	37
	IIBt	144	12	92

Avaliando os resultados de granulometria e grau de floculação, nota-se que os horizontes superficiais apresentam menor grau de floculação e menor quantidade de argila, podendo, então, a maior parte dos sedimentos gerados, serem originados desses horizontes superficiais. Os horizontes que apresentam maior teor de argila são os de maior grau de floculação, tais como os horizontes II Bt e os SED II e SED III do P2. O grau de floculação não necessariamente infere sobre o transporte de partículas, uma vez que estes sedimentos, que apresentam 100% de grau de floculação e um teor elevado de argila, foram transportados vertente abaixo. Sendo assim, a argila foi transportada nesses sedimentos na forma de agregados do tamanho silte, vertente abaixo, e não na forma dispersa.

2.3.2.3 Fracionamento das areias

A análise estatística das areias resultantes da dispersão em Hexametáfosfato de Sódio e NaOH e da dispersão em água foi realizada por meio do programa ANASED 50J, que

fornece dados estatísticos de acordo com os parâmetros de Folk e Ward (1957), tais como: diâmetro médio, desvio padrão, assimetria, curtose e grau de seleção (MARTINS, 2009). O desvio padrão, dado em phi, caracteriza o grau de seleção das areias, como sendo: a) muito bem selecionado, quando o desvio padrão é $< 0,35$; b) bem selecionado, quando entre $0,35-0,50$; c) moderadamente selecionado, quando entre $0,50-1,0$, d) mal selecionado, quando entre $1-2$ e d) muito mal selecionado, quando maior que 2 . Por sua vez, o parâmetro curtose (K_G) é um teste sensível e valioso da normalidade de uma distribuição, classificado em: a) muito platicúrtica ($K_G < 0,67$); b) platicúrtica ($K_G 0,67$ a $0,90$); c) mesocúrtica ($K_G 0,90$ a $1,11$); d) leptocúrtica ($K_G 1,11$ a $1,50$); e) muito leptocúrtica ($K_G 1,50$ a $3,00$) e f) extremamente leptocúrtica ($K_G > 3,00$). Finalmente, o parâmetro assimetria (S_{KI}) tem como limite $-1,0$ e $+1,0$. Segundo esse parâmetro, os valores positivos indicam que a amostra tem uma cauda para os finos e os valores negativos, por sua vez, indicam que a amostra tem uma cauda para os grossos. O parâmetro assimetria é classificado em: a) assimetria muito negativa (-1 a $-0,30$); b) assimetria negativa ($-0,30$ a $-0,10$); c) aproximadamente simétrica ($-0,10$ a $+0,10$); d) assimetria positiva ($+0,10$ a $+0,30$) e e) assimetria muito positiva ($+0,30$ a $+1,00$) (FOLK; WARD, 1957).

O fracionamento das areias, resultantes da dispersão em Hexametáfosfato de Sódio e NaOH e da dispersão em água, revelou as características da distribuição das frações de areia presentes nas camadas de solo e sedimentos. Entre as areias dispersas em Hexametáfosfato de Sódio e NaOH e as areias dispersas em água, não houve diferença no parâmetro grau de seleção das partículas, tampouco no parâmetro fração de areia predominante, ambos gerados pelo programa ANASED 50J. De maneira geral, também não houve diferenças entre os parâmetros assimetria e curtose (Tabela 4).

Os resultados de grau de seleção das partículas, fração de areia predominante, assimetria e curtose, gerados pelo programa ANASED 50J, estão apresentados na Tabela 4.

Segundo o parâmetro grau de seleção, definidos por Folk e Ward (1957), o SED da T1, o SED II, da T2, e os SED I, SED II e SED III, do P2, ou seja, quase a totalidade das amostras dos sedimentos, revelou, como resultado, um grau de seleção de partículas classificado como bem selecionado. No caso do sedimento depositado no P1 e o SED I, da T2, o grau de seleção foi moderadamente selecionado. Na totalidade dos horizontes do solo, com exceção do horizonte II E, da T2, o grau de seleção encontrado foi de moderadamente selecionado. No horizonte II E, da T2 o grau de seleção foi bem selecionado (Tabela 4). Quando o fluxo laminar é contínuo e regular, resulta na formação de sedimentos bem selecionados e simétricos. A diferença entre os níveis do grau de seleção dos sedimentos e do

solo indica a diferença entre as camadas de solo e as camadas de sedimento, pela seleção de partículas. O grau de seleção bem selecionado reflete a intensidade do processo de transporte das partículas. Se a intensidade do fluxo hídrico não for elevada o suficiente para transportar as partículas de tamanhos vários, transportará somente aquelas partículas mais finas e leves, o que formará, por sua vez, sedimentos bem selecionados, ou seja, sedimentos com partículas de tamanho semelhantes. Ao contrário, o fluxo hídrico turbulento resultará sedimentos com grau de seleção menos selecionado. O grau de seleção pobre a moderado indica que a intensidade do processo de transporte de partículas foi alta, com capacidade de transportar partículas de tamanhos variados, e não somente as mais finas e leves. Resultados de transporte com grau de seleção de pobre a moderado foram encontrados por Momoli (2011). No caso de grau de seleção muito pobremente selecionado a pobremente selecionado, indica que a deposição se deu próxima à fonte de suprimento do material (MARTINS, 2009).

Nos histogramas da distribuição de areia dos sedimentos, com relação à dispersão em Hexametáfosfato de Sódio e NaOH, onde toda a argila foi dispersa, verificou-se que há uma semelhança na distribuição, quando comparados aos horizontes do solo. Nota-se, entretanto, que o sedimento, apesar da grande semelhança na distribuição com o solo soterrado, apresenta uma distribuição de frequências mais concentrada nas areias mais finas e menos concentrada nas areias mais grossas, o que evidencia, assim, um processo de seleção diferenciado (Figuras 25, 26 e 27).

Com relação ao tamanho das partículas, a média e a mediana estão, sempre, localizadas na classe das areias finas, com exceção da mediana do horizonte IIBt, do P2, com e sem dispersante, que está na classe das areias médias e da mediana do horizonte II E, da T1, disperso em água, que está, da mesma forma, na classe das areias médias. No entanto, nos sedimentos com grau de seleção bem selecionado, a média e a mediana, que estão na classe das areias finas, estão pareadas, evidenciando, com isso, um processo de maior seleção das partículas. A areia fina predomina, portanto, nos processos de transporte dentro da área em questão (Tabela 4).

Na dispersão em água, a análise estatística das frações de areia podem incluir os agregados de argila que não foram dispersos por este método e, portanto, que ficaram na forma de agregados de argila do tamanho da fração areia. De modo geral, não houve alterações nos padrões de distribuição das areias, quando se compara as areias resultantes da dispersão em água e as areias resultantes da dispersão em Hexametáfosfato de Sódio, confirmando, ainda, a hipótese, gerada nos resultados de dispersão em água, de que os agregados de argila se concentraram na fração silte. Como os resultados não foram diferentes

para o grau de seleção e fração de areia predominante, da mesma forma que a dispersão total, os sedimentos bem selecionados apresentaram média e mediana pareadas na areia fina e menor proporção de areias grossas do que os outros horizontes do solo.

Com relação à simetria, os sedimentos classificados como bem selecionados apresentam simetria aproximadamente simétrica, ou seja, a média e a mediana coincidem (CLEMENTE et al., 1986). Ademais, apresentam curtose leptocúrtica a muito leptocúrtica, que caracteriza a regularidade na distribuição granulométrica e o predomínio de alguma fração na distribuição das areias, inferindo sobre a alta capacidade de seleção dos agentes transportadores desses sedimentos (Tabela 4). Os sedimentos com distribuição leptocúrtica indicam sedimentos bem selecionados na parte central da distribuição (BARROS et al., 2008).

O solo apresenta, em geral, assimetria muito negativa. Os valores de assimetria são representados como negativos, quando a amostra tem uma cauda para os grossos e valores positivos indicam que a amostra tem uma cauda para os finos (Tabela 4). O tipo de areia predominante no solo é areia fina, porém, nesse caso, pode ocorrer o desenvolvimento de assimetria negativa pelo ingresso de uma fração mais grossa, do mesmo modo que poderia haver um desenvolvimento de assimetria positiva por adição de finos. (BARROS et al., 2008). A análise da distribuição das areias mostra uma uniformidade da fração areia entre o solo e o sedimento, indicando que os sedimentos são oriundos do solo do local e que não foram transportados, então, de longas distâncias.

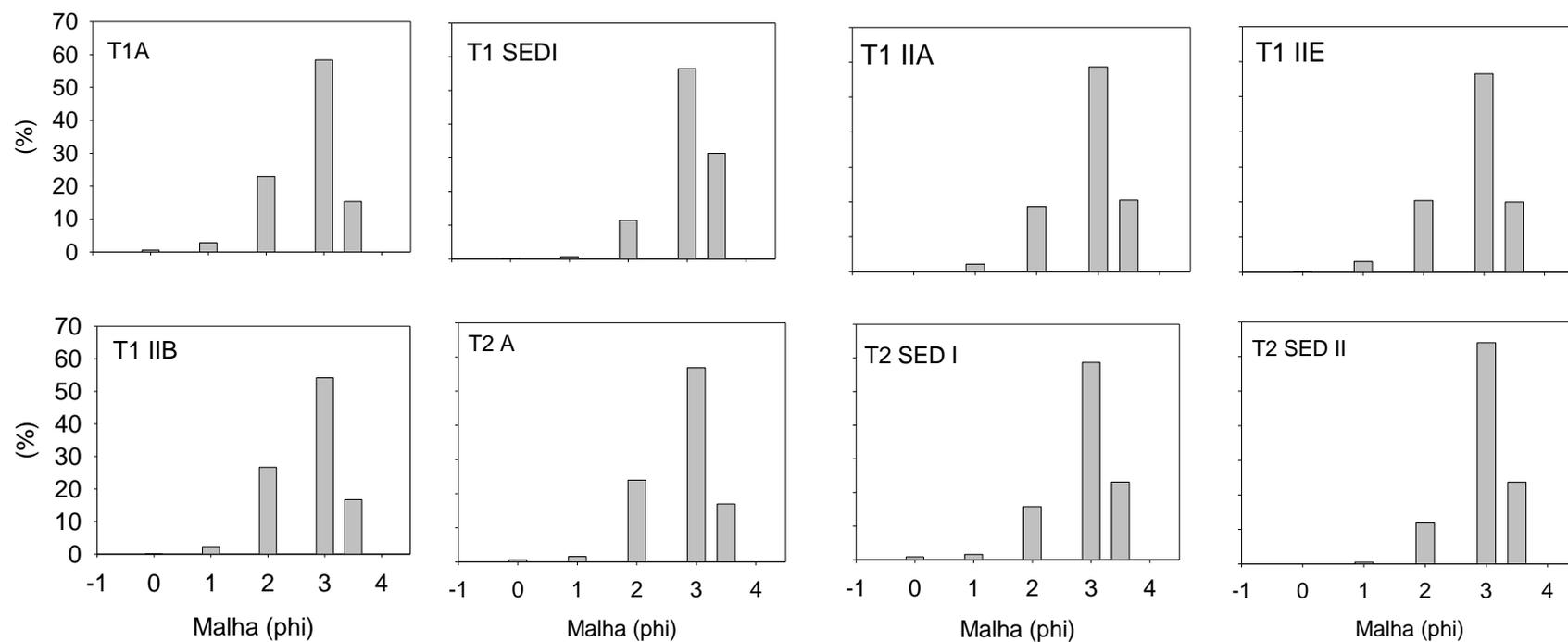


Figura 25 - Histograma da distribuição das areias dispersas em Hexametafosfato de sódio e NaOH. Os horizontes estudados estão identificados em cada gráfico

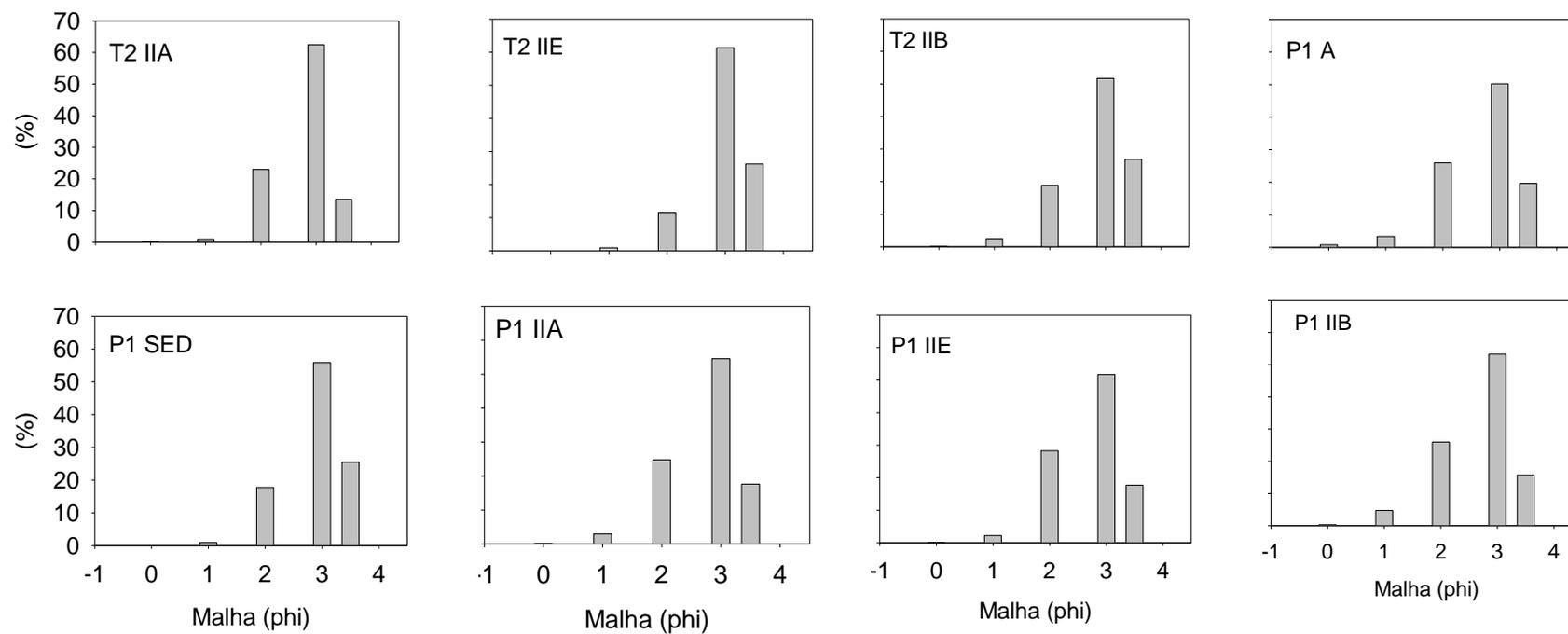


Figura 26 - Histograma da distribuição das areias dispersas em Hexametáfosfato de sódio e NaOH. Os horizontes estudados estão identificados em cada gráfico

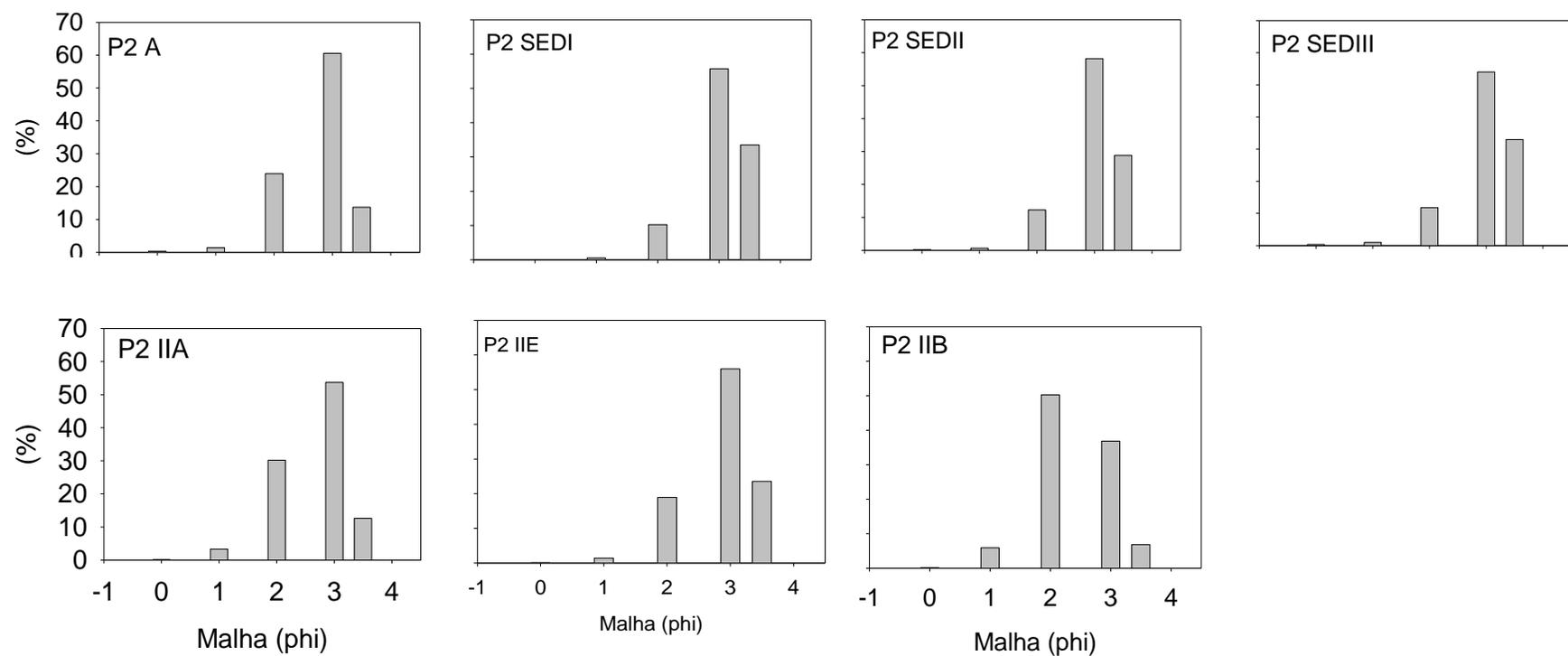


Figura 27 - Histograma da distribuição das areias dispersas em Hexametafosfato de sódio e NaOH. Os horizontes estudados estão identificados em cada gráfico

Tabela 4 - Resultados do fracionamento de areia com relação a fração de areia predominante, grau de seleção das partículas, assimetria e curtose das amostras dispersas em Hexametáfosfato de Sódio e NaOH

	Fração de Areia Predominante			Grau de seleção	Assimetria	Curtose
	Horizonte	Média	Mediana			
T1	A	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
	SED	Areia fina	Areia fina	Bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Leptocúrtica
	IIA	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Muito leptocúrtica
	IIE	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Muito leptocúrtica
	IIBt	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
T2	A	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
	SED I	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Muito leptocúrtica
	SED II	Areia fina	Areia fina	Bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Muito leptocúrtica
	IIA	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Muito leptocúrtica
	IIE	Areia fina	Areia fina	Bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Muito leptocúrtica
	IIBt	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Muito leptocúrtica
P1	A	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
	SED	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Muito leptocúrtica
	IIA	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
	IIE	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
	IIBt	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Mesocúrtica
P2	A	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
	SEDI	Areia fina	Areia fina	Bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Leptocúrtica
	SEDII	Areia fina	Areia fina	Bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Leptocúrtica
	SEDIII	Areia fina	Areia fina	Bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Leptocúrtica
	IIA	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Platicúrtica
	IIE	Areia fina	Areia fina	Moderadamente	Assimetria muito negativa	Muito leptocúrtica
	IIBt	Areia fina	Areia Média	Moderadamente	Assimetria positiva	Platicúrtica

2.3.2.4 Distribuição dos poros no solo por análise de imagens

A análise de imagens é usada para determinar o tamanho dos poros do solo e sua distribuição (STOOPS, 2003). Os poros influenciam diretamente nos fenômenos de armazenamento e movimento de água no solo (LAWRENCE, 1977).

Mesoporos são poros com diâmetro entre 50 e 500 micrômetros. Macroporos, por sua vez, são poros com diâmetro entre 500 a 5000 micrômetros. Essas são as classes de diâmetro que podem ser contabilizadas pela técnica de análise de imagens (BULLOCK et al., 1985).

A porosidade, determinada pela análise de imagens, é dada por meio da contagem de números de poros e por meio da porcentagem de área da amostra impregnada ocupada por poros. Tais poros foram separados de acordo com sua forma, que são: arredondados, alongados e complexos, de acordo com índices de forma utilizados por Cooper (1999) e Juhász (2006). Os poros foram, também, selecionados de acordo com a classificação do tamanho, que podem ser: pequenos, os de 156-15.600 μm^2 ; médio, os de 15.600-156.000 μm^2 e grandes, os maiores que 156.000 μm^2 .

Os resultados estão apresentados de forma resumida na Tabela 5. Para cada trincheira e perfil, serão apresentados gráficos de porosidade (%) *versus* tamanho de poros (μm) e gráficos de número total de poros *versus* tamanho de poros (μm) para os sedimentos, horizonte IIA e IIBt, a fim de evidenciar o contraste dos horizontes do solo e sedimentos.

Na T1, as camadas A, SED, IIA e IIE demonstraram porosidade total de 23,7%, 26,7%, 20,7% e 31,6% respectivamente, apresentando predomínio de poros complexos de tamanho grande. A porosidade total do horizonte A é levemente mais elevada do que o horizonte IIA (Tabela 5). O sedimento, depositado acima do horizonte IIA, no entanto, mostra uma maior porosidade, quando comparado com esses horizontes citados, indicando, assim, uma diferença entre o solo propriamente dito e o sedimento depositado (Figura 28). O resultado da porosidade total corrobora com os resultados de menor D_s (densidade do solo) e de maior porosidade calculada nesses horizontes. Poros complexos de tamanho grande, alto valor de porosidade calculada e menor valor de densidade do solo proporcionam alta condução de água no solo. O horizonte IIBt, apresenta, por sua vez, uma porosidade total de 12,5 %, que, se comparada aos outros horizontes desta trincheira, é menor. Nesse horizonte, há uma proporção menor de poros complexos e o tipo de poro predominante são os poros arredondados de tamanho médio. Esse resultado também corrobora com os resultados encontrados de D_s e porosidade calculada, apresentando maior D_s e menor porosidade calculada quando comparado aos outros horizontes. A alteração dos tipos e tamanho de poros é devido à mudança na D_s , na textura e na estrutura do solo. Nessa trincheira, a estrutura do

solo alterou de granular fraca, nos horizontes superficiais, para estrutura em blocos subangulares médio, no horizonte IIBt; concomitantemente, a textura alterou de arenosa para média.

O número total de poros nessa trincheira diminui dos horizontes superficiais para o horizonte II Bt. Nessa trincheira, os menores valores de número de poros estão nos horizontes IIE e IIBt. Porém, o horizonte IIE, em contraste ao horizonte IIBt, apresenta maior porosidade total, representada pelos poros complexos de tamanho grande, o que indica a melhor conectividade dos poros nesse horizonte. O maior número de poros aparece no horizonte II A; porém, o horizonte IIA contém uma baixa quantidade de poros complexos do tamanho grande, indicando baixa conectividade dos poros nesse horizonte (Figura 28).

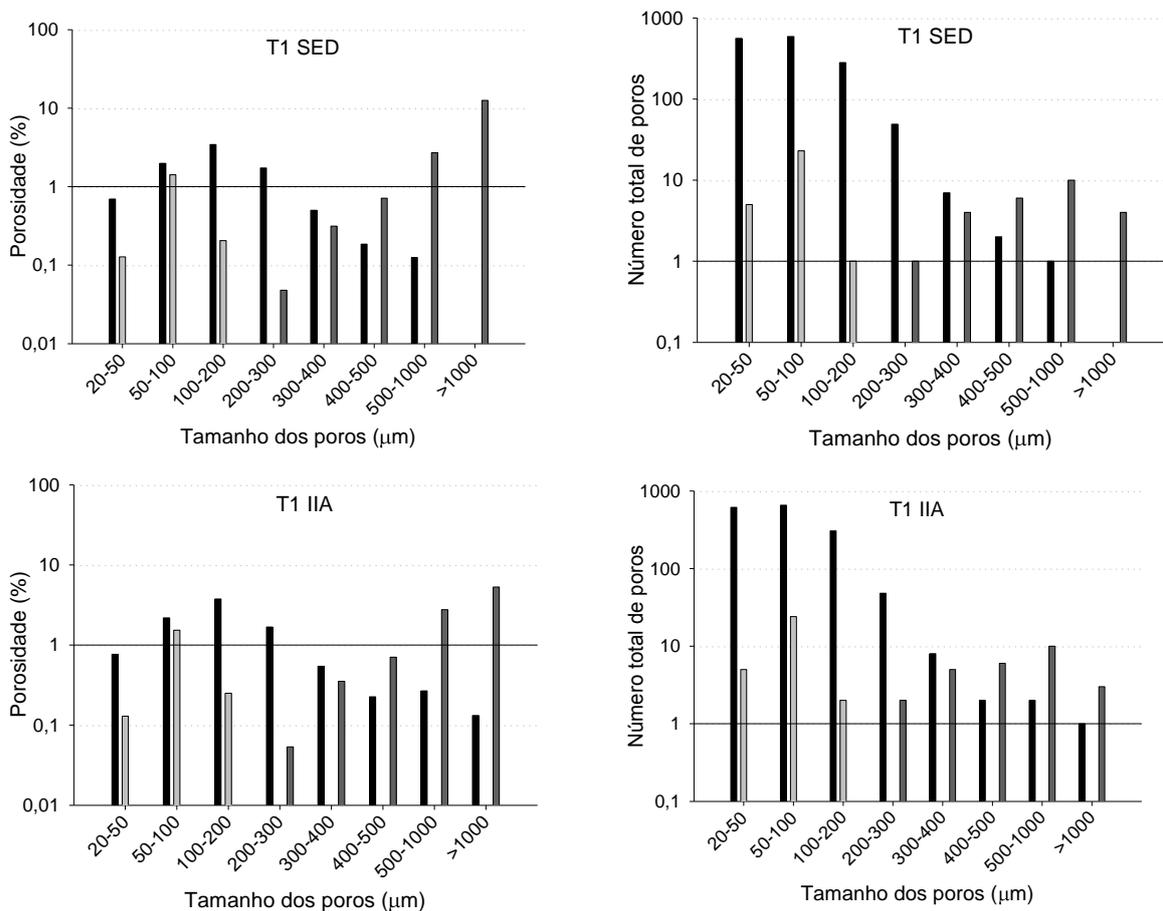


Figura 28 - Distribuição da porosidade total e número total de poros para a Trincheira 1, segundo tamanho e forma dos poros

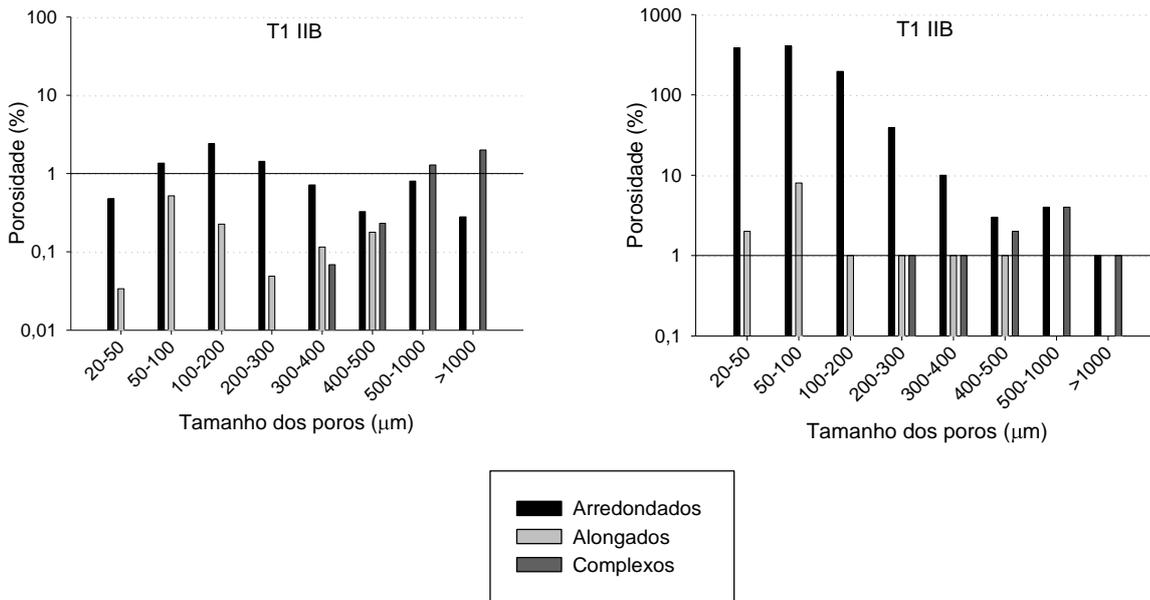


Figura 28 - Distribuição da porosidade total e número total de poros para a Trinchera 1, segundo tamanho e forma dos poros

Na T2, os horizontes A, SEDI, SEDII, IIA e IIE apresentam, 17,8%, 15,7%, 24,7%, 17,6% e 31,4% de porosidade total, respectivamente. Nesses horizontes, há a predominância de poros complexos de tamanho grande (Tabela 5). A porosidade do horizonte A é aproximadamente igual a porosidade do horizonte IIA, e a estrutura dessas duas camadas são em blocos angulares, pequenos no A e médios no IIA. A porosidade do SEDII é mais elevada e também com maior número de poros complexos de tamanho grande, quando comparadas ao SEDI. O SEDII apresenta estrutura granular, fraca, distinguindo-se do SEDI, que apresenta estrutura em blocos subangulares médios. O horizonte IIBt apresenta porosidade total de 13,9%, a menor porosidade encontrada nos horizontes dessa trincheira. O tipo de poro predominante são os poros complexos de tamanho grande; porém, se comparados aos demais horizontes, o horizonte IIBt, apresenta menor quantidade de poros complexos de tamanho grande (Figura 29). A estrutura desse horizonte de solo é composta por blocos subangulares médios. Os valores encontrados nessa trincheira também corroboram com os resultados encontrados de Ds e porosidade calculada.

Há uma diminuição do número total de poros dos horizontes superficiais para o horizonte II Bt. O horizonte A e II A apresentam a maior número total de poros e a menor quantidade de poros complexos do tamanho grande, indicando a baixa conexão entre os poros (Figura 29).

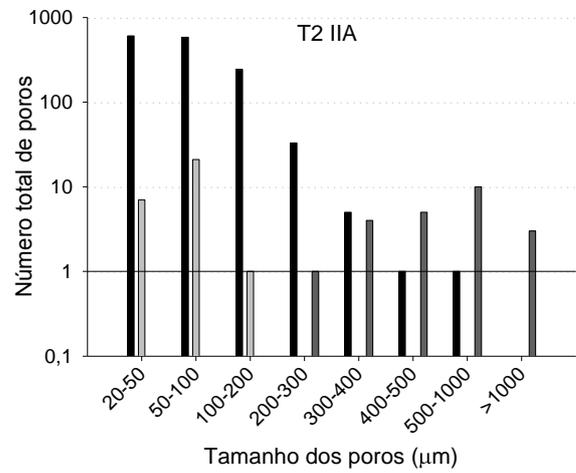
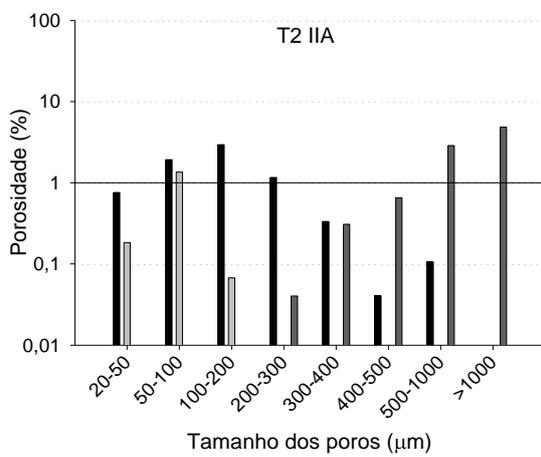
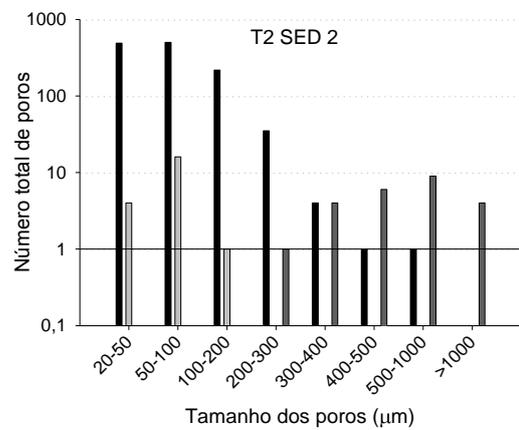
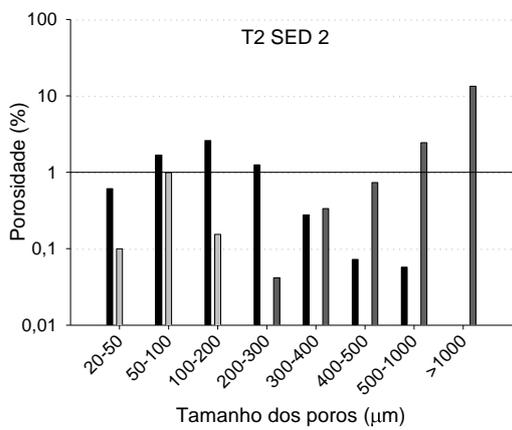
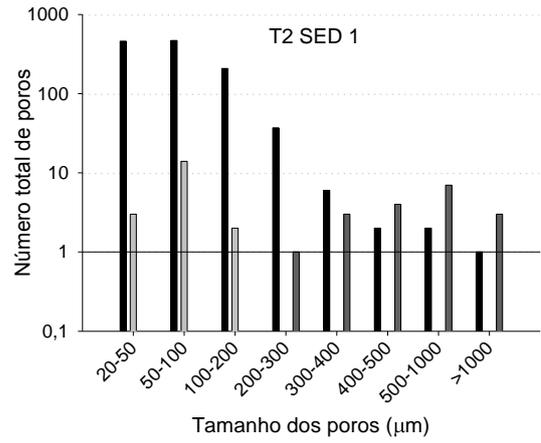
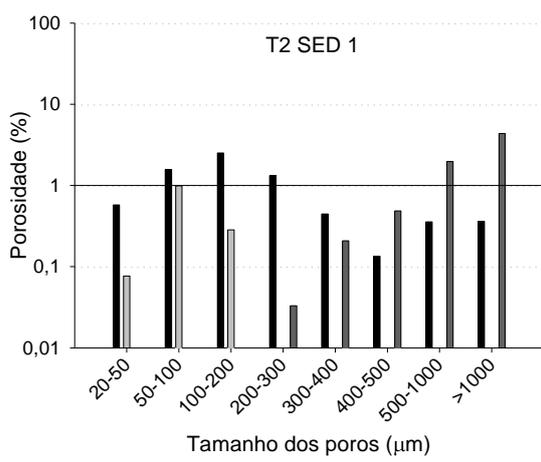


Figura 29- Distribuição da porosidade total para a Trincheira 2, segundo tamanho e forma dos poros

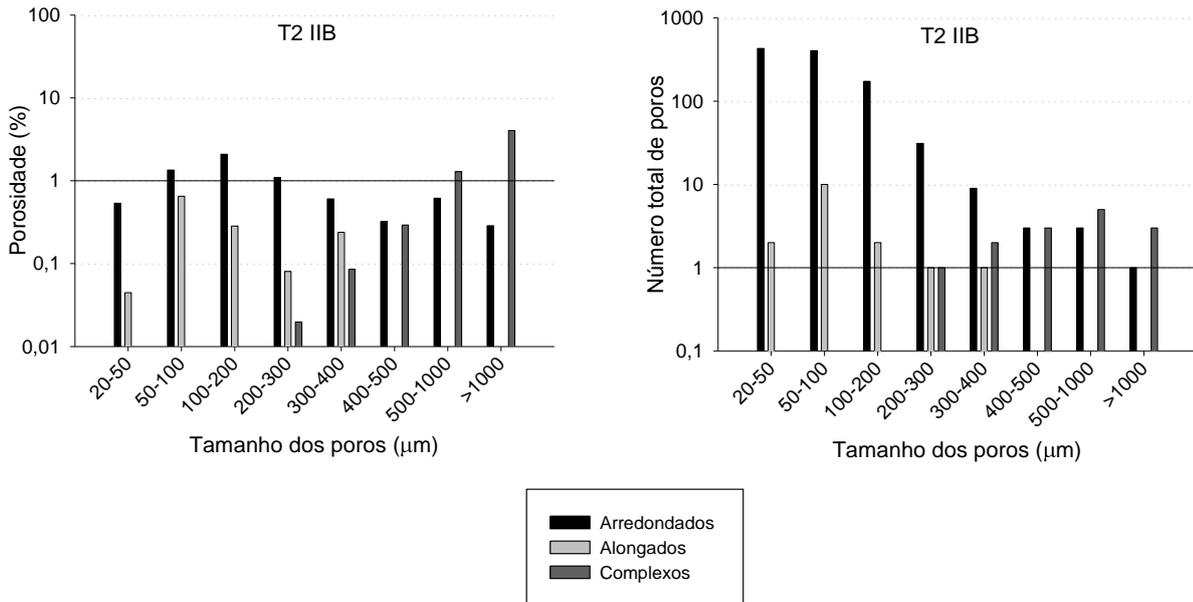


Figura 29- Distribuição da porosidade total para a Trincheira 2, segundo tamanho e forma dos poros

No P1, as porosidades do A, SED, IIA e IIE encontradas foram, respectivamente, 25,8%, 24,8%, 22,3% e 21,5%. Nessas camadas há predominância de poros complexos de tamanho grande, responsáveis pela drenagem de água no solo (Tabela 5). As estruturas são formadas por blocos angulares pequenos no A e blocos angulares médios no SED, IIA e IIE. O horizonte IIBt possui uma porosidade total de 21,8%, a maior porosidade total encontrada em comparação com os outros horizontes IIBt estudados. Apesar de a porosidade total ser mais elevada e a quantidade de poros complexos do tamanho grande ser maior, ainda continua pequena em comparação as outras camadas (Figura 30).

O número total de poros diminui dos horizontes superficiais para o horizonte II Bt, bem como a porosidade total e os poros complexos de tamanho grande. Os outros tipos de poros pouco contribuem ou quase nada alteram na porosidade do solo (Figura 30).

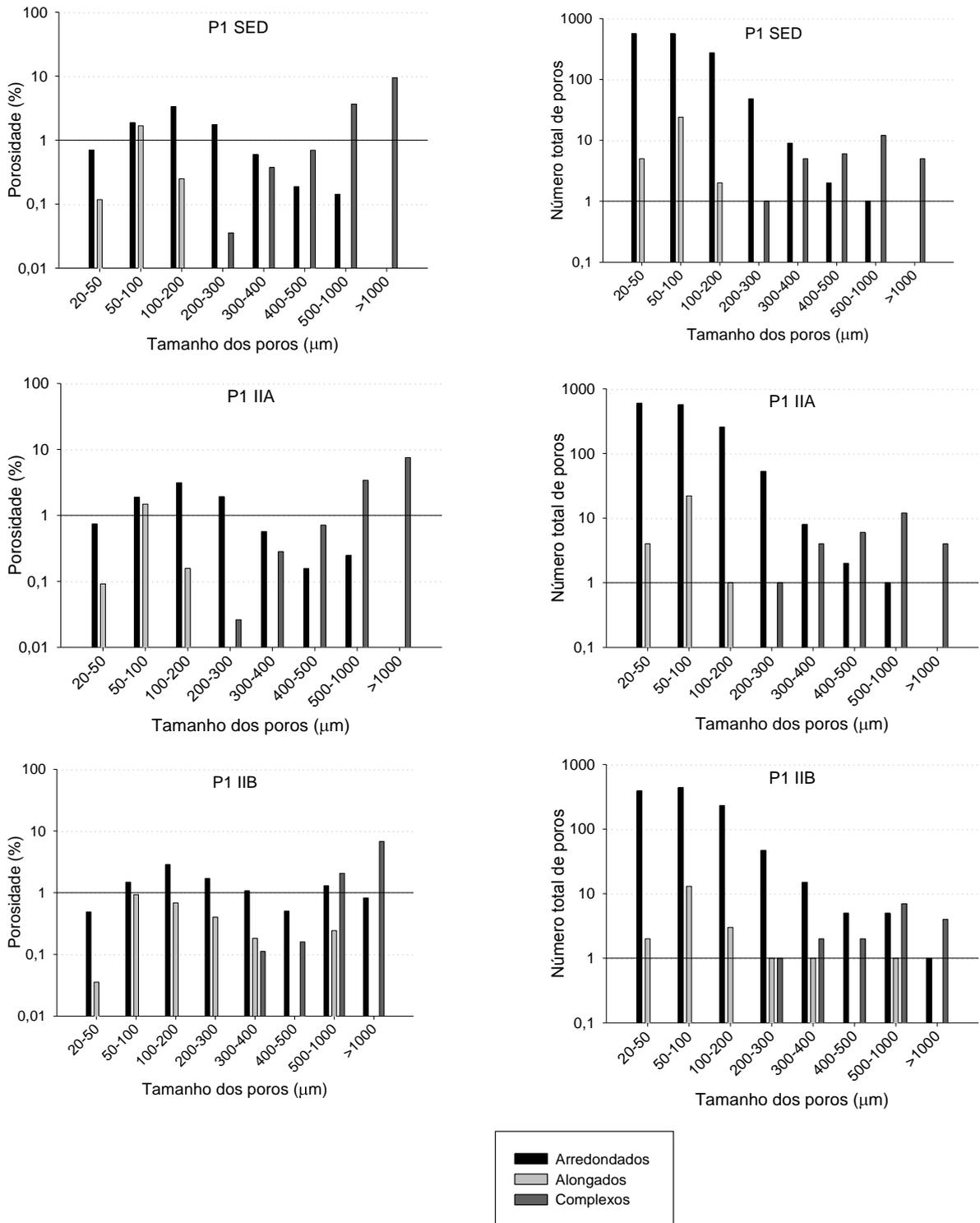


Figura 30 - Distribuição da porosidade total para a Perfil 1, segundo tamanho e forma dos poros

O P2, com três tipos de sedimentos depositados acima do horizonte IIA, apresenta, porosidade total de 22,5%, no horizonte A; 24,4%, no SED1; 16,2%, no SED2; 18,9%, no SEDIII; 22,5%, no horizonte IIA; 21,4%, no horizonte IIE e 18% no horizonte IIBt (Figura 31). O tipo predominante de poros são os poros complexos no tamanho grande (Tabela 5).

Porém, a área ocupada por esse tipo de poro é menor no horizonte IIBt e nos SEDII e SEDIII, por possuírem textura média e estrutura em blocos subangulares médios. O horizonte A apresenta estrutura em blocos angulares pequenos; os sedimentos, os horizontes IIA e IIE, possuem estrutura em blocos angulares médios e, por sua vez, o horizonte IIBt, blocos subangulares médios. O SEDI apresenta estrutura em blocos angulares médios e possui maior porosidade total, quando comparada aos SEDII e SEDIII. O tipo de poro que predomina no SEDI são os poros complexos de tamanho grande. No SEDII e SEDIII, o tipo de poro predominante também são os poros complexos de tamanho grande; porém, em menor quantidade.

O número total de poros, da mesma forma que nas demais trincheiras e perfil, diminuem das camadas superficiais para o horizonte II Bt. O SEDIII possui uma baixa conexão entre os poros, visto que apresenta um número de poros elevado e uma baixa área de poros complexos do tamanho grande (Figura 31).

O fluxo de água no solo é controlado por fatores como estrutura e textura do solo. A quantidade, tamanho, morfologia, continuidade e orientação dos poros configuram sua funcionalidade (ELLIES et al., 1997). Essas características, que, por sua vez, influenciam a condutividade de água no solo, são reunidas em um termo chamado de “geometria porosa dos solos” (LIBARDI, 2005). O espaço poroso do solo influencia nos fenômenos de armazenamento e movimento de água e gases e na penetração de raízes no solo (LAWRENCE, 1977).

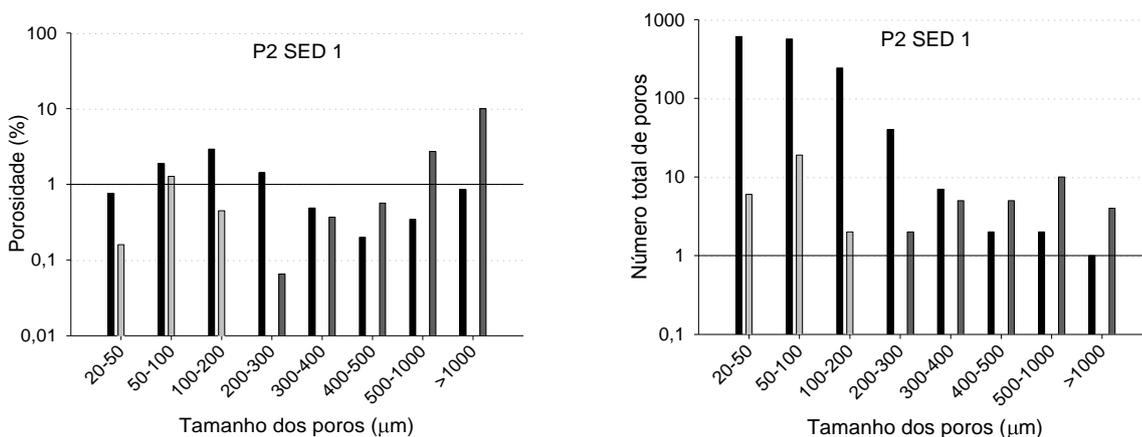


Figura 31- Distribuição da porosidade total para o Perfil 2, segundo tamanho e forma dos poros

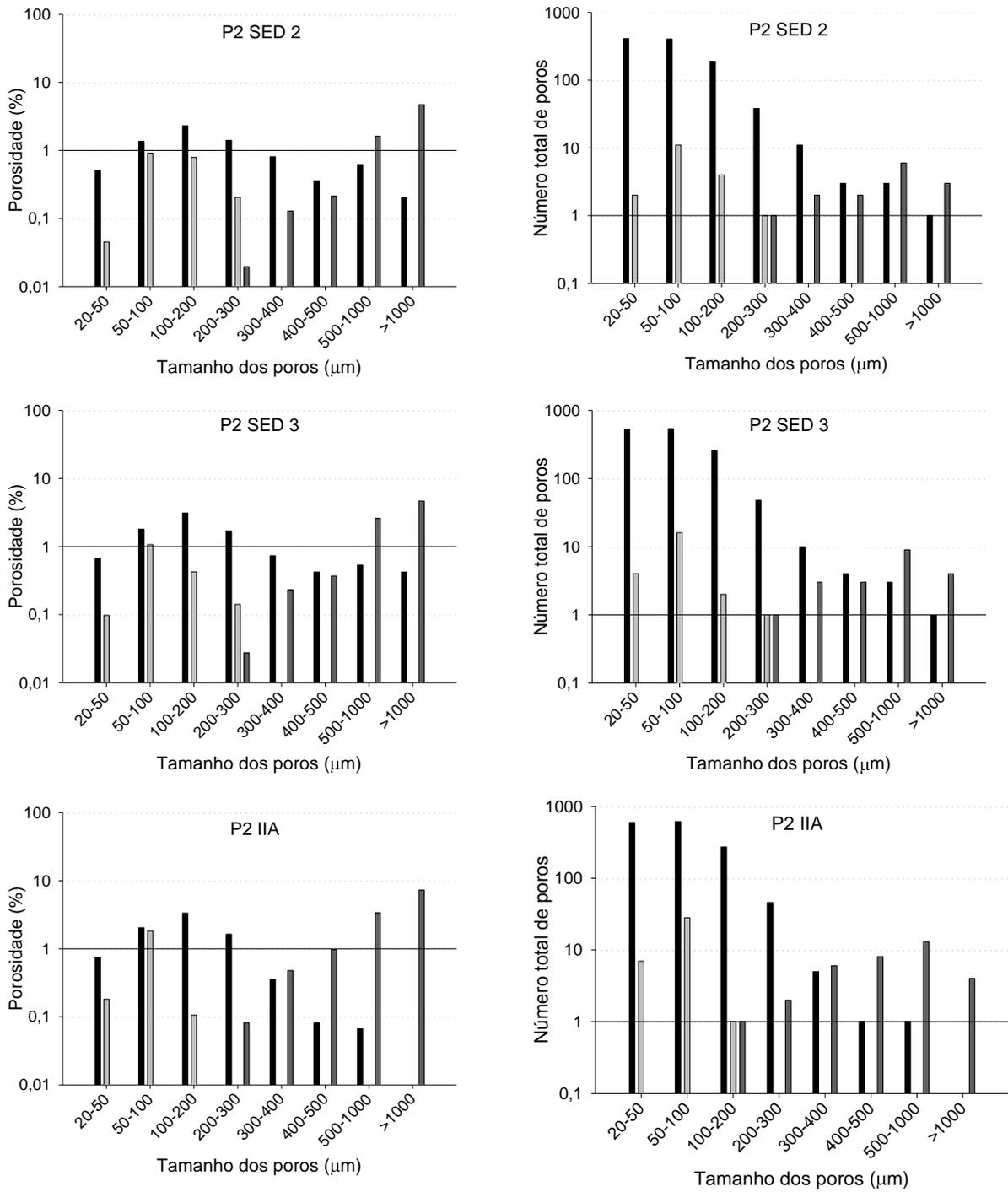


Figura 31- Distribuição da porosidade total para o Perfil 2, segundo tamanho e forma dos poros

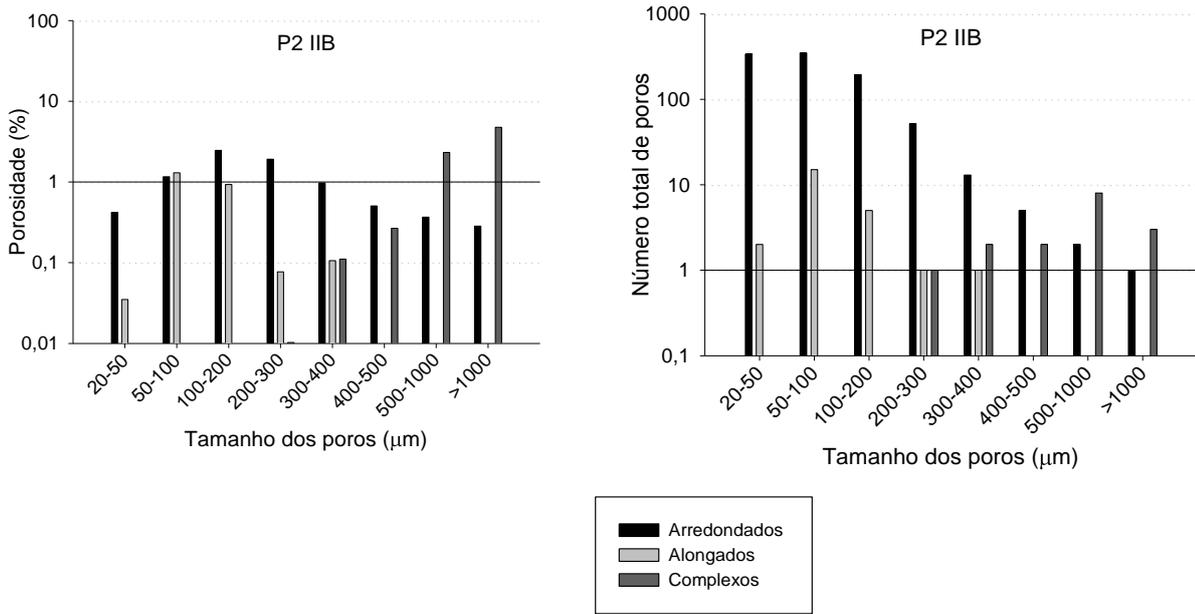


Figura 31- Distribuição da porosidade total para o Perfil 2, segundo tamanho e forma dos poros

Tabela 5 - Número de poros e porosidade total, por horizonte e por trincheira. PT: porosidade total; NTP: número total de poros

	Horizonte	Poros Arredondados (%)					Poros Alongados (%)			Poros Complexos (%)		
		PT (%)	NTP	Pequeno	Médio	Grande	Pequeno	Médio	Grande	Pequeno	Médio	Grande
Trincheira 1 (T1)	A	23,74	1497	4,14	0,00	0,00	3,33	1,26	0,74	0,09	0,42	13,76
	SED	26,72	1539	4,25	4,18	0,24	0,00	1,46	0,29	0,00	0,69	15,61
	IIA	20,65	1684	4,66	4,35	0,55	0,00	1,56	0,35	0,00	0,77	8,41
	IIE	31,55	1037	2,95	3,58	1,24	0,00	0,91	0,50	0,00	0,52	22,73
	IIB	12,52	1056	2,91	3,65	1,24	0,00	0,50	0,62	0,00	0,18	3,42
Trincheira 2 (T2)	A	17,81	1562	4,25	3,54	0,19	0,00	1,28	0,35	0,00	0,66	7,55
	SEDI	15,68	1215	3,31	3,21	0,75	0,00	0,96	0,39	0,00	0,39	6,66
	SEDII	24,67	1289	3,54	2,91	0,08	0,00	1,02	0,23	0,00	0,70	16,19
	IIA	17,60	1521	4,04	3,10	0,12	0,00	1,48	0,12	0,00	0,59	8,15
	IIE	31,39	1243	3,42	2,83	0,01	0,00	1,29	0,07	0,00	0,83	22,94
	IIB	13,91	1070	2,83	2,96	1,10	0,00	0,65	0,65	0,00	0,28	5,44
Perfil 1 (P1)	A	25,85	1317	3,56	3,33	0,65	0,00	1,05	0,61	0,00	0,32	16,34
	SED	24,81	1510	4,10	4,30	0,20	0,00	1,64	0,40	0,00	0,69	13,48
	IIA	22,31	1537	4,08	4,25	0,31	0,00	1,40	0,33	0,00	0,61	11,33
	IIE	21,45	1537	4,08	4,26	1,05	0,00	1,24	0,74	0,00	0,63	9,44
	IIB	21,80	1161	3,25	4,63	2,33	0,00	0,84	1,64	0,00	0,19	8,92
Perfil 2 (P2)	A	22,51	1427	3,81	3,17	0,30	0,00	1,04	0,37	0,00	0,55	13,27
	SEDI	24,42	1516	4,00	3,57	1,28	0,00	1,24	0,64	0,00	0,67	13,02
	SEDII	16,21	1084	2,93	3,67	0,97	0,00	0,80	1,15	0,00	0,20	6,49
	SEDIII	18,98	1426	3,88	4,37	1,13	0,00	1,08	0,65	0,00	0,39	7,48
	IIA	22,53	1604	4,30	3,86	0,10	0,00	1,79	0,32	0,00	1,04	11,12
	IIE	21,44	1371	3,64	4,06	0,71	0,00	1,19	0,59	0,00	0,48	10,76
	IIB	18,00	981	2,61	4,63	0,85	0,00	1,06	1,39	0,00	0,22	7,24

A textura e a estrutura dos solos são as características que mais influenciam a movimentação de água no solo. Os solos arenosos, portanto, de textura mais grossa, possuem maior quantidade de macroporos do que os solos mais argilosos, de textura mais fina. Desse modo, quando saturados, apresentam valores maiores de condutividade hidráulica e taxa de infiltração (BRANDÃO et al., 2007).

O horizonte A apresenta maior porosidade total, relacionado ao teor de matéria orgânica, indicando que a maior atividade biológica favorece a formação de macroporos (JUHÁSZ, 2005).

2.3.2.5 Densidade do solo (Ds), densidade de partículas (Dp) e porosidade calculada

A Tabela 6 apresenta os resultados da densidade do solo, densidade de partículas e porosidade calculada para as T1, T2, P1 e P2. A análise estatística foi realizada entre os diferentes horizontes da mesma trincheira ou perfil.

Na T1, o menor valor de Ds foi encontrado no horizonte A, estatisticamente diferente dos demais horizontes. O menor valor de Dp também foi encontrado no horizonte A. O maior valor de Ds, entretanto, foi encontrado no horizonte II Bt, estatisticamente diferente dos outros horizontes; no entanto, esse horizonte, não representa o maior valor de Dp. Nesse caso, o maior valor de Dp foi encontrado no horizonte II E. As camadas de sedimento, os horizontes IIA e IIE, com relação à Ds, são estatisticamente iguais, e diferentes dos horizontes A e IIBt. Com relação à porosidade calculada, o maior valor foi encontrado no horizonte A e o menor valor, no horizonte II Bt.

Na T2, o menor valor de Ds foi encontrado no horizonte A e o maior, no horizonte II Bt, sendo, portanto, estatisticamente diferentes. O horizonte A mostrou, ademais, menor valor de Dp; os maiores valores foram encontrados no horizonte II E e no SED II, que mostraram valores aproximadamente iguais. A maior porosidade calculada foi encontrada no horizonte A e a menor no horizonte II Bt. Os horizontes A e IIE, os SED I e SED II, com relação à Ds, são estatisticamente iguais, e diferem do IIBt.

No P1, o menor valor de Ds foi encontrado no sedimento e, em seguida, no horizonte A. O maior valor de Ds foi encontrado no horizonte Bt, estatisticamente diferente de todos os outros horizontes do solo. Com relação à porosidade calculada, o maior valor foi encontrado no sedimento, seguido, novamente, do horizonte A e o menor valor foi encontrado no horizonte II Bt.

No P2, os menores valores de Ds foram encontrados no horizonte II A, seguidos dos horizontes II E e A. A maior porosidade calculada foi encontrada no horizonte II A e no II E,

seguidas, novamente, do horizonte A. Da mesma forma que o outro perfil e as outras trincheiras, o menor valor de porosidade calculada foi encontrado no horizonte IIBt. Os horizontes A e IIBt não apresentaram diferença estatística com relação a Ds. Os SEDII e SED III apresentam Ds mais elevada, quando comparada aos sedimentos das demais trincheiras e perfil. Os sedimentos SEDI, SEDII e SED III são estatisticamente iguais, com relação à Ds, aos horizontes A, IIE e IIBt. Os SED II e SED III apresentam Ds mais elevada, em comparação aos outros sedimentos. Isso é devido a maior quantidade de argila presente nesses sedimentos, menor porosidade calculada e menor porosidade total.

Observando os horizontes A, nota-se que eles apresentam menor valor de densidade de partículas, quando comparados com os horizontes mais subsuperficiais. Isso é devido à matéria orgânica que, nesses horizontes mais superficiais, provoca uma redução nesse atributo do solo (REICHARDT; TIM, 2004; LIBARDI, 2005). A matéria orgânica apresenta uma menor massa por unidade de volume do que partículas minerais. Sendo assim, contribui para a redução no valor de Dp.

O valor de Ds aumentou de 1.48 – 1.57 para 1.72 – 1.81, dos horizontes A para os horizontes II Bt, e a porosidade decresceu de 0.420 – 0.390 para 0.300 – 0.331, devido, principalmente, ao decréscimo de matéria orgânica no horizonte subsuperficial, pois esta contribui para a agregação do solo e, por consequência, para o aumento da porosidade do solo. Outro fator que contribuiu para o aumento da Ds do horizonte superficial para o horizonte subsuperficial é o aumento da quantidade de argila em subsuperfície e a mudança na estrutura do solo.

Os valores de Ds e Dp encontrados, no presente trabalho, estão nos limites estabelecidos por Brady (1989). Para solos de textura areia e franco-arenosas, os valores de Ds variam entre 1,20 a 1,80 Mg m⁻³, e de 2,60 a 2,75 Mg m⁻³, para Dp de solos minerais. Nota-se, também, que a densidade de partículas diminui do horizonte II E para o II Bt, fato que pode ser explicado pelo aumento no teor de argila e diminuição no teor de areia no horizonte II Bt.

Tabela 6 - Resultados de densidade do solo (Ds), densidade de partículas (Dp) e porosidade calculada, para as trincheiras e perfis, por horizonte

	Horizonte	Densidade do solo	Densidade de partículas	Porosidade
		-- Mg m ⁻³ --	--Mg m ⁻³ --	--m ³ m ⁻³ --
Trincheira 1 (T1)	A	1,483 c	2,560	0,421
	SED	1,659 b	2,606	0,363
	IIA	1,677 b	2,614	0,358
	IIE	1,656 b	2,627	0,370
	IIBt	1,810 a	2,603	0,305
Trincheira 2 (T2)	A	1,488 c	2,570	0,421
	SED I	1,587 bc	2,609	0,392
	SED II	1,559 bc	2,618	0,405
	IIA	1,602 b	2,602	0,384
	IIE	1,547 bc	2,616	0,409
	IIBt	1,718 a	2,580	0,334
Perfil 1 (P1)	A	1,536 b	2,565	0,401
	SED	1,511 b	2,632	0,426
	IIA	1,547 b	2,549	0,393
	IIE	1,611 b	2,636	0,389
Perfil 2 (P2)	IIBt	1,764 a	2,621	0,327
	A	1,574 ab	2,582	0,391
	SEDI	1,622 ab	2,634	0,384
	SEDII	1,684 a	2,625	0,358
	SEDIII	1,733 a	2,612	0,336
	IIA	1,501 b	2,603	0,423
	IIE	1,572 a	2,626	0,401
IIBt	1,742 a	2,605	0,331	

Médias seguidas da mesma letra não possuem diferente estatística ($p < 0,05$) pelo teste de Tukey

De modo geral, os maiores valores de condutividade hidráulica no solo são encontrados junto com maiores valores de porosidade do solo (MESQUITA; MORAES, 2004). Como visto nos resultados de análise de imagens, os horizontes subsuperficiais apresentam menores valores de porosidade e os horizontes superficiais apresentam, a seu turno, maiores valores de porosidade, representado pelos poros complexos de tamanho grande, que são os poros responsáveis pela maior condução de água no solo.

Com o decréscimo da porosidade dos horizontes superficiais para o horizonte II Bt, representada principalmente pela diminuição da porosidade de poros complexos de tamanho grande, pode-se inferir que ocorre uma diminuição da capacidade de condução de água em subsuperfície, o que ocasiona um impedimento físico a percolação de água no horizonte II Bt. Com isso, criam-se condições para a ocorrência da erosão subsuperficial.

A erosão subsuperficial ocorrente na área de estudo pode, então, ser explicada pela maior densidade e menor porosidade do II Bt, que faz com que a água seja conduzida rapidamente nos horizontes superficiais e escorra no topo do II Bt, formando erosões

subterrâneas. O horizonte II Bt dificulta a circulação hídrica vertical e origina um fluxo lateral acima dele, nos materiais suprajacentes, dos horizontes A e E. Estes, por serem mais arenosos, podem ser facilmente mobilizados, propiciando a instalação de processos erosivos subsuperficiais. Ainda, além de intensificar a circulação hídrica lateral, surgem condições para a instalação do lençol freático suspenso e temporário, que promoveria os fenômenos de “*piping*”, gerando as subsidências na superfície (CUNHA et al., 1999).

2.3.2.6 Discussão geral da caracterização física do solo

A análise granulométrica das amostras de solo coletadas mostrou um solo de textura arenosa nos horizontes superficiais, com incremento de argila em profundidade. Os sedimentos depositados possuem textura arenosa, com exceção do SED II do P2, que estava na parte mais baixa do relevo com relação às outras trincheiras e perfis analisados, que apresentou textura média. O SED III do P2, também apresentou um teor mais elevado de argila em comparação aos outros sedimentos. A distribuição granulométrica dos sedimentos é bem semelhante a dos outros horizontes do solo e esse comportamento é devido ao material de origem do solo, que é essencialmente arenoso, acarretando, então, na geração de sedimentos de granulometria semelhantes. Essa característica evidencia que os sedimentos são oriundos da própria vertente.

A granulometria mostrou uma redução nos valores de argila, quando comparadas a dispersão total com a dispersão em água. O silte e a areia apresentaram, de forma geral, um valor mais elevado, porém as diferenças aparecem mais para a fração silte. Os horizontes II Bt apresentaram pouca quantidade de argila dispersa em água. Pode-se dizer que, a maior parte da argila desses horizontes permaneceu na forma de microagregados na fração de tamanho silte quando se procedeu a dispersão em água, visto que a fração de tamanho areia quase não sofreu alteração na quantidade, quando se compara a dispersão total e a dispersão em água.

Nos SED II e SED III do P2, ocorreu o desaparecimento total da fração argila na dispersão em água, o que indica que a argila foi transportada nesse sedimento na forma de agregados de tamanho silte, visto que a fração areia não sofreu alteração. Tal comportamento do desaparecimento da fração argila na dispersão em água não foi verificado nos outros horizontes, apresentando somente uma tendência de diminuição da fração argila. De maneira geral, nos sedimentos, ocorreu a diminuição da fração argila na dispersão em água, e um aumento na fração silte, mostrando que o transporte de argila nesses sedimentos ocorreu na forma de agregados de argila no tamanho da fração silte.

Nos solos estudados, em geral, o grau de floculação foi menor nos horizontes mais superficiais do solo estudado, e elevado no horizonte Bt. Avaliando os resultados de granulometria e grau de floculação, nota-se que os horizontes superficiais apresentam menor grau de floculação, podendo-se inferir que os sedimentos gerados são oriundos desses horizontes superficiais. Os horizontes que apresentam maior teor de argila são os que apresentam maior grau de floculação. Porém, o grau de floculação não pode inferir sobre o transporte de partículas, uma vez que nos SED II e SEI III, apesar de apresentarem 100% de grau de floculação, a argila foi mobilizada vertente abaixo, não em forma particulada, mas na forma de agregados de argila do tamanho silte.

Em geral, o grau de seleção dos sedimentos analisados foi definido como “bem selecionado”. Quando o fluxo laminar é contínuo e regular, acarreta na formação de sedimentos bem selecionados e simétricos. O grau de seleção diferenciado dos sedimentos e do solo indica a diferença entre camadas de solo e de sedimentos. Da mesma forma, ocorreu mudanças nos parâmetros assimetria e curtose dos sedimentos, comparados aos solos. De modo geral, o grau de seleção encontrado do solo foi definido como “moderadamente selecionado”.

Há uma semelhança na distribuição do tamanho das areias dos sedimentos quando comparados aos horizontes do solo. Nota-se, entretanto, que o sedimento, apesar da grande semelhança na distribuição com o solo soterrado, apresenta uma distribuição de frequências mais concentrada nas areias mais finas, e menores nas areias mais grossas, evidenciando assim, um processo de seleção diferenciado.

Na dispersão em água, a análise estatística das frações de areia incluem os agregados de argila não dispersos por este método. A inclusão dos agregados de argila na fração areia resultou em poucas alterações nos padrões de distribuição, confirmando ainda a hipótese de que os agregados de argila se concentraram na fração silte. A análise da distribuição das areias mostra uma uniformidade da fração areia entre o solo e o sedimento, mostrando que os sedimentos são oriundos do solo do local, não sendo transportadas de longas distâncias.

Os horizontes subsuperficiais apresentam menores valores de porosidade, e os horizontes superficiais, maiores valores de porosidade, representado pelos poros complexos grande, que são poros responsáveis pela maior condução de água no solo.

2.3.3 Caracterização do processo erosivo por meio dos anéis de crescimento do caule e da raiz da espécie *Schizolobium parahyba* - dendrogeomorfologia

A análise dendrogeomorfológica foi realizada em amostras de raízes e de caule de árvores da espécie de *Schizolobium parahyba*. Os resultados serão apresentados em duas seções, de acordo com o órgão analisado, iniciando pelos resultados dos caules e, em seguida, pelos resultados das raízes.

2.3.3.1 Caracterização dos anéis de crescimento do caule de *Schizolobium parahyba*

A espécie escolhida para o presente estudo é uma espécie nativa da Floresta Atlântica, típica de regiões de clima tropical, subtropical de altitude e subtropical úmido. É uma árvore tipicamente caducifólia. No período seco e de baixa temperatura, sua atividade cambial é reduzida e, em consequência, ficam demarcados, a cada ano, os anéis de crescimento no xilema.

Os anéis de crescimento do lenho das árvores de *Schizolobium parahyba* estudadas são macroscopicamente distintos. Estruturalmente, se caracterizam pelo achatamento radial das fibras, pelo maior espessamento da parede das fibras no lenho tardio e, também, pela presença de uma fina faixa de parênquima marginal, como encontrado na literatura por Tomazello Filho et al. (2004), Lisi et al. (2008), Marcati et al. (2008) e Callado e Guimarães (2010) (Figura 32).

Nas amostras de caule estudadas, também foram encontrados anéis que não apresentaram parênquima marginal, mas apresentaram achatamento da parede radial dos vasos. Alguns anéis de crescimento falsos foram também encontrados, caracterizando-se pela presença de parênquima marginal sem, no entanto, o espessamento das paredes das fibras no lenho tardio. Próximos à medula, os anéis de crescimento foram menos distintos.

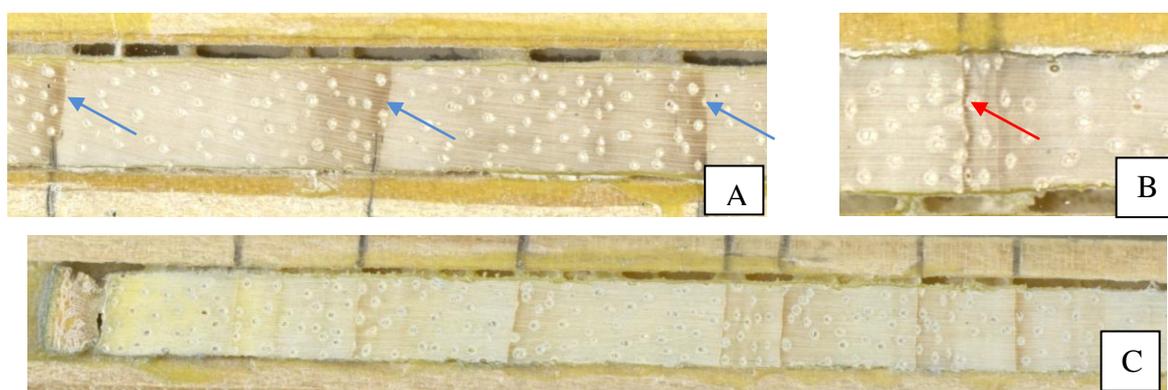


Figura 32 - Caracterização macroscópica de anéis de crescimento de caule de *Schizolobium parahyba*. A) anéis verdadeiros (seta azul); B) anel falso (seta vermelha); C) Demarcação dos anéis de crescimento

2.3.3.2 Datação cruzada do caule

O controle da qualidade dos anéis de crescimento, realizado através da utilização do programa COFECHA, demonstrou que as amostras do lenho das árvores de *Schizolobium parahyba* apresentaram inter-correlação significativa, com valor acima do intervalo de confiança de 0,5155 ($p < 0,01$). Esse dado comprova a existência de um sinal climático comum que influencia no crescimento das árvores, tanto no grupo de árvores com influência da erosão, com inter-correlação de 0,645, quanto no grupo de árvores sem a influência da erosão, com inter-correlação de 0,534. Nota-se uma maior correlação para o grupo das árvores sob a influência da erosão, o que pode ser explicado pelo menor número de árvores analisadas nessa situação e adicionadas na formação da cronologia final, que totalizou um número de 5 exemplares, em contraste com a situação das árvores sem influência da erosão, onde foram utilizados 8 exemplares. A utilização de um número menor de árvores pode acarretar numa melhor sincronia das árvores e, dessa forma, numa maior correlação.

Da mesma forma, foram obtidas correlações significativas quando os grupos com e sem a influência de erosão foram analisados em conjunto, apresentando inter-correlação de 0,553 (Tabela 7). Como a sincronização dos anéis de crescimento demonstrou uma correlação positiva e significativa para o lenho das árvores, pode-se dizer que existe um comportamento de crescimento comum entre as árvores, com relação aos sinais climáticos.

Nas amostras coletadas, nota-se que a sensibilidade média dos dois grupos de árvores, com e sem a influência da erosão, é alta, com valores acima de 0,649 (Tabela 7). Isso indica que as plantas apresentaram incrementos anuais do lenho semelhante umas as outras e que foram controlados por um mesmo fator ambiental, apesar de cada indivíduo ser influenciado por seu próprio genótipo e pelas condições ambientais locais, tais como disponibilidade de água, nutrientes, minerais, luz e competição (LISI, 2009). Resultados parecidos foram encontrados por Lisi (2009) para a espécie de *Schizolobium parahyba*, na Estação Biológica do Tinguá – RJ, de inter-correlação média de 0,660 e de sensibilidade média 0,540.

Tabela 7 – Controle da qualidade das séries de anéis pelo programa COFECHA

Situação	Nº árvores	Inter-correlação média	Sensibilidade média
Com erosão	5	0,645	0,649
Sem erosão	8	0,534	0,660
Total	13	0,553	0,654

Por meio do controle da qualidade da largura dos anéis de crescimento, obtiveram-se árvores com idade máxima de 45 anos e mínima de 19 anos; as amostras apresentaram

heterogeneidade na idade, indicando a dispersão natural dessa espécie no local de estudo. Verifica-se o maior número de amostras analisadas com menor idade e menor número com maior idade, incluídas na série “máster” (Figura 33).

A Figura 33 mostra, nos gráficos A e B, as séries de largura de anéis de crescimento utilizados na formação da série “máster”, para árvores sem e com influência da erosão, respectivamente, bem como o índice de crescimento gerado pelo programa ARSTAN nos gráficos C e B, também para o grupo de árvores sem e com influência da erosão. Finalmente, os gráficos E e F mostram o número de amostras utilizadas para a formação da série “máster”, tanto para o grupo sem influência da erosão, quanto para o grupo com influência da erosão. Observa-se a tendência de crescimento das árvores, conforme os anos. A Figura 34 mostra o índice ARSTAN gerado para os dois grupos de árvores juntos.

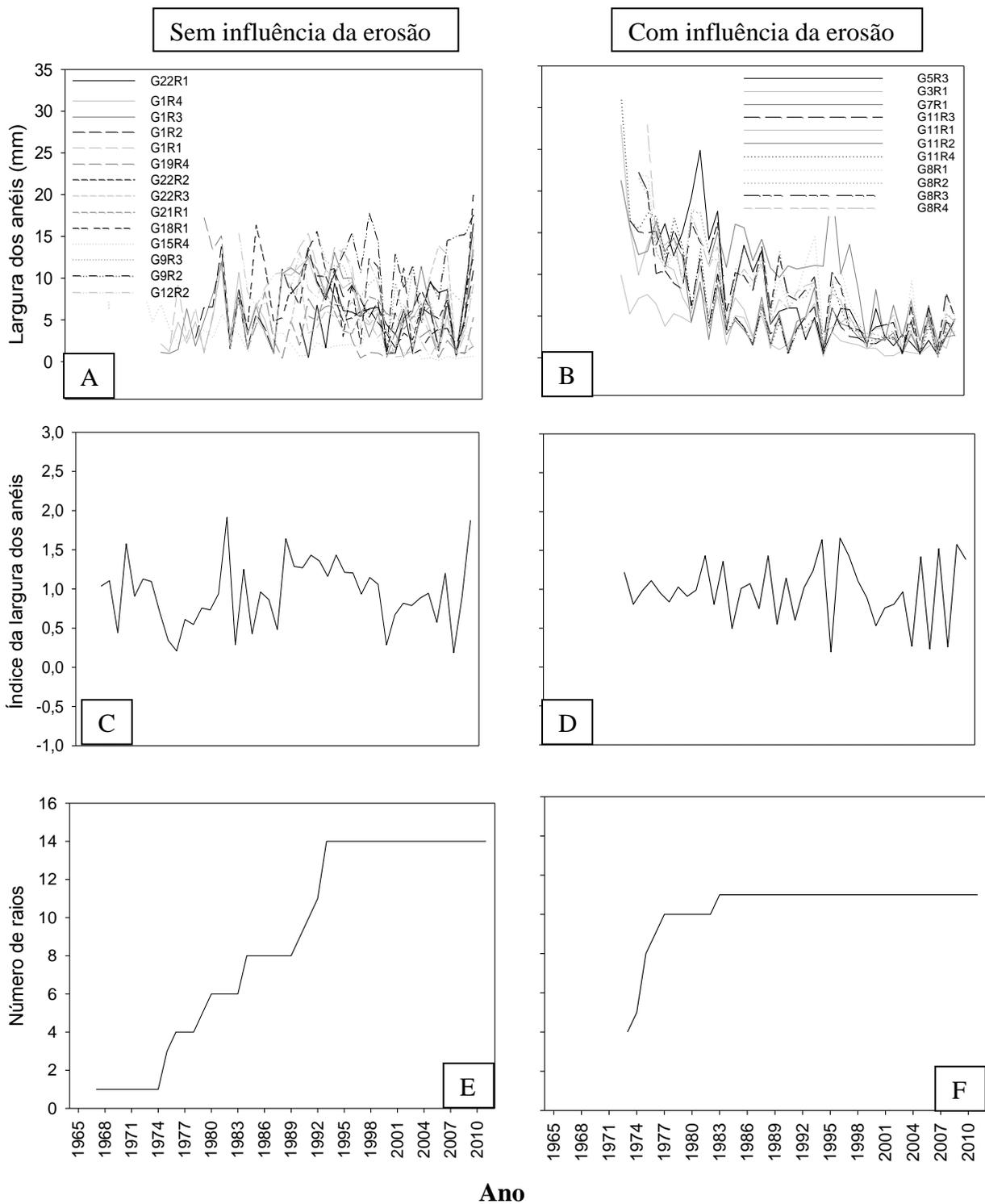


Figura 33 - Séries das larguras de anéis de crescimento de lenho de *Schizolobium parahyba* que formaram a série “máster”: A) sem influência da erosão; B) com influência da erosão. Índices da largura dos anéis de crescimento obtidos pelo ARSTAN: C) sem influência da erosão; D) com influência da erosão. Número de amostras do lenho utilizadas para obter a série “máster”: E) sem influência da erosão; F) com influência da erosão.

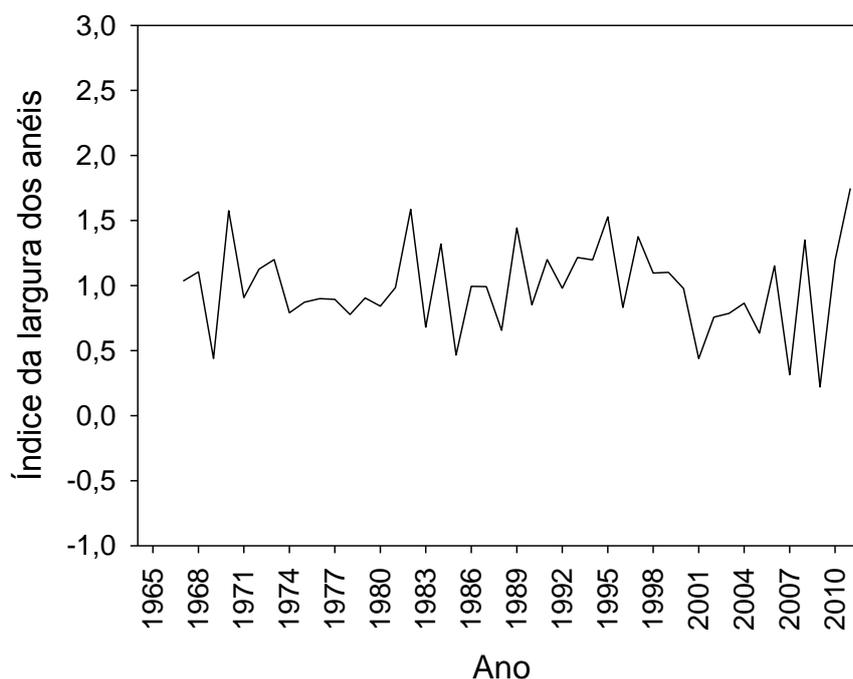


Figura 34 - Índices da largura dos anéis de crescimento obtidos pelo ARSTAN para os grupos de árvores de *Schizolobium parahyba* com e sem influência da erosão

Das seis árvores iniciais estudadas na situação com erosão, apenas cinco árvores foram usadas na cronologia final do grupo, são elas: G3, G5, G7, G11, G8. No caso das árvores sem a influência da erosão, oito das catorze árvores foram utilizadas na formação da cronologia final, são elas: G1, G9, G12, G15, G18, G19, G21 e G22. Isso é explicado pela análise dos valores de correlação gerados pelo programa COFECHA, que mostrou que para algumas séries de anéis de crescimento há uma baixa correlação com a série “máster”. Essas séries, então, foram retiradas da análise, de forma que garantisse que a sincronização da cronologia final atingisse o valor do nível crítico de significância.

A árvore G2 sofre influência da erosão; estava com o sistema radicular bem afetado e, apesar da longevidade aparente de aproximadamente 44 anos, o desenvolvimento foi comprometido. As amostras radiais do caule da árvore G2 não foram adotadas na cronologia final, pois mostraram baixas correlações com a série “máster”. Esse problema pode ter ocasionado devido a grande quantidade de anéis falsos nessa árvore. A árvore G3, que dista aproximadamente três metros da árvore G2, contudo, não estava com o sistema radicular severamente afetado, apresentando somente uma raiz exposta. Esta, ao contrário, foi adotada na cronologia final das árvores afetadas pela erosão, porque apresentava boas correlações com a série “máster”. Apesar da proximidade entre as árvores supracitadas, a perda de solo local nos arredores das árvores foi visivelmente maior na árvore G2 do que na árvore G3. A

voçoroca, ao redor da árvore G2, alcançou a profundidade de aproximadamente dois metros, enquanto que, na árvore G3, a voçoroca alcançou apenas a profundidade de 0,9 metros.

2.3.3.3 Correlação dos anéis de crescimento do caule com o clima

A correlação entre a série cronológica dos anéis de crescimento e o clima foi testada para a cronologia das árvores que se encontravam sem a influência da erosão e para a cronologia das árvores com a influência da erosão. A correlação entre as cronologias e a variável climática precipitação foi significativa, como se descreve a seguir, e pode, portanto, ser considerada como determinante no crescimento dos anéis das árvores.

Com relação ao grupo de árvores que não sofreram a influência da erosão, de modo geral, a correlação entre o crescimento das árvores, através dos índices gerados pelo programa ARSTAN, e a precipitação anual acumulada, mostra-se significativa ($p < 0,005$), com correlação de 0,36, para os anos de 1970 até 2011 (Figura 35 - A). Os anos de 1967 à 1969 apresentaram baixa correlação, fato que pode ser devido a dificuldade de datação dos primeiros anéis próximos a medula e à baixa quantidade de amostras nesses anos, que é de apenas um raio, de uma árvore. Com relação ao grupo de árvores que foram influenciadas pelo processo erosivo, a correlação da precipitação anual acumulada com o índice de crescimento não foi significativa, apresentando uma correlação menor, com um valor de 0,22 (Figura 35 - B). A correlação do crescimento do tronco das árvores com a variável climática precipitação foi significativa para o grupo das árvores sem influência da erosão, apesar da inter-correlação do crescimento entre as amostras sem influência da erosão ser menor do que a obtida entre as com influência da erosão. Recomenda-se para as análises um maior número de árvores para que a cronologia possa ser consolidada, porém, no presente estudo, o número de árvores analisadas ficou limitado e restrito às condições encontradas em campo.

Pode-se dizer que a correlação foi menor nas árvores que foram afetadas pelo processo erosivo, pois o crescimento pode ter sido influenciado pelo distúrbio ocorrido no solo e não somente por fatores relacionados às variações do clima.

A boa correlação da precipitação com o crescimento do caule das árvores sem influência da erosão indica que a precipitação é um sinal comum para o crescimento das árvores *Schizolobium parahyba* estudadas, influenciando significativamente na largura dos anéis de crescimento. Com relação à temperatura média, a correlação mostra-se positiva, mas não significativa, com valor de 0,15, para a série de árvores sem influência da erosão, e negativa e não significativa, com valor de -0,09 para as árvores com influência da erosão,

mostrando, assim, que esse parâmetro influencia menos no crescimento dos anéis do que a precipitação.

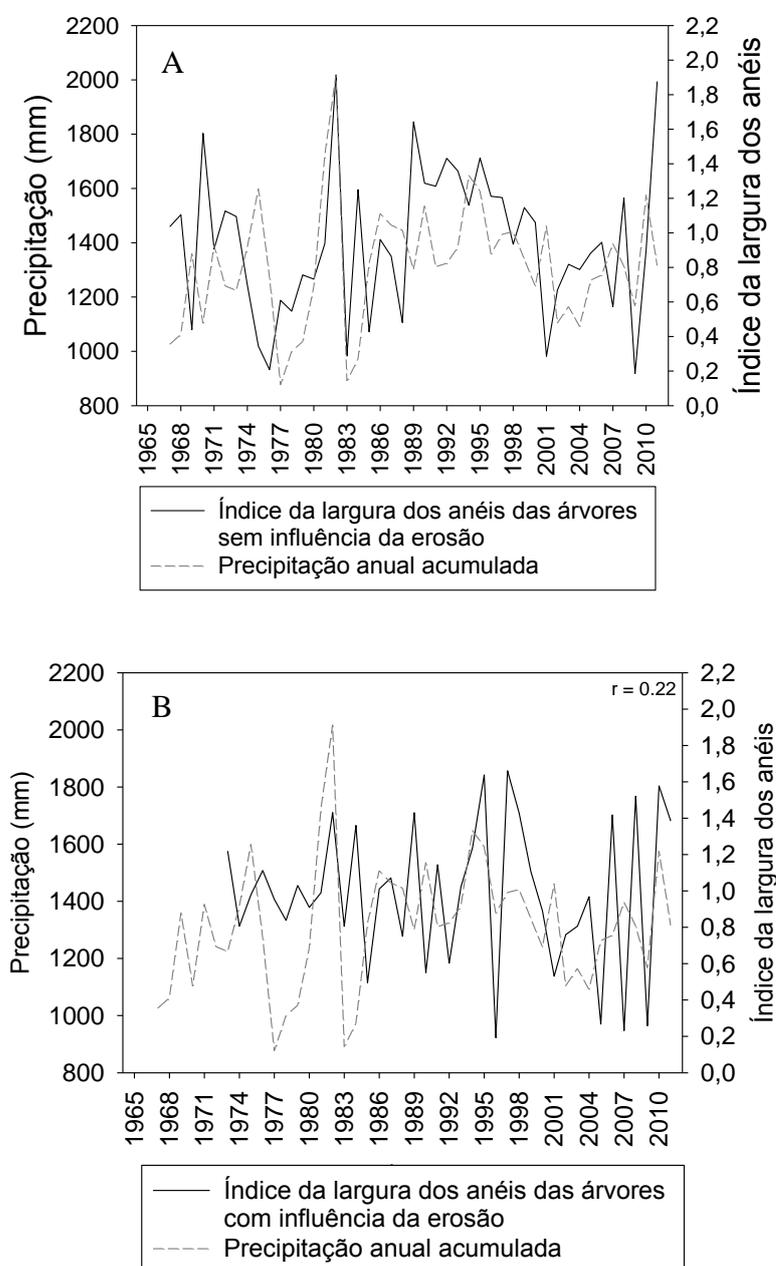


Figura 35 - Correlação das séries de índice de largura dos anéis de crescimento do lenho de *Schizolobium parahyba* com precipitação acumulada anual das árvores sem influência da erosão (A) e com influência da erosão (B)

Os meses de junho/julho/agosto caracterizados, na região do presente estudo, como os mais secos do ano e os de dezembro/janeiro/fevereiro são os mais chuvosos. Segundo Marcati et al. (2008) a redução da atividade cambial a um mínimo está correlacionada com a estação seca e a queda de folhas das árvores de *Schizolobium parahyba* e, por sua vez, a maior atividade cambial se correlaciona com a estação úmida e presença de folhas maduras. A

brotação e o crescimento de folhas iniciam no começo da estação úmida. Desse modo, o crescimento e a formação de anéis de crescimento são influenciados pela sazonalidade climática, caracterizando assim a espécie *Schizolobium parahyba* como uma espécie de crescimento cíclico anual, que tem como fator limitante a precipitação.

Os resultados a seguir mostram em que período do ano as variáveis climáticas influenciaram no crescimento do tronco da espécie estudada. Para o parâmetro climático precipitação, nas árvores sem a influência da erosão, observa-se correlações positivas e significativas para o mês de janeiro, e significativa e negativa para o mês de agosto do ano prévio, em relação ao crescimento do tronco. As correlações positivas e significativas, com relação à precipitação, indicam que, quanto maior for o nível de precipitação, no mês relacionado, maior será o incremento no tronco das árvores. As correlações negativas e significativas indicam que, quanto maior a precipitação, menor será o crescimento do tronco da árvore. A correlação positiva e significativa para o mês de janeiro pode ser explicada pelo aumento da precipitação que ocorre nesse mês, que resulta no aumento da quantidade de água no solo. Esse aumento de água no solo terá, conseqüentemente, maior absorção pelas raízes, acarretando no maior fluxo de seiva, ocasionando o maior crescimento do tronco das árvores (Figura 36–A)

Segundo o parâmetro climático temperatura, para as árvores sem influência da erosão, houve correlação positiva e significativa apenas no mês de junho. Correlações positivas, com relação à temperatura, indicam que quanto maior a temperatura do mês, maior será o incremento no tronco. As correlações negativas indicam, entretanto, que quanto maior a temperatura, menor será o incremento. Os meses de junho e julho, onde ocorre redução da atividade cambial e, ocasionalmente, sua estagnação, são caracterizados como os meses de menor temperatura do local estudado. Nesse caso, qualquer elevação na temperatura nesses meses faz com que a planta cresça mais. O mês de julho, apesar de não ser significativo, apresenta-se também positivo com relação ao crescimento da planta e a temperatura (Figura 36–C).

Para as árvores com influência da erosão, as correlações positivas e significativas para a precipitação mensal acumulada foram encontradas apenas no mês de dezembro; com relação à temperatura média mensal, as correlações positivas e significativas foram encontradas no mês de julho. Esses resultados diferem dos encontrados para as árvores sem a influência da erosão, o que pode ser devido ao efeito do processo erosivo influenciando no crescimento das árvores, além dos fatores climáticos (Figura 36–B e D).

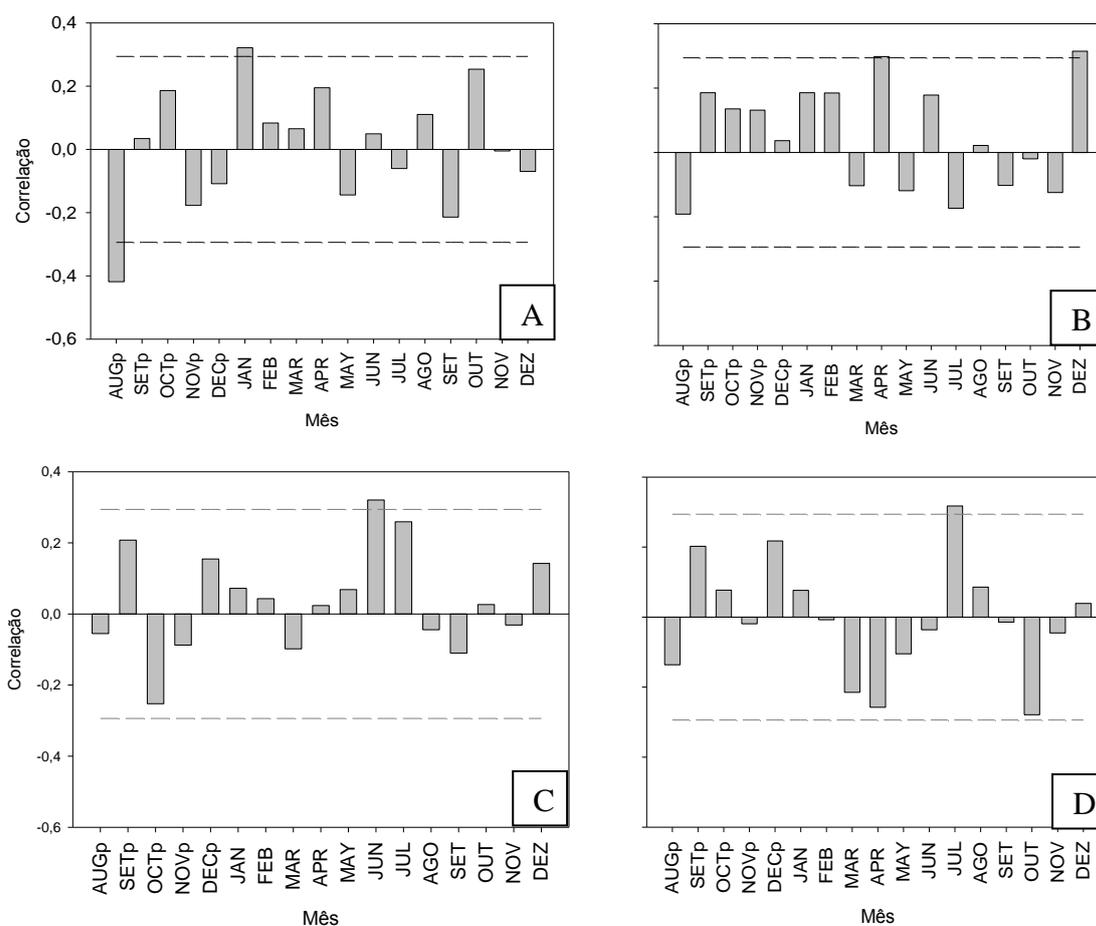


Figura 36 - Correlação das séries de índice de largura dos anéis de crescimento do lenho das árvores de *Schizolobium parahyba* com variáveis climáticas (temperatura média mensal e precipitação mensal acumulada). Correlação da precipitação mensal das árvores sem influência da erosão (A) e com influência da erosão (B); Correlação da temperatura média mensal das árvores sem influência da erosão (C) e com influência da erosão (D). As linhas tracejadas indicam o nível de significância. *p indica as correlações com precipitações prévias ao período de crescimento

É preciso reconhecer as limitações do uso dessa análise de resposta climática ao crescimento e, ainda, ressaltar que estudos para regiões de clima tropical e subtropical são recentes e precisam de maior detalhamento nos fatores que induzem essa formação anual de anéis de crescimento.

2.3.3.4 Incremento acumulado dos raios dos caules das árvores

As taxas de incremento radial das árvores mostram os rendimentos das árvores e os diferentes números de anéis de crescimento, ou seja, a idade de cada árvore. As árvores estudadas obtiveram um crescimento contínuo durante os anos, tanto na situação sem influência da erosão quanto na situação com influência da erosão, mostrando o bom desenvolvimento do tronco (Figura 37–A e B, respectivamente).

O incremento radial acumulado do caule, calculado desde o primeiro ano de crescimento de cada árvore, não mostram influência negativa no crescimento das árvores que foram afetadas pelo processo erosivo. Nota-se que o crescimento foi, em algumas árvores com influência da erosão, maior que o crescimento das árvores sem influência da erosão, como pode ser visto nas árvores G8, G11, G7 E G5 (Figura 37–C). Quando foram analisadas as médias de crescimento dos dois grupos de árvores, com e sem erosão, a média de crescimento das árvores com influência da erosão apresenta maior valor do que a média de crescimento das árvores sem influência da erosão (Figura 37–D). Porém, num certo período de crescimento das árvores que foram afetadas pela erosão, nota-se uma mudança de gradiente na taxa de crescimento, a partir de aproximadamente os primeiros 15 anos de vida das árvores. Isso pode ser explicado porque as árvores, hoje influenciadas pela erosão, não foram influenciadas nos primeiros anos de vida por este processo, obtendo um crescimento não limitado por esse fator no início do crescimento. Entretanto, é necessário considerar que o número de amostras do lenho estudadas, no presente caso, é reduzido, o que pode estar influenciando nos resultados médios do crescimento do tronco, uma vez que quatro das seis árvores estudadas mostraram um maior crescimento, quando comparado com as outras duas árvores. Isso ocorreu devido às condições encontradas em campo, onde não foram encontradas mais árvores da espécie em questão com a presença de raízes expostas.

O incremento radial acumulado foi calculado, também, para os últimos 16 anos de crescimento de cada árvore, adotando como ponto de partida o anel de crescimento do ano de 1995, com o objetivo de analisar o crescimento do tronco do período já sob a influência do processo erosivo do solo. Nesse ano de 1995, três das seis árvores já estavam sendo influenciadas pelo processo erosivo; as outras três, sofreram a influência do processo erosivo posteriormente. Esses períodos foram identificados através da datação de cicatrizes em raízes expostas, como será visto no item 2.3.3.8. Nota-se, nesse caso, que a situação se inverte, indicando que, nesses anos, o incremento radial acumulado foi menor nas árvores com influência da erosão do que nas árvores sem influência da erosão. A média de crescimento acumulado das árvores com erosão foi menor do que os das árvores sem erosão. Vale lembrar, nesse caso, que o primeiro ano de crescimento não é o mesmo para todas as árvores, visto que foi analisado o ano de 1995 como ponto de partida para todas as árvores (Figura 38).

Em casos em que várias raízes ficam expostas durante um evento erosivo, há diminuição no suprimento de água e nutriente e, conseqüentemente, pode ocorrer uma diminuição no crescimento da árvore, o que acarretará na formação de anéis mais estreitos no caule.

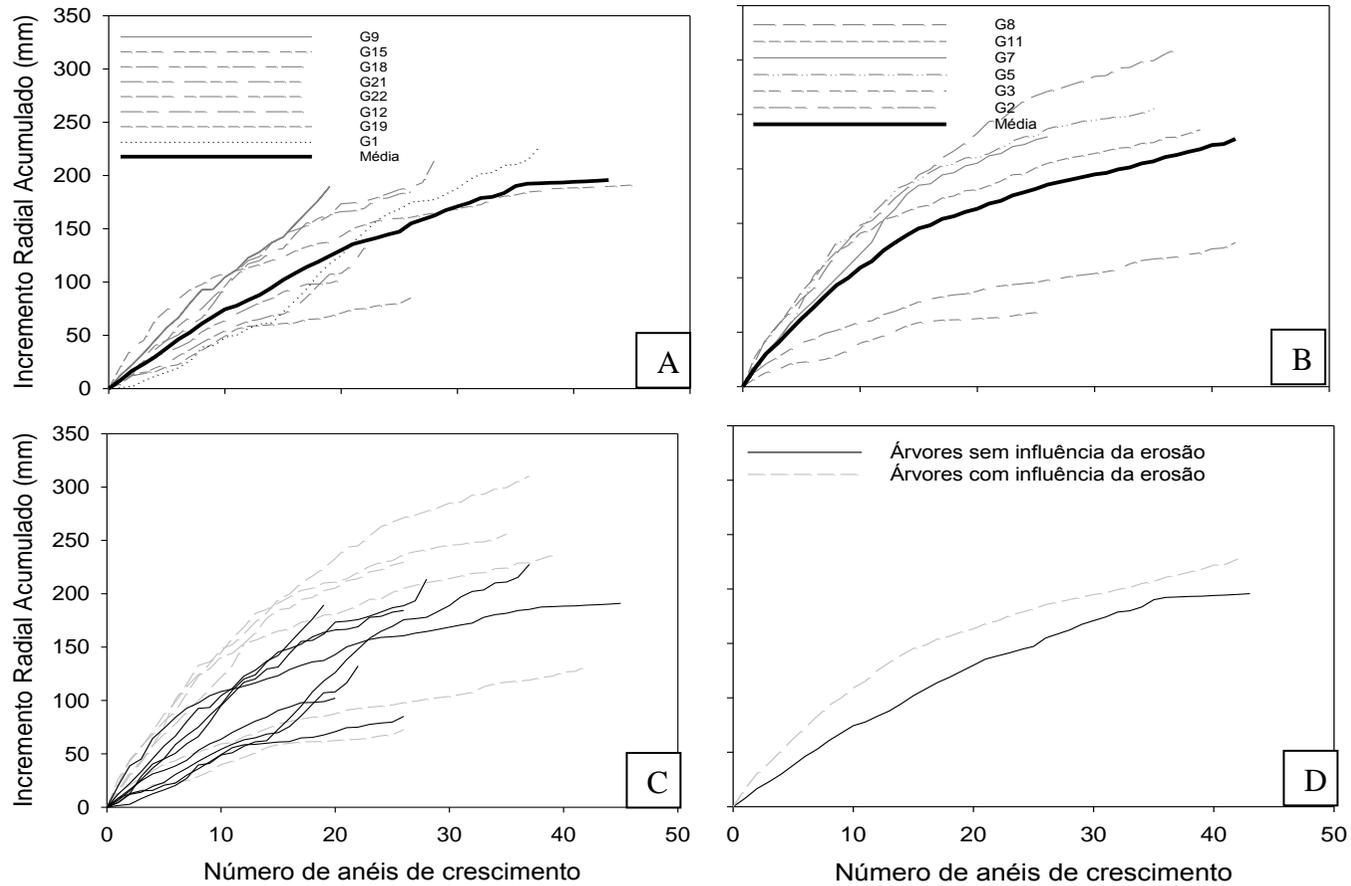


Figura 37 - Incremento Radial Acumulado do lenho do caule das árvores de *Schizolobium parahyba*. A) Árvores sem influência da erosão; B) Árvores com influência da erosão; C) Árvores com influência da erosão (linha tracejada cinza) e sem influência da erosão (linha contínua preta); D) Comparação de médias de árvores com influência da erosão (linha tracejada cinza) e sem influência da erosão (linha contínua preta)

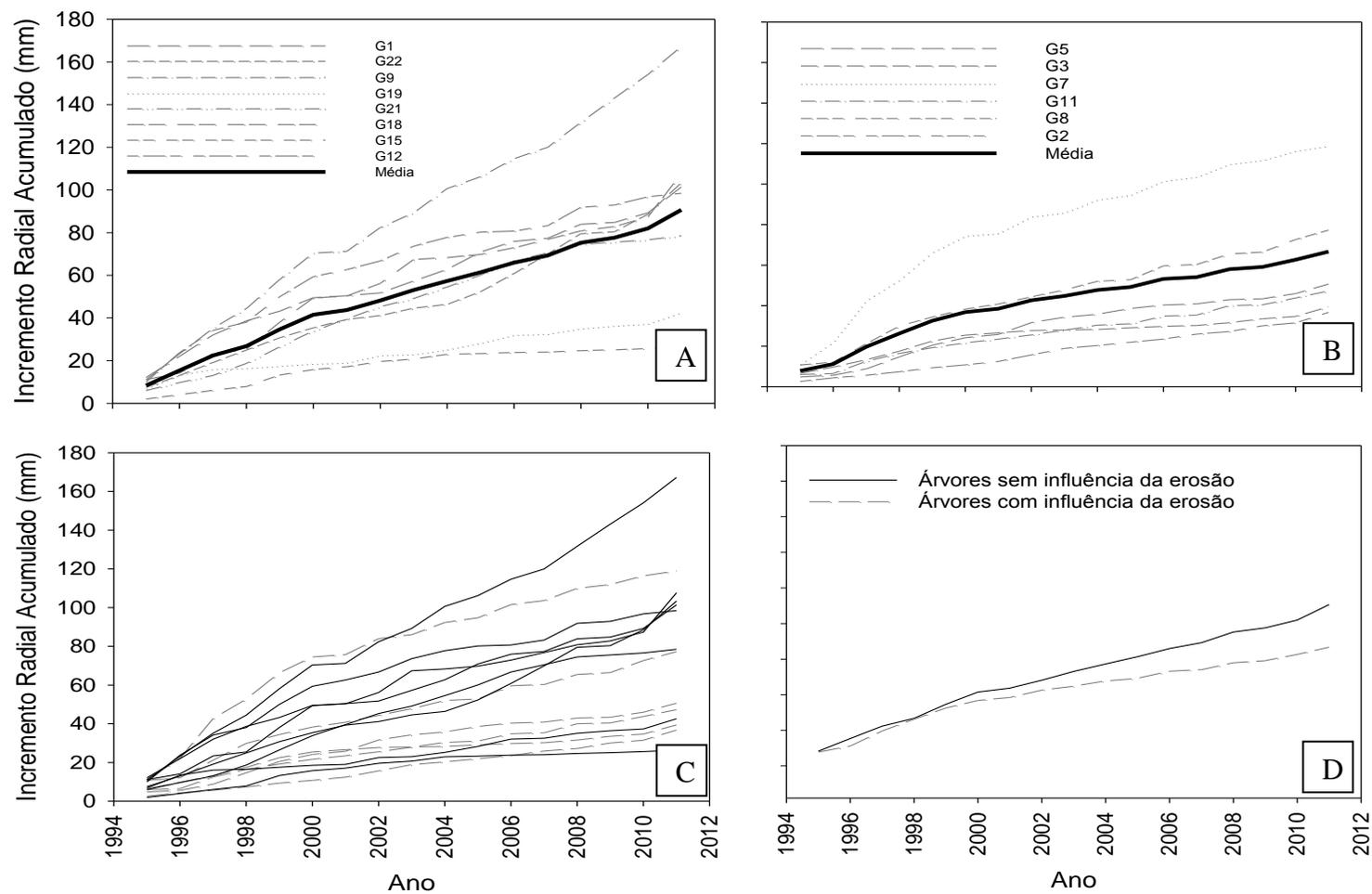


Figura 38 - Incremento Radial Acumulado - a partir do ano de 1995 - do lenho das árvores de *Schizolobium parahyba*. A) Árvores sem influência da erosão; B) Árvores com influência da erosão; C) Árvores com influência da erosão (linha tracejada cinza) e sem influência da erosão (linha contínua preta); D) Comparação de médias de árvores com influência da erosão (linha tracejada cinza) e sem influência da erosão (linha contínua preta)

2.3.3.5 Caracterização dos anéis de crescimento da raiz de *Schizolobium parahyba*

Os anéis de crescimento das raízes de *Schizolobium parahyba* estudadas são distintos macroscopicamente. Foram demarcados pela presença de uma fina faixa de parênquima marginal, pelo achatamento radial das fibras e pelo maior espessamento da parede das fibras no lenho tardio (Figura 39). Observou-se, ainda, a presença de anéis falsos e também anéis descontínuos, caracterizados pela descontinuidade do anel na seção transversal da raiz (Figura 39–A).

Alguns eventos, como a erosão, por exemplo, podem ficar marcados no lenho, ramo ou nas raízes das árvores através de cicatrizes, excentricidades no lenho, mudança abrupta de crescimento, entre outros. As cicatrizes podem ser produzidas quando ferimentos ocasionados no caule, ramos ou raízes das plantas penetram a madeira. Esses ferimentos podem, eventualmente, serem causados por sedimentos e detritos carregados com as águas da chuva, pela queda de galhos e rochas, pela ação do fogo e vento e, até mesmo, pela ação de animais.

O tecido traumático, produzido na região das cicatrizes nas fatias de raízes expostas, e que pode ser observado no xilema e, também, no floema da raiz, é formado por um tecido parenquimático que regenera a lesão, chamado de tecido de cicatrização (Figura 39–E e F). A Figura 40 mostra a produção de tecido caloso caótico na região das cicatrizes, onde as células do câmbio cresceram pelos cantos das injúrias e levaram ao fechamento completo das mesmas, processo descrito por Stoffel e Bollschweiler (2008).

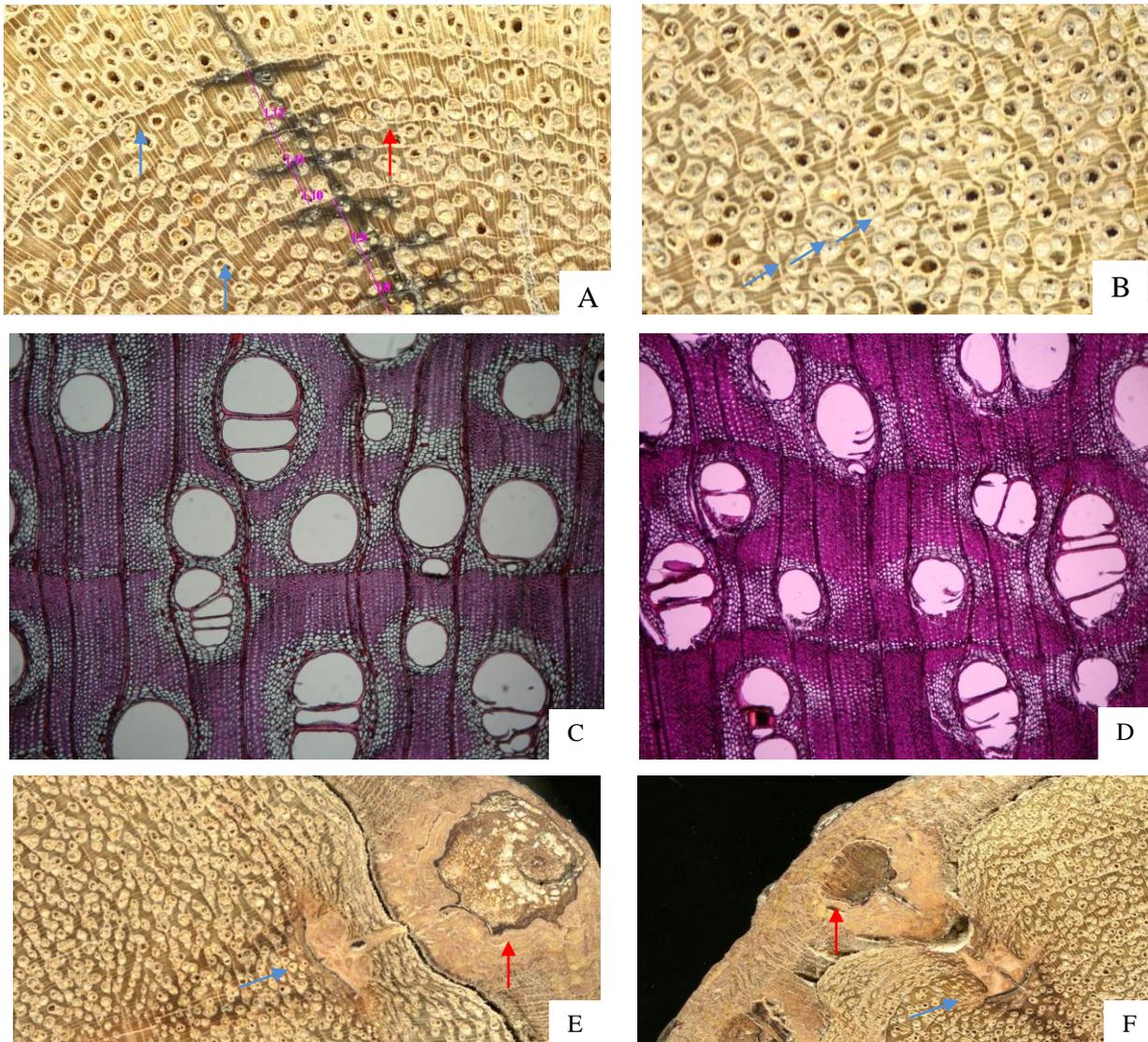


Figura 39 - Caracterização macroscópica e microscópica de anéis de crescimento de raiz de *Schizolobium parahyba*.. A) Anéis de crescimento verdadeiros de raiz exposta (seta azul) e descontínuo ou falso (seta vermelha); B) Anéis de crescimento verdadeiros de raiz enterrada (seta azul); C e D) Caracterização microscópica dos anéis de crescimento de raiz exposta; E e F) Cicatrizes formadas em raiz exposta (seta azul, cicatriz no xilema; seta vermelha, cicatriz no floema)

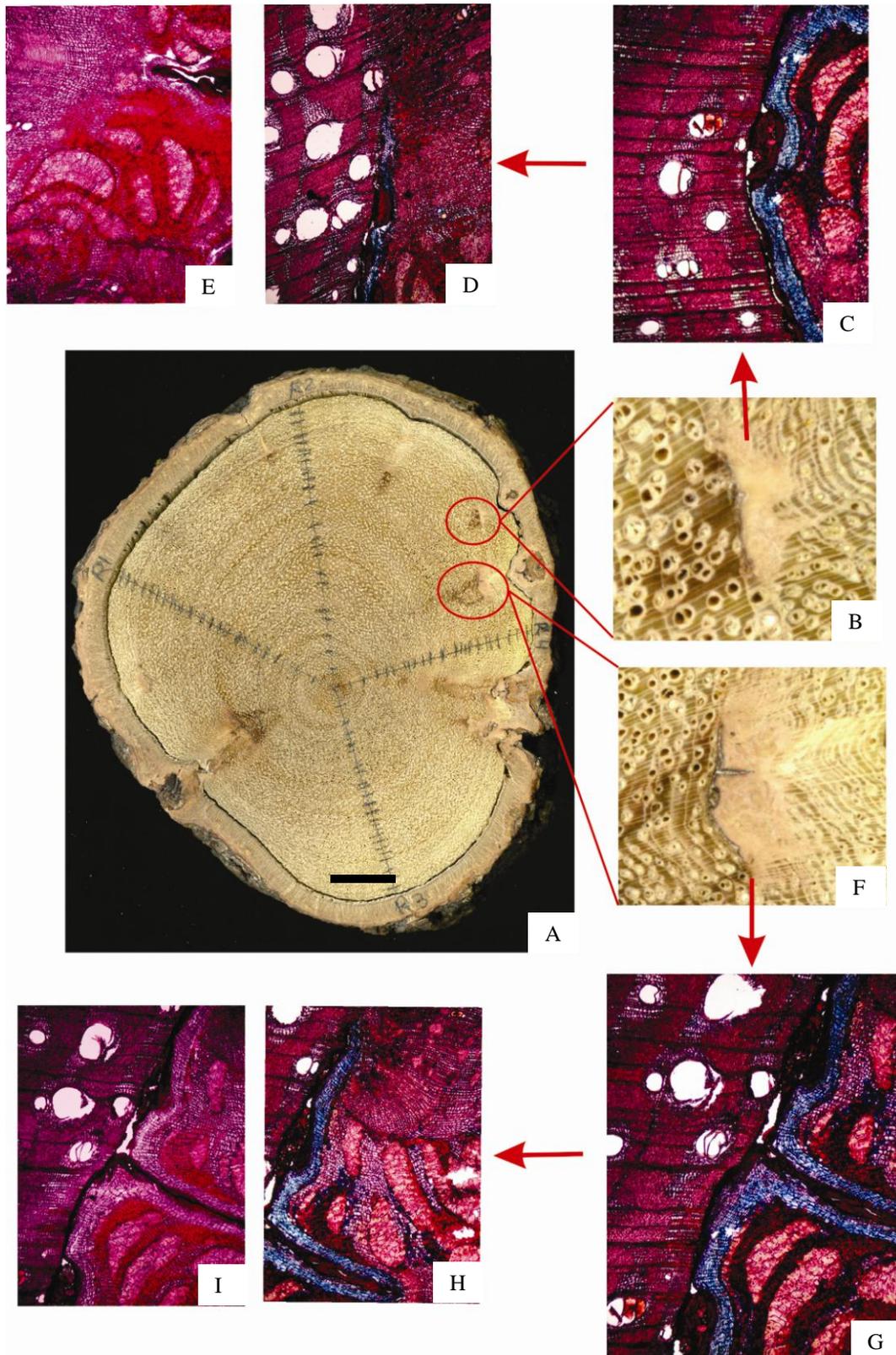


Figura 40 - Seção transversal de raiz de *Schizolobium parahyba* e cicatrizes: A) Seção transversal de raiz exposta, com destaque para as cicatrizes - barra preta: 10 mm; B e F) Detalhe das cicatrizes; C e G) Imagem microscópica da cicatriz – aumento de 9,6 vezes; D, E, H e I) Detalhe do tecido caloso formado nas cicatrizes.

2.3.3.6 Incremento acumulado dos raios das raízes das árvores

Os incrementos radiais acumulados das séries de anéis de crescimento das raízes expostas e enterradas estão apresentados na Figura 41. Nota-se que o incremento radial acumulado, nas amostras de raízes enterradas, está mais homoganeamente distribuído, não havendo, portanto, muita variação entre o crescimento das raízes, quando comparados ao incremento radial acumulado das raízes expostas, que apresentam, por sua vez, maior heterogeneidade de crescimento. A figura 42-B mostra que a heterogeneidade de crescimento torna-se mais evidente, a partir dos primeiros dez anéis de crescimento. A linha mais escura representa a média de incremento acumulado das raízes. No gráfico C, ainda na Figura 42, foram comparadas as médias de crescimento de raízes expostas e enterradas. Nota-se que ocorreu um maior crescimento das raízes expostas. Esse crescimento pode ser devido ao fato de que as cicatrizes formadas nas raízes expostas conduziram à produção de um tecido de cicatrização, que pode ser considerado a causa do maior crescimento dessas raízes, quando comparadas com as enterradas. Possivelmente, a exposição das raízes às condições da atmosfera, como mudanças na temperatura, exposição à luz, mudanças na umidade, exerce influência no crescimento irregular das raízes.

A idade das raízes estudadas varia. No entanto, observa-se maior proporção de raízes expostas com maior idade, quando comparadas com as enterradas. Isso é devido ao fato de que, quando coletadas, a porção enterrada, da maioria das raízes expostas coletadas, distava do caule da árvore de origem; dessa forma, conseqüentemente, a porção enterrada possuía necessariamente menor número de anéis do que a parte exposta. Na região próxima à medula da raiz, a dificuldade de visualização dos anéis de crescimento se acentuava, assim como os anéis de crescimento do caule. A idade da raiz pode consistir de uma aproximação da idade real, na medida em que os primeiros anéis, em algumas raízes, deixaram de ser contabilizados, dado a dificuldade de distinção.

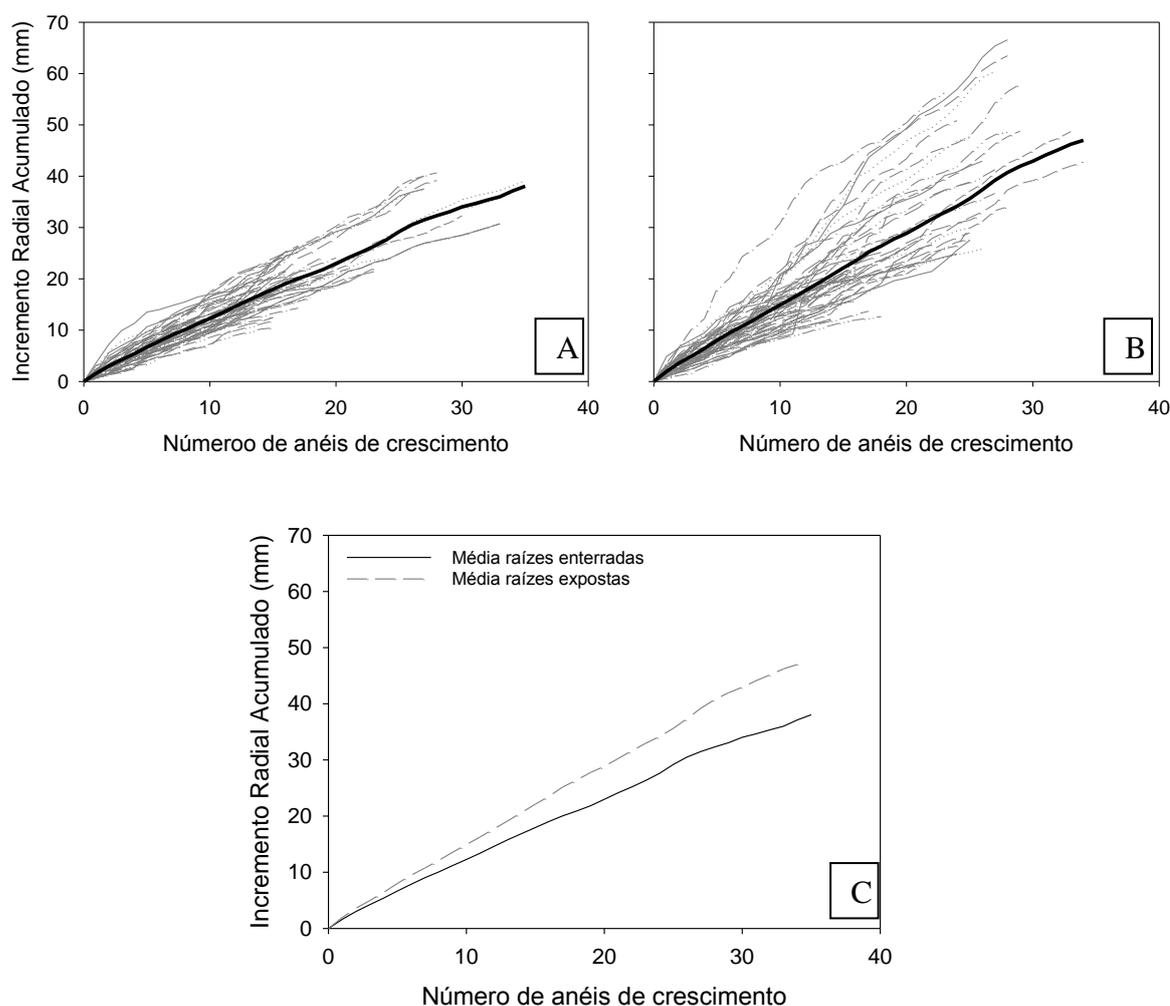


Figura 41 - Incremento Radial Acumulado (mm). A) Raízes enterradas; B) Raízes expostas; C) Comparação de médias do incremento radial acumulado de raízes enterradas e expostas

2.3.3.7 Correlação dos anéis de crescimento do caule com os anéis de crescimento da raiz

Para os dados de raízes expostas e enterradas, o controle da qualidade dos anéis de crescimento foi realizado com a utilização do programa COFECHA, a fim de verificar a correta datação dos anéis de crescimento, analisados com intervalo de confiança de 0,5155 ($p < 0,01$). Também foi realizada a análise integrada dos anéis de crescimento do caule com os anéis de crescimento da raiz, para verificar a anuidade dos anéis de crescimento das raízes.

As séries de anéis de crescimento das raízes expostas mostraram inter-correlações positivas e significativas de 0,611 e sensibilidade média de 0,452. Para as raízes enterradas, a inter-correlação também foi significativa e positiva de 0,591 e sensibilidade média de 0,438. Esses resultados mostram que existe um comportamento comum de crescimento entre as fatias das raízes estudadas, com relação a sinais climáticos, tanto para as raízes expostas quanto para as raízes enterradas (Tabela 8).

As séries de anéis de crescimento das raízes foram analisadas em conjunto com as séries de anéis de crescimento do caule, mostrando uma boa inter-correlação de 0,473 para as raízes expostas e caule e 0,458 para as raízes enterradas e caule. Pode-se inferir, a partir destes resultados e dos resultados significativos de inter-corelação da série de crescimento das raízes, sobre a anuidade de formação dos anéis. Dessa forma, pode-se concluir que as datações realizadas são confiáveis (Tabela 8).

Na análise integrada de dados dos caules em conjunto com os dados das raízes, nota-se que a sensibilidade média aumenta, comparando-se com a sensibilidade média dos dados somente de raiz. Esse resultado pode indicar que o caule é mais sensível aos fatores climáticos do que as raízes (Tabela 8).

Os gráficos da Figura 42 apresentam as cronologias formadas, a partir do programa ARSTAN, para as raízes enterradas e expostas, bem como o número de amostras utilizadas na análise para a formação da cronologia.

Tabela 8 - Correlação dos anéis de crescimento das raízes expostas e enterradas e relação com os anéis do caule

Situação	Nº raízes	Inter-correlação média	Sensibilidade média
Raízes expostas	8	0,611	0,452
Raízes enterradas	12	0,591	0,438
Raízes expostas e caule	8	0,473	0,543
Raízes enterradas e caule	12	0,458	0,531
Raízes expostas e enterradas	20	0,485	0,445

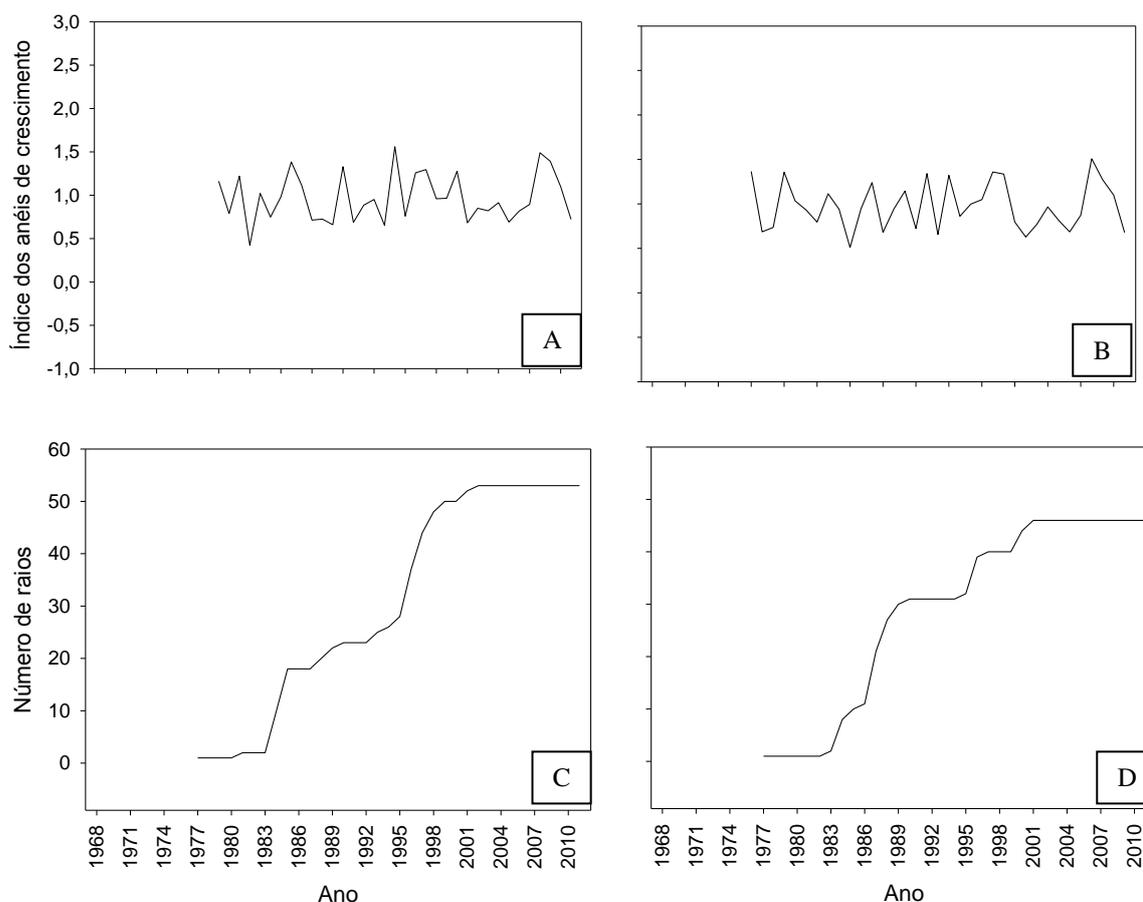


Figura 42 - Índices de anéis de crescimento das raízes obtidos pelo ARSTAN: A) enterrada; B) exposta. Número de amostras do lenho utilizadas: C) enterrada; D) exposta

2.3.3.8 Datação de cicatrizes

Uma tendência geral observada nas fatias de raízes expostas foi o crescimento irregular e a consequente formação de uma medula excêntrica. Quando a raiz é exposta, o comportamento de crescimento dos anéis muda de concêntrico para excêntrico (BODOQUE et al., 2005; BALLESTEROS-CÁNOVAS et al., 2012). Esse crescimento irregular pode ser devido à formação de cicatrizes que, a seu turno, deforma os tecidos normais da raiz, resultando em um crescimento desigual e na consequente geração de uma medula excêntrica.

Observa-se, na Figura 43, a excentricidade da medula na fatia de raízes expostas. Em comparação, a seção transversal da raiz enterrada mostrou uma medula mais central, sem a presença de cicatrizes e com anéis de crescimento concêntricos. As cicatrizes podem ser originadas pela passagem da água da enxurrada dentro da voçoroca e pelo impacto dos objetos (pedras, galhos etc.) e partículas carregadas pela enxurrada. Esse atrito e impacto pode ocasionar o achatamento da raiz exposta, permanecendo a parte enterrada com forma circular. Dependendo da energia do impacto e do tamanho relativo do dano, uma árvore injuriada

concentra a formação de anéis nas partes mais essenciais para sobrevivência e limita o crescimento em outros segmentos nos anos subsequentes ao impacto (BOLLSCHWEILER, 2007).

No campo, foi possível observar a presença de ferimentos na casca da raiz, os quais foram responsáveis pela formação das cicatrizes no xilema e no floema das raízes, visualizadas na seção transversal das fatias. Outra característica observada no campo foi a formação de musgo na superfície de raízes expostas, devido a sua exposição (Figura 44).

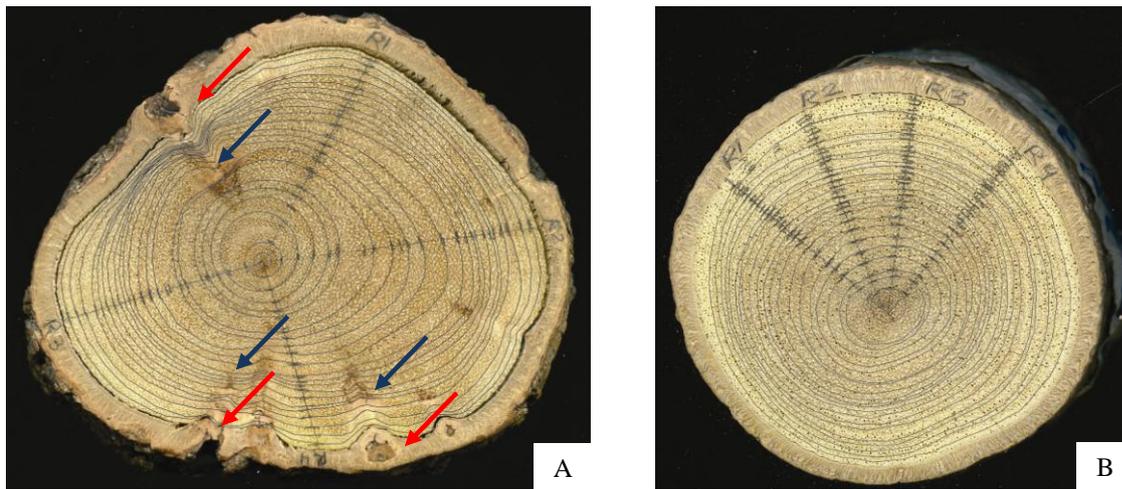


Figura43 - Seção transversal de raízes: A) raiz exposta, evidenciando a excentricidade da medula e as cicatrizes (seta azul: cicatriz no xilema; seta vermelha: cicatriz no floema); B) raiz enterrada, com medula mais central, e sem a presença de cicatrizes.

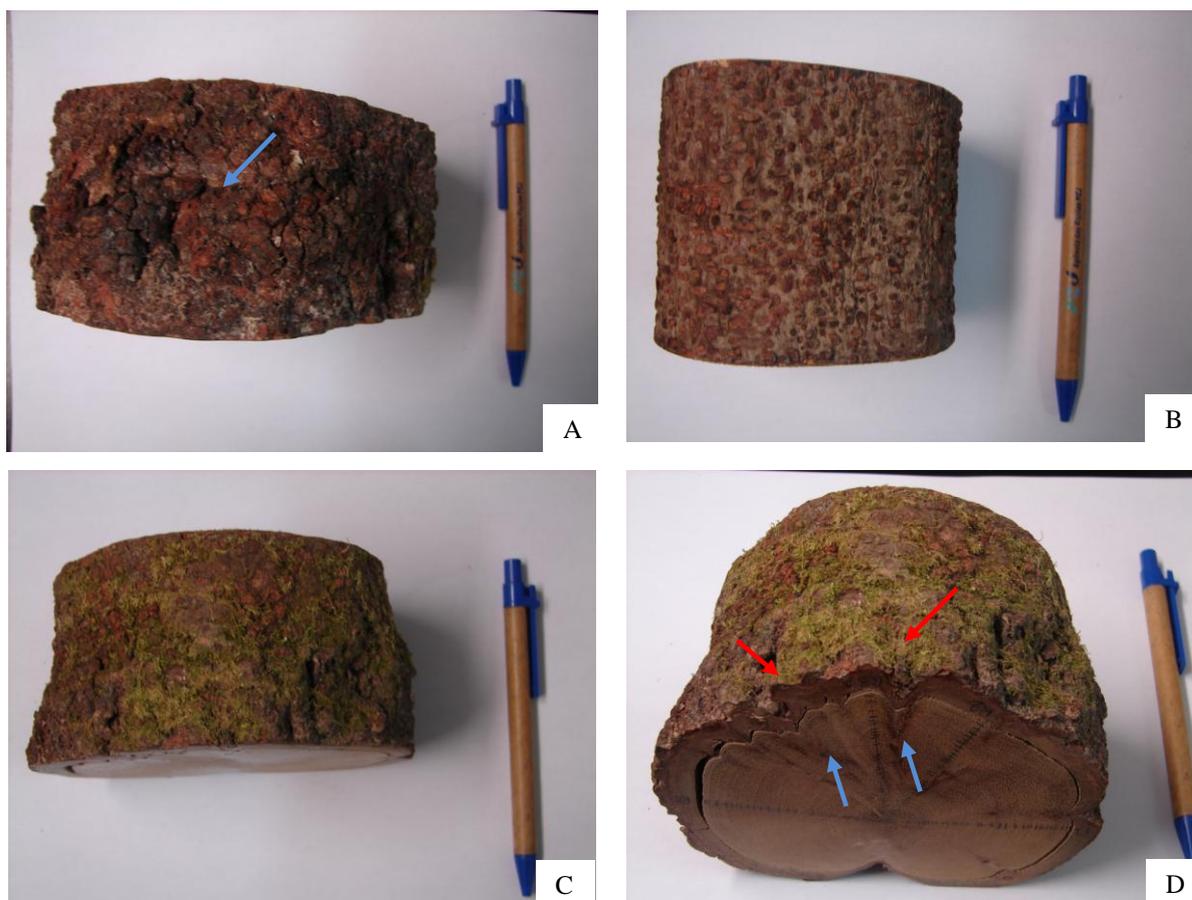


Figura 44 - A) Fatia de raiz exposta com ferimentos na casca (seta azul indica ferimento); B) Fatia de raiz enterrada, sem ferimentos na casca; C) Formação de musgo na casca das raízes expostas; D) Ferimentos na casca da raiz exposta, responsáveis pela formação das cicatrizes no xilema e floema da raiz (seta vermelha indica ferimento na casca e seta azul indica cicatriz no xilema)

As datações de cicatrizes, para cada raiz exposta, estão apresentadas nas Figuras 45 a 47. As cicatrizes estão representadas em cada gráfico, por posição estudada, de acordo com o ano de ocorrência. As posições, ou fatias, de menor numeração são as que estão localizadas mais próximas à árvore de origem.

Na Figura 45, o gráfico A mostra as cicatrizes encontradas na raiz G2RZ1. Nessa raiz, o primeiro ano com presença de cicatriz foi o ano de 2006, com marcas em quatro fatias. Outras cicatrizes foram encontradas nos anos de 2008 e 2010. A raiz G2RZ2 (Figura 45 – B) apresentou cicatrizes apenas no ano de 2008 e em uma fatia apenas. As outras fatias não mostraram a presença de cicatrizes. Assim como a cronologia formada com os dados do lenho não incluiu a árvore G2, pois as séries apresentaram baixas correlações com a série “máster”, conforme supracitado, as raízes da árvore G2 também não foram adotadas na cronologia final das raízes expostas, por apresentarem baixas correlações; estas séries, portanto, foram retiradas da análise, de forma que se garantisse a sincronização da cronologia final. Nota-se

que as raízes G2RZ1 e G2RZ2 podem ter, respectivamente, 25 e 21 anos e que as cicatrizes aparecem nos últimos seis anos das raízes, o que não afeta os primeiros anos de vida da raiz. As raízes expostas dessa árvore apresentam medula excêntrica, conforme o Anexo D.

Para a árvore G3 (Figura 45-C), distante aproximadamente três metros da árvore G2, foram encontradas cicatrizes no ano de 2006 e somente em duas posições, na P10 e P13. Pode-se inferir, com isso, que o processo erosivo, nesse local, teve início aproximadamente no ano de 2006, dado que a árvore G2 e G3 mostram as primeiras cicatrizes nesse ano. Para a árvore G3, somente a série de anéis de crescimento da posição P13 foi adotada na formação da cronologia final das raízes expostas. Essa é a raiz mais antiga das raízes estudadas, com aproximadamente 34 anos. Nesse caso, as cicatrizes aparecem somente nos últimos seis anos da raiz; portanto, os primeiros anos não foram afetados por cicatrizes, o que pode não ter ocasionado de forma tão evidente, como nas outras raízes, a formação da medula excêntrica (Anexo D).

Na Figura 46, gráfico A e B, estão representadas as raízes da árvore G5. Essa árvore, posicionada em um barranco entre a mata e o rio intermitente, possuía raízes expostas no barranco. Nessa ocasião, a raiz G5RZ1 apresentou as primeiras cicatrizes no ano de 2006, em duas posições, P1 e P2. No ano de 2010, há cicatrizes em todas as posições estudadas. Nessa raiz, somente as séries das posições P5 e P2 foram adotadas na cronologia final. Na raiz G5RZ2, a primeira cicatriz aparece no ano de 1999. A raiz G5RZ2 encontrava-se mais afastada da parede do barranco, quando coletada; assim, foi exposta antes da raiz G5RZ1, mostrando, conseqüentemente, a presença de cicatrizes em anos anteriores às cicatrizes da G5RZ1. Nesse caso, somente as séries das posições P9 e P11 foram adotadas na cronologia final. As raízes G5RZ1 e G5RZ2 apresentam, respectivamente, aproximadamente 17 e 15 anos; porém, as cicatrizes na raiz G5RZ2 estão nos primeiros anos de vida da raiz e, na G5RZ1, nos últimos anos de vida.

Com relação à árvore G7 (Figura 46-C e D), a raiz G7RZ1 mostrou a presença das primeiras cicatrizes no ano de 1998, na posição P6. Além dessa cicatriz, aparecem, ainda, cicatrizes no ano de 2008, na posição P4. Nenhuma das séries analisadas dessa raiz foi adotada na formação da cronologia final, pois não apresentaram sincronia com a série “máster” formada. A raiz G7RZ2 foi, por sua vez, severamente afetada por injúrias seguidas da formação de cicatrizes. A primeira cicatriz data de 1995 e as posições mais afetadas foram as P15 e P17. Nesse caso, das seis posições estudadas, quatro foram adotadas na cronologia final, sendo elas a P15, P19, P32 e P36. As raízes G7RZ1 e G7RZ2 apresentam, respectivamente, aproximadamente 16 e 27 anos.

A raiz G8RZ1, representada na Figura 47-A, apresentou cicatrizes em todas as posições expostas estudadas e as primeiras cicatrizes ocupavam as posições mais centrais, no ano de 1992. Todas as séries das posições estudadas dessa raiz foram adotadas na formação da cronologia final, obtendo boas correlações com a série “máster”. Com relação à raiz G8RZ2, Figura 47-B, as posições P2, P7 e P8 apresentaram a presença de cicatrizes e a primeira cicatriz situava-se no ano de 1996. As posições P8, P4 e P2 fizeram parte da cronologia final. A raiz G8RZ2 estava posicionada mais abaixo da G8RZ1, o que corrobora teoricamente que sua exposição ocorreu mais tarde. G8RZ1 e G8RZ2 possuem, aproximadamente, 25 e 17 anos, respectivamente. As cicatrizes aparecem logo nos primeiros anos de vida das raízes.

A árvore G8 e G11 estavam localizadas na mesma voçoroca a aproximadamente quatro metros de distância uma da outra. A árvore G11 estava posicionada mais abaixo. Nessa árvore, as primeiras cicatrizes aparecem no ano de 1989, em ambas as raízes G11RZ1 e G11RZ2. As raízes estavam no mesmo nível de altura com relação ao solo, uma ao lado da outra. Como a abertura da voçoroca tem início no sentido inverso ao do fluxo da água, a árvore G11 foi primeiramente afetada pela erosão, em comparação com a árvore G8, mostrando, assim, cicatrizes mais antigas. Na árvore G11, as primeiras cicatrizes aparecem no ano de 1989; na árvore G8, por sua vez, as primeiras cicatrizes aparecem em 1992. As raízes G11RZ1 e G11RZ2, representadas na Figura 47-C e D, apresentam, respectivamente, aproximadamente 24 e 28 anos. Para a raiz G11RZ1, as posições P18, P25, P28 e P32 fizeram parte da cronologia final. Para a G8RZ2, as posições que fizeram parte da cronologia final foram as P6, P11, P12 e P24.

Em algumas raízes expostas, observa-se que não houve a formação de cicatrizes. A cicatriz é dependente da presença de fluxo de água sobre a raiz, de detritos e partículas sendo carregadas, da posição da raiz, se ela está protegida ou não pelo solo, pelas folhas, etc.

Apesar de algumas raízes terem sido afetadas logo nos primeiros anos de vida pelos processos geomórficos e pela consequente injúria nos tecidos e pela formação de cicatrizes, as raízes continuaram crescendo e se desenvolvendo. Em todas as raízes estudadas, a porção mais distante da árvore de origem ainda estava enterrada no solo, fazendo com que fosse possível a sobrevivência da raiz. Em casos onde somente parte da raiz está exposta e a outra permanece no solo, a raiz ainda continua a crescer e cumprir suas funções (STOFFEL; BOLLSCHWEILER, 2008).

A baixa correlação de algumas fatias de raízes com a série “máster” é devido à possível presença de anéis de crescimento falsos que não foram identificados e, ainda, à

possibilidade de anéis ausentes, que, da mesma forma, não foram encontrados. A deformação das raízes devido à formação de tecidos de cicatrização pode ter levado a formação de anéis de crescimento que não sincronizaram com a série “máster” e, deste modo, não foram adotadas na cronologia final. Anéis falsos, anéis ausentes e anéis descontínuos ocorrem em caule de maneira similar a que ocorre em raízes. Eles podem distorcer o número de anos decorridos desde o episódio da erosão. Entretanto, os erros relacionados a essa limitação são menores nas raízes do que no caule, uma vez que toda a seção das raízes foi examinada. Isso facilita a identificação de anéis duplos, ausentes ou descontínuos (MALIK, 2008).

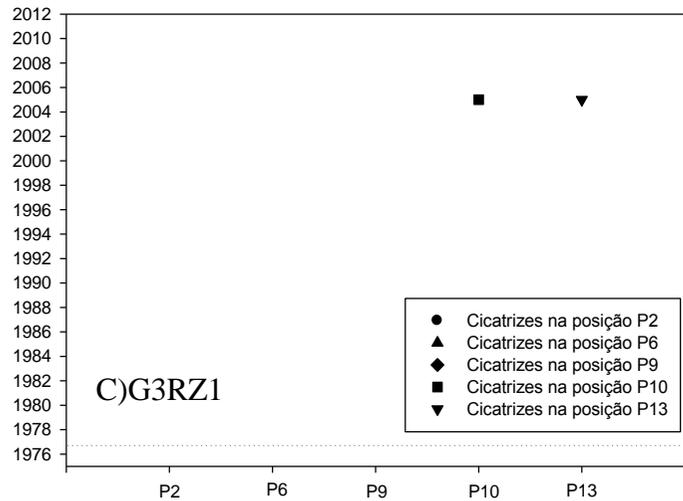
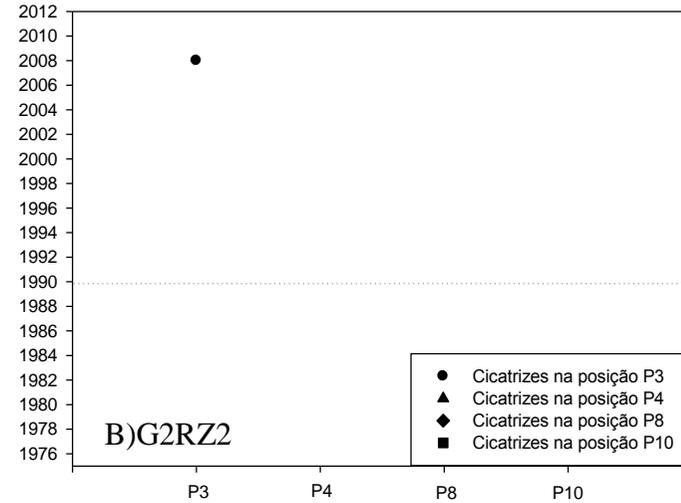
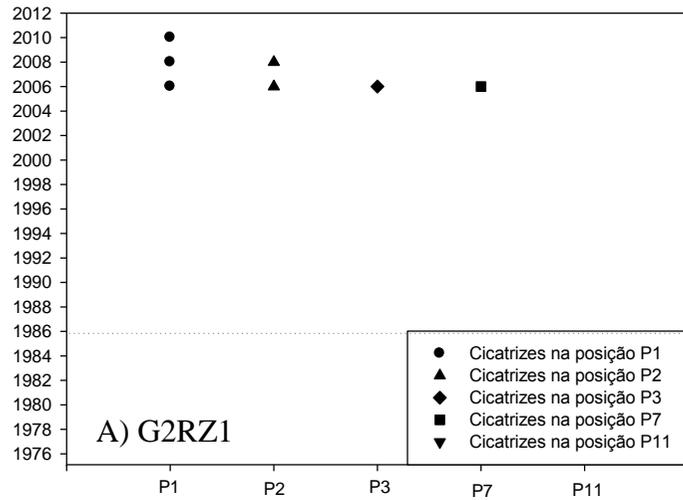


Figura 45 - Datações de cicatrizes referentes às raízes expostas das árvores G2 (A – G2RZ1; B – G2RZ2) e G3 (C – G3RZ1). A linha tracejada representa o ano de origem aproximado da raiz

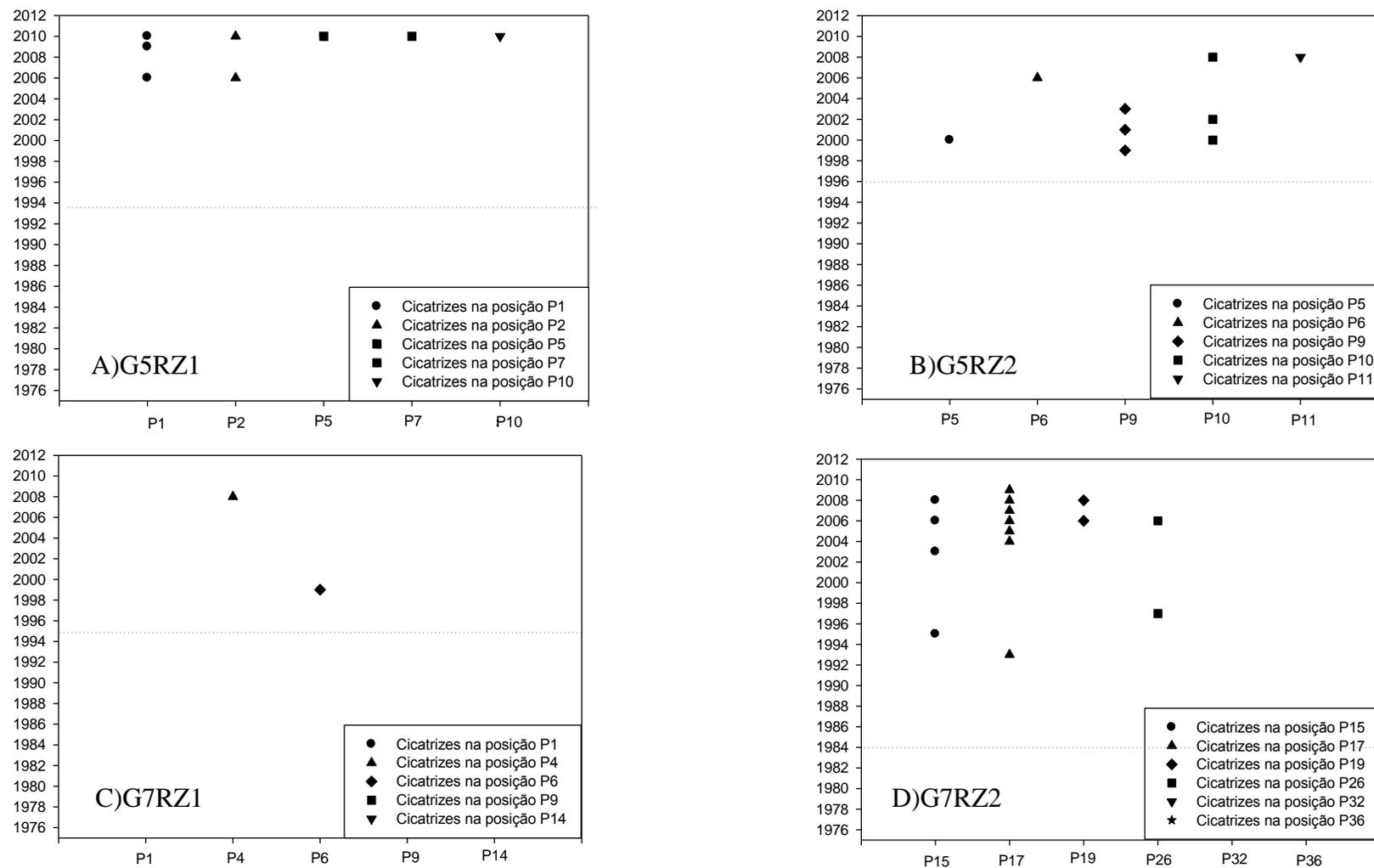


Figura 46 - Datações de cicatrizes referentes às raízes expostas das árvores G5 (A – G5RZ1; B – G5RZ2) e G7 (C – G7RZ1; D – G7RZ2). (). A linha tracejada representa o ano de origem aproximado da raiz

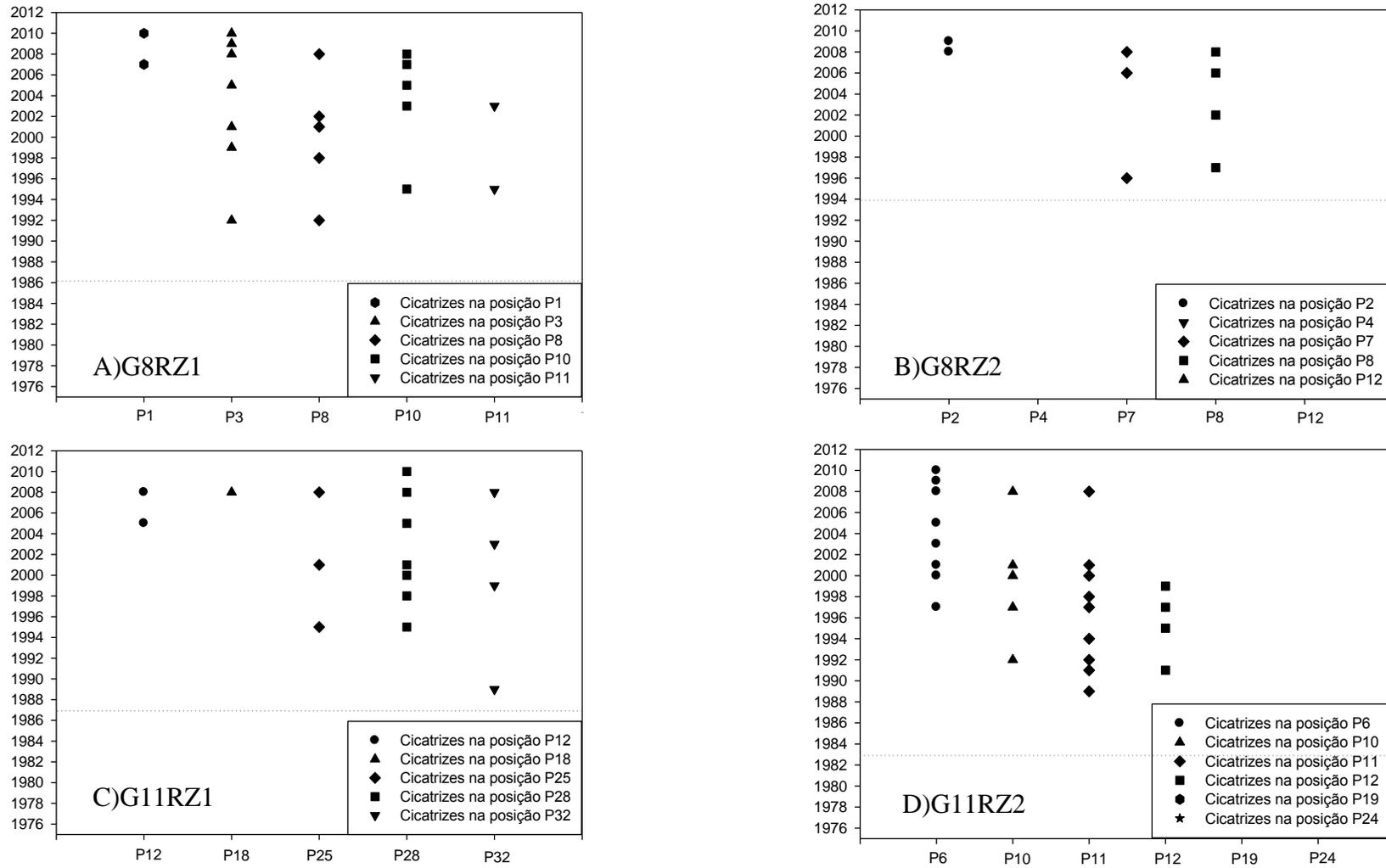


Figura47 - Datações de cicatrizes referentes às raízes expostas das árvores G8 (A – G8RZ1; B – G8RZ2) e G11 (C – G11RZ1; D – G11RZ2). (). A linha tracejada representa o ano de origem aproximado da raiz

2.3.3.9 Relação das cicatrizes causadas no sistema radicular com chuvas intensas e erosivas

As chuvas com intensidades acima de 25 mm/h são consideradas erosivas para os países de clima tropical e subtropical (HUDSON, 1973). A hidrologia e o transporte de sedimentos são afetados por fatores como manejo, cobertura, tipo de solo e características de infiltração. Sabe-se que a enxurrada pode carregar sedimentos e detritos que são levados para as partes mais baixas do terreno, devido à sua declividade. Esses sedimentos e detritos, com uma energia de impacto suficiente, podem destruir localmente o câmbio das raízes, o que acarreta na formação de tecido de cicatrização nas partes afetadas, estratégia criada pela planta para não correr o risco de apodrecer e/ou ser atacada por insetos. Esse tecido de cicatrização é visível na seção transversal das raízes, que, dessa forma, são possíveis de datação. Arranhões no exterior das cascas e ferimentos que penetram a madeira são características muito comuns em árvores afetadas por processos geomórficos (STOFFEL; BOLLSCHWEILER, 2008).

Durante os anos analisados – 1997 a 2011 – observa-se a frequente ocorrência de chuvas erosivas (Figura 48). O maior número de eventos de chuvas erosivas se encontra nos anos de 2002, 2008 e 2011. Nas raízes analisadas, o aumento no número de cicatrizes ocorre a partir do ano de 2006. Pode-se inferir, com isso, que a intensificação do processo erosivo tenha ocorrido a partir desse ano, no local de estudo do presente trabalho. Em cinco das seis árvores analisadas, o ano de 2006 determina a presença de cicatrizes em raízes. O ano de 2008 mostra, em especial, um elevado número de cicatrizes, ocorrentes em nove raízes, de cinco árvores diferentes. Pode-se inferir, então, que, em 2008, ocorreu uma série de eventos importantes que ficaram registrados nas raízes. O ano de 2003, 2009 e 2010 apresentam cicatrizes em raízes de quatro árvores diferentes. Os anos de 1995, 1997, 2000, 2001, 2005 e 2007, por sua vez, apresentam cicatrizes em três diferentes árvores, das seis analisadas. Com isso, pode-se inferir que o processo erosivo atuou em diferentes locais e que, provavelmente, não foram eventos particulares ocorrendo em somente um local e em uma raiz. Para os anos de 1992, 1998, 1999, 2002, as cicatrizes ocorreram em duas árvores diferentes. E, no restante dos anos analisados – 1989, 1991, 1993, 1994, 1996 e 2004 – as cicatrizes ocorreram em, apenas, uma árvore.

Não se pode observar uma clara relação entre as cicatrizes formadas e os eventos de chuva erosiva (Figura 48). A razão, no entanto, da inexistência de relação entre as chuvas erosivas e a formação de cicatrizes, no presente estudo, pode ser explicada pela distância

aproximada de 12 quilômetros entre a estação climática e a área de estudo. A estação meteorológica estudada pode não ter detectado algum evento chuvoso de alta intensidade ocorrido em particular na Estação Florestal de Tupi, que deixou marcas de cicatrizes em diversas raízes, das duas áreas de estudo. O número de cicatrizes em determinados anos pode ser útil na identificação de áreas de eventos extremos de alta intensidade, que podem não ter sido registrados nas estações meteorológicas existentes nas proximidades do local de estudo.

Nas figuras do Anexo D, observa-se que o maior número de cicatrizes está na porção da raiz que estava voltada para a direção do fluxo da erosão, nas voçorocas, mostrando que essas foram, provavelmente, causadas pela enxurrada e o consequente fluxo de sedimentos e detritos.

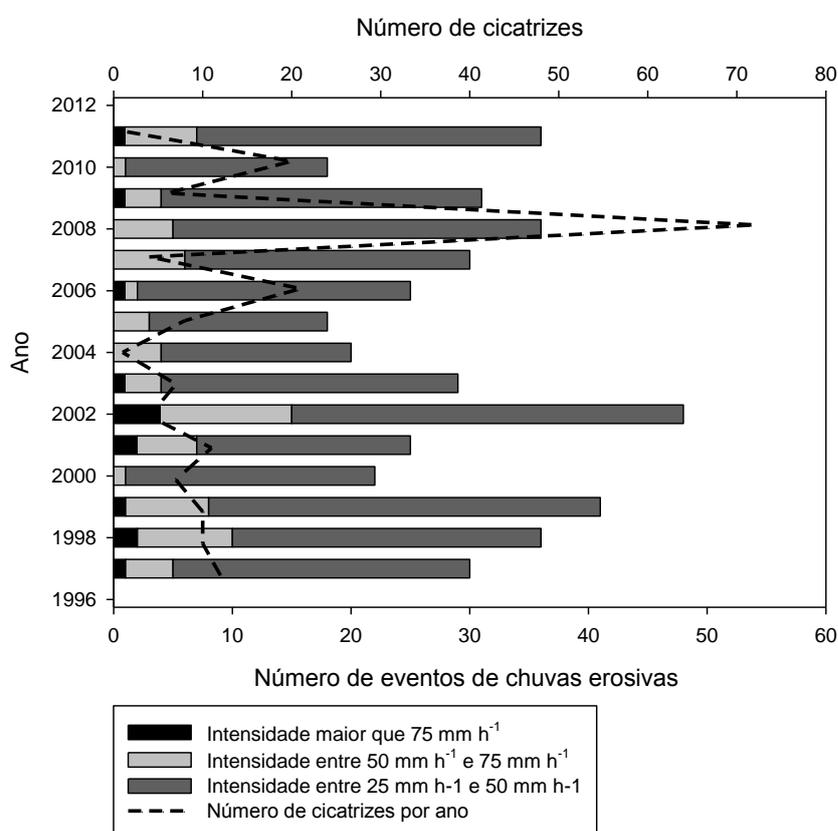


Figura 48 - Número de cicatrizes e número de eventos de chuvas erosivas, por ano

2.3.3.10 Estimativa da velocidade da erosão

Algumas fatias de raízes estudadas não foram adicionadas na cronologia final do grupo de raízes expostas, por não mostrarem sincronia com o restante das amostras. Dessa forma, a datação da cicatriz mais antiga representa a cicatriz que estava presente na fatia que foi adotada na cronologia final, para assegurar que a datação estivesse correta. A baixa

correlação de algumas fatias de raízes com a série “máster” é devido à possível presença de anéis de crescimento falsos que não foram identificados e, ainda, à possibilidade de anéis ausentes, que, da mesma forma, não foram encontrados. A deformação das raízes devido à formação de tecidos de cicatrização pode ter levado a formação de anéis de crescimento que não sincronizaram com a série “máster” e, desse modo, não foram adicionados na cronologia final.

A idade das raízes, no presente trabalho, variou de 10 a 35 anos, limitando a datação dos processos erosivos à idade das raízes estudadas. As raízes expostas, localizadas somente em determinadas partes da voçoroca, tornaram impossível reconstruir o processo erosivo total da voçoroca. A taxa de erosão calculada para as proximidades da área de exposição da raiz, dessa forma, foi inferida para o resto da área. Porém, não foram encontradas mais árvores dessa espécie com raízes expostas na área, sendo limitado o estudo às raízes que foram encontradas.

A seguir serão apresentadas as taxas de erosão encontradas para cada raiz analisada, das árvores presentes na Área 1 e na Área 2 e os resultados estão na Tabela 9. Na Área 1, as taxas de erosão determinadas são aproximadas umas das outras, quando se compara as raízes das árvores G3, G5 e G7; os valores variam de 2,08 a 3,40 cm ano⁻¹. Porém, as raízes da árvore G2, indicaram valores mais altos de erosão, de aproximadamente 16 cm ano⁻¹ para as duas raízes estudadas. Vale ressaltar que a voçoroca ao lado da árvore G2 apresenta aproximadamente 2 metros de profundidade; na árvore G3, distante aproximadamente três metros da árvore G2, a voçoroca apresenta aproximadamente 0,9 metros. Pode-se dizer que a perda de solo foi mais severa próximo à árvore G2 e, ainda, que a idade para o cálculo da taxa de erosão foi subestimada. Porém, as fatias das raízes não demonstraram cicatrizes em anos anteriores.

A árvore G5 estava localizada no limite entre a mata e o rio intermitente e suas raízes expostas no barranco. Nessa árvore, as taxas de erosão próximas, quando comparadas uma raiz a outra, foram de 2,64 a 3,40 cm ano⁻¹. A árvore G7, com somente duas raízes expostas, apresenta taxa de erosão com valores próximos, de 2,08 e 2,65 cm ano⁻¹.

Na Área 2, as árvores G8 e G11 ladeavam na parte mais baixa da área, onde se deu início a voçoroca. A árvore G11 estava à jusante e a árvore G8 estava à montante, distante aproximadamente quatro metros. As perdas de solo foram, de maneira aproximada, iguais nas quatro raízes estudadas das árvores G8 e G11; as duas raízes estudadas da árvore G11 apresentam a primeira cicatriz no mesmo ano, em 1989, e estavam localizadas

aproximadamente na mesma altura. Na medida em que a árvore G11 encontrava-se mais à jusante, o perfil da erosão, ali, era maior; nota-se que o processo erosivo, nos arredores da árvore G11, se iniciou antes de onde está localizada a árvore G8, mais à montante. As raízes da árvore G8 mostram as primeiras cicatrizes na G8RZ1, em 1992, e, em 1996, na G8RZ2, mostrando então que a erosão ocorreu depois da árvore G11, estando a G8RZ2 mais à jusante da G8RZ1.

Os valores diferenciados de perda de solo, para cada local onde estava inserida a árvore e as raízes de estudo, podem representar também a heterogeneidade do processo erosivo, que, por sua vez, pode se aprofundar mais e perder mais solo em determinadas localizações de material menos consolidado e perder menos solo onde o material é mais consolidado ou, ainda, onde a rocha está mais próxima da superfície, sendo, nesse caso, o solo mais raso.

Tomando como referencial o estudo para tolerância de perda de solo realizado por Bertol e Almeida (2000), em solos de Santa Catarina, a tolerância de perda de solo, para Argissolos, varia de 0,052 a 0,058 cm ano⁻¹. Dessa forma, pode-se inferir que a taxa de erosão da área em estudo é elevada. Em razão da falta de trabalhos realizados com dendrogeomorfologia no Brasil, e em clima tropical, serão apresentados resultados de outros países, em outras condições, para efeito de comparação da técnica utilizada. Um estudo foi realizado por Bodoque et al. (2011), para quantificação de taxas de erosão em voçorocas com a utilização de raízes expostas, localizadas na Serra da Guadarrama, na Espanha Central. A taxa de erosão encontrada variou de 0,62 e 0,88 cm ano⁻¹, valores menores quando comparado aos do presente estudo. Vale lembrar que a precipitação máxima anual para esse sítio de estudo não é maior do que 120 mm, baixa quando comparada aos valores da presente área de estudo. Valores médios de erosão de 1,39 a 0,19 cm ano⁻¹ foram encontrados em estudo realizado no sul da Polônia, também com raízes expostas, onde a precipitação anual é de aproximadamente 750 a 800 mm (WRONSKA, 2009). A taxa média de erosão encontrada por Malik (2008), no sistema de voçorocas estudado, em Proboszczowicka, também com raízes expostas, foi de 63 cm ano⁻¹. Em encostas, a taxa média de erosão em voçoroca foi de 21 a 52 cm ano⁻¹ e, no fundo dos vales, a erosão foi de 18 a 198 cm ano⁻¹, valores mais elevados do que os encontrados no presente estudo. A média anual de precipitação é de 680 mm. Em um estudo realizado em duas regiões montanhosas da Suíça, foram encontradas taxas de erosão de 2,10 e 1,86 cm ano⁻¹. Em erosões que ocorrem em margens de rio, por deslizamentos de terra, encontrou-se valor de 6,26 cm ano⁻¹. Em encosta, os valores foram de 2,50 e 0,90 cm ano⁻¹ e, para erosão linear, encontrou-se valores de 1,03 e 4,44 cm ano⁻¹ (HITZ et al., 2008)

Com a medida da velocidade da erosão em cm ano^{-1} , calculou-se a perda de solo em $\text{kg m}^{-2}\text{ano}^{-1}$, utilizando-se uma média da densidade dos horizontes superficiais do solo, de $1,587 \text{ Mg m}^{-3}$.

No caso da Área 1, onde as voçorocas não eram interligadas, fez-se o cálculo para cada voçoroca onde a árvore estava inserida. Os resultados foram diferentes ao comparar-se cada voçoroca. Para a árvore G2, foi encontrado o maior valor de $264,55 \text{ kg m}^{-2}\text{ano}^{-1}$ e a perda de solo nessa voçoroca circunscreveu o valor de $31,56 \text{ m}^3$. Para a árvore G3, foi encontrado um valor de $47,61 \text{ kg m}^{-2}\text{ano}^{-1}$ e a perda de solo, nesse local, foi de $3,13 \text{ m}^3$. No caso da árvore G7, foram encontrados valores de $33,01$ e $42,06 \text{ kg m}^{-2}\text{ano}^{-1}$, para a raiz G7RZ1 e G7RZ2, respectivamente, representado por um volume de $2,35 \text{ m}^3$ de perda de solo. Para a árvore G5, foram encontrados valores de $53,96$ e $42,37 \text{ kg m}^{-2}\text{ano}^{-1}$, para as raízes G5RZ1 e G5RZ2, respectivamente. Na Área 2, onde a voçoroca era interligada, e as raízes das árvores analisadas estavam próximas umas as outras, foram encontrados valores aproximados, com mínimo de $54,12$ e máximo de $69 \text{ kg m}^{-2}\text{ano}^{-1}$ e o volume de solo total perdido dessa voçoroca foi de $426,22 \text{ m}^3$ (Tabela 9).

Tabela 9 - Estimativa da velocidade da erosão nas voçorocas

	Raiz	Distância raiz – solo (cm)	Ano da primeira cicatriz	Nº anéis após primeira cicatriz	Velocidade erosão (cm ano^{-1})	Velocidade ($\text{kg m}^{-2}\text{ano}^{-1}$)	Volume de solo perdido (m^3)
Área 1	G2RZ1	80	2006	5	16,00	253,92	31,56
	G2RZ2	50	2008	3	16,67	264,55	
	G3RZ1	15	2006	5	3,00	47,61	3,13
	G5RZ1	17	2006	5	3,40	53,96	-
	G5RZ2	32	1999	12	2,67	42,37	
	G7RZ1	25	1999	12	2,08	33,01	2,35
	G7RZ2	45	1995	17	2,65	42,06	
Área 2	G8RZ1	83	1992	19	4,37	69,00	426,22
	G8RZ2	69	1995	16	4,31	68,40	
	G11RZ1	77	1989	22	3,50	55,55	
	G11RZ2	75	1989	22	3,41	54,12	

Como é sabido, as raízes precisam de substrato para nascer e crescer. Dessa forma, pode-se dizer que as voçorocas tornaram-se mais profundas, provavelmente, após o plantio das árvores, após tempo suficiente para o sistema radicular das árvores terem se desenvolvido. Portanto, a grande presença de raizame exposto das árvores indica que as voçorocas foram abertas somente após o crescimento do sistema radicular daquelas. Sendo assim, as voçorocas podem ter sido iniciadas anteriormente ao plantio das árvores, porém, foram aprofundadas

somente após o desenvolvimento das raízes das árvores. A voçoroca tornou-se mais profunda somente após a deposição dos sedimentos, o que, também, é confirmado pela visualização do horizonte IIA nas trincheiras e perfis do solo.

2.3.4 Discussão geral – dendrocronologia e dendrogeomorfologia

Os anéis de crescimento das amostras do caule das árvores de *Schizolobium parahyba* estudadas são macroscopicamente visíveis. Foram encontrados, ainda, anéis de crescimento falsos. O controle da qualidade dos anéis de crescimento demonstrou inter-correlação significativa, com valor acima do intervalo de confiança, indicando, então, a existência de um sinal climático comum influenciando no crescimento das árvores, tanto no grupo com influência da erosão, como no grupo sem influência da erosão. Da mesma forma, as amostras do lenho revelaram uma sensibilidade média alta e, portanto, os incrementos anuais do lenho do caule foram semelhantes. Foi possível obter o número de anéis de crescimento das amostras do lenho analisadas e, dessa forma, estimar a idade das árvores, sendo a idade máxima encontrada de 45 anos e mínima de 19 anos. Algumas séries de anéis de crescimento foram retiradas da análise, por apresentarem baixa correlação com a série máster para, desta forma, garantir que a sincronização final da cronologia atingisse o nível crítico de significância.

A correlação entre a série cronológica dos anéis de crescimento e a variável climática precipitação foi significativa para o grupo de árvores sem a influência da erosão, quando comparado com o grupo de árvores com a influência da erosão, apesar da inter-correlação da série de anéis de crescimento apresentar um maior valor para o grupo de árvores com influência da erosão. Esse resultado pode ter sido influenciado pelo menor número de árvores analisadas no grupo com a influência da erosão, o que ocasionaria uma maior inter-correlação dos anéis de crescimento.

Da mesma forma que os anéis de crescimento do caule, os anéis de crescimento formados nas raízes das árvores foram, também, macroscopicamente visíveis, sendo encontrados anéis de crescimento falsos e descontínuos. As séries de anéis de crescimento das raízes expostas e enterradas revelaram inter-correlação significativa, acima do nível crítico de confiança. Na análise integrada dos anéis de crescimento de raízes e caule, as inter-correlações foram elevadas, porém não atingiram o nível crítico.

Nas raízes expostas, foram encontradas cicatrizes ocasionadas pela sua exposição, as quais não foram encontradas, em nenhuma hipótese, nas raízes enterradas. Tais cicatrizes foram formadas no xilema e no floema das raízes expostas. Uma tendência geral observada

nas raízes expostas estudadas foi o crescimento irregular e a conseqüente formação de uma medula excêntrica, permanecendo as raízes enterradas com forma regular.

Nem todas as seções transversais das raízes estudadas foram adotadas na formação da cronologia final, por não apresentarem sincronia de crescimento com as outras amostras. Todas as cicatrizes de todas as amostras de raízes estudadas foram datadas. Porém, para o cálculo da perda de solo das voçorocas, foram utilizadas somente as cicatrizes presentes nas amostras das raízes adicionadas na cronologia final, para assegurar que a datação estivesse correta. Para o cálculo da velocidade da erosão, foram utilizadas as primeiras cicatrizes presentes na seção transversal das amostras das raízes. Essas cicatrizes podem não indicar o primeiro ano de exposição da raiz e, portanto, a taxa média de erosão pode ser superestimada. A posição da raiz no momento da coleta determinou o nível mínimo da superfície do solo no momento da exposição dessa raiz.

As cicatrizes nas raízes expostas mostram eventos produzidos após a exposição das raízes, contudo, podem não indicar o primeiro ano da exposição da raiz. A partir da primeira cicatriz datada, a perda média de solo encontrada nas áreas de estudo da Estação Experimental de Tupi foi de $3,41 \text{ cm ano}^{-1}$. Pelas análises físicas do solo, foi possível entender a fragilidade do solo da área de estudo à erosão, que se mostraram suscetíveis. Essa suscetibilidade foi determinada por meio dos atributos do solo tais como micromorfologia, densidade, porosidade calculada, grau de flocculação e o aumento da argila dos horizontes superficiais para os subsuperficiais, alterando dessa forma, o fluxo hídrico do solo, o que pode explicar a elevada taxa de erosão encontrada nas áreas de estudo.

3 CONCLUSÕES

Por meio dos resultados obtidos no presente estudo, conclui-se que:

1. Os sedimentos depositados no solo são oriundos da própria vertente, uma vez que a distribuição granulométrica e das frações de areia, dos sedimentos e dos horizontes do solo, são semelhantes;
2. A argila nos sedimentos foi transportada na forma de microagregados no tamanho da fração silte;
3. O fluxo hídrico de transporte dos sedimentos foi laminar e contínuo, visto que a quase totalidade dos sedimentos resultou em grau de seleção de partículas bem selecionado e simétricos;
4. Os solos das áreas estudadas na Estação Experimental de Tupi mostram susceptibilidade a processos erosivos. Essa susceptibilidade é verificada por meio dos atributos micromorfológicos, onde ocorre a diminuição da porosidade total, representada por poros complexos de tamanho grande, dos horizontes superficiais para os subsuperficiais e, além disso, ocorre o aumento da densidade do solo, a diminuição da porosidade calculada, o aumento do grau de flocculação e aumento de argila dos horizontes superficiais para os subsuperficiais, alterando, dessa forma, o fluxo hídrico do solo;
5. A espécie *Schizolobium parahyba* é apropriada para estudos dendrocronológicos – com a possibilidade de datação da idade das árvores – e para estudos dendrogeomorfológicos;
6. As cicatrizes nas raízes expostas podem mostrar eventos produzidos após a exposição das raízes, contudo, podem não indicar o primeiro ano da exposição da raiz;
7. A perda média de solo das áreas estudadas na Estação Experimental de Tupi foi de 2,93 cm ano⁻¹ para a Área 1 e 3,89 cm ano⁻¹ para a Área 2 configurando valores de 35,91 kg m⁻² ano⁻¹ e 61,77 kg m⁻² ano⁻¹, respectivamente;
8. A erosão do solo afetou negativamente o crescimento do caule das árvores.

4 RECOMENDAÇÕES

Realizar a contagem do número e da área de vasos nos anéis de crescimento das raízes, com o objetivo de identificar o primeiro ano de exposição da raiz, através de mudanças anatômicas, na medida em que as cicatrizes marcadas nas raízes expostas não necessariamente indicam o primeiro ano de ocorrência da erosão, podendo ser a taxa de erosão superestimada.

Pode-se, também, simular um processo erosivo em raízes enterradas e, ainda, ocasionar um ferimento nessas raízes, de modo que se possa avaliar a reação ao processo erosivo e detectar a anuidade do anel de crescimento. Recomenda-se estudar o maior número de árvores e raízes encontradas, além de aumentar o número de espécies.

REFERÊNCIAS

- ARAGÃO, R.; ALMEIDA, J.A.P. de; FIGUEIREDO, E.E. de; SRINIVASAN, V.S. Mapeamento do potencial de erosão laminar na bacia do rio Japarutuba, SE, via SIG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 15, n. 7, p. 731-740, 2011.
- AUGUSTIN, C.H.R.R.; ARANHA, P.R.A. Piping em área de voçorocamento, noroeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, ano 7, n. 1, p. 9-18, 2006.
- AZEVEDO, A.C. **Solos e ambiente: uma introdução**. Santa Maria: Ed Palotti, 2004. 100 p.
- BALLESTEROS-CÁNOVAS, J.A.; BODOQUE, J.M.; LUCÍA, A.; MARTÍN-DUQUE, J.F.; DÍEZ-HERRERO, A.; RUIZ-VILLANUEVA, V.; RUBIALES, J.M.; GENOVA, M. Dendrogeomorphology in badlands: methods, case studies, and prospects. **Catena**, Amsterdam, 2012. In press. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2012.08.009>>. Acesso em: 16 jan. 2013.
- BARROS, L.C.; VALENÇA, L.M.M.; MANSO, V.A.V.; MADRUGA FILHO, J.D.; OLIVEIRA, J.A.R. Estudos sedimentológicos na plataforma continental interna adjacente às desembocaduras sul do Canal de Santa Cruz e do Rio Timbó, norte do Estado de Pernambuco. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 21, n. 2, p. 123-134, 2008.
- BAVER, L.D.; GARDNER, W.H.; GARDNER, W.R. **Física de suelos**. México: Ed Uteha; Centro Regional de Ayuda, 1972. 529 p.
- BERTOL, I.; ALMEIDA, J.A. Tolerância de perda de solo por erosão para os principais solos do Estado de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Viçosa, v. 24, p. 657-668, 2000.
- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. São Paulo: Ícone, 2005. 355 p.
- BLANCO, H.; LAL, R. **Principles of soil conservation and management**. Amsterdam: Springer, 2008. 626 p.
- BODOQUE, J.M.; LUCÍA, A.; BALLESTEROS, J.A.; MARTÍN-DUQUE, J.F.; RUBIALES, J.M.; GENOVA, M. Measuring medium-term sheet erosion in gullies from trees: a case of study using dendrogeomorphological analysis of exposed pine roots in central Iberia. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 134, p. 417-425, 2011.
- BOLLSCHWEILER, M. **Spatial and temporal occurrence of past debris flows in the Valais Alps – results from tree ring analysis**. 2007. 182 p. Thesis (PhD in Geowissenschaften – Geographie) - University of Fribourg, Fribourg, 2007.
- BONINSEGNA, J.A.; VILLALBA, R.; AMARILLA, L.; OCAMPO, J. Studies on tree rings, growth rates and age-size relationships of tropical tree species in Misiones, Argentina. **IAWA Bulletin**, Leiden, v. 10, n. 2, p. 161-169, 1989.

- BODOQUE, J.M.; DÍEZ-HERRERO, A.; MARTÍN-DUQUE, J.F.; RUBIALES, J.M.; GODFREY, A.; PEDRAZA, J.; CARRASCO, R.M.; SANZ, M.A. Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: two examples from Central Spain. **Catena**, Amsterdam, v. 64, p. 81–102, 2005.
- BOTOSSO, P.C.; MATTOS, P.P. **Conhecer a idade das arvores: importância e aplicação**. Colombo: Embrapa Florestas, 2002. 25 p.
- BOTOSSO, P.C.; VETTER, R.E.; TOMAZELLO FILHO, M. Periodicidade e taxa de crescimento de árvores de cedro (*Cedrela odorata* L., Meliaceae), jacareúba (*Calophyllum angulare* A. C. Smith, Clusiaceae) e muirapiranga (*Eperua bijuga* Mart. ex Benth, Leg., Caesalpinoideae) de floresta de Terra Firme, em Manaus-AM. In: ROIG, F.A. (Ed.). **Dendrocronologia en América Latina**. Mendoza: EDIUNC, 2000. p. 357-379.
- BOULET, R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F.X.; LUCAS, Y. Analyse structurale et cartographie en pédologie: I – Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de La couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à La connaissance des sols. **Cahiers ORSTOM**, Séries Pédologie, Paris, v. 19, p. 309-321, 1982.
- BRADFORD, J.M.; HUANG, C. Splash and detachment by waterdrops. In: AGASSI, M. (Ed.). **Soil erosion, conservation, and rehabilitation**. New York: Marcel Dekker, 1996. p. 61–76.
- BRADY, N.C. **Natureza e propriedades dos solos**. 7. ed. Rio de Janeiro: F. Bastos, 1989. 898 p.
- BRANDÃO, V.D.S.; SILVA, D.D.; RUIZ, H.A.; PRUSKI, F.F.; SCHAEFER, C.E.G.R.; MARTINEZ, M.A.; SILVA, E.O. Perdas de solo de caracterização física e micromorfológica de crostas formadas em solos sob chuva simulada. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 27, n. 1, p. 129-138, 2007.
- BULL, L.J.; KIRKBY, M.J. Gully processes and modelling. **Progress in Physical Geography**, Leeds, v. 21, p. 354-374, 1997.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. **Handbook for soil thin sections description**. Wolverhampton: Waine Research Publ., 1985. 153 p.
- CALLADO, C.H.; GUIMARÃES, R.C. Estudo dos anéis de crescimento de *Schizolobium parahyba* (Leguminosae: Caesalpinoideae) após episódio de mortalidade em Ilha Grande, Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Botânica**, São Paulo, v. 33, n. 1, p. 85-91, 2010.
- CALLADO, C.H.; SILVA NETO, S.J. da; SCARANO, F.R.; COSTA, C.G. Periodicity of growth rings in some flood-prone trees of Atlantic Rain Forest in Rio de Janeiro, Brazil. **Trees – Structure and Function**, Heidelberg, v. 15, p. 492–497, 2001.
- CAMARGO, O.A. de; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M.A.S. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agrônomo de Campinas**. Campinas: IAC, 1986. 94 p. (IAC. Boletim Técnico, 106)

CANTARELLA, H.; PROCHNOW, L.I. Determinação de sulfato em solos. In: RAIJ, B. van; ANDRADE, J.C.; CANTARELLA, H.; QUAGGIO, J.A. (Ed.). **Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais**. Campinas: Instituto Agrônomo de Campinas, 2001. p.225-230.

CARROLL, P.H. **Soil piping in Southeastern Arizona**. New Mexico: USDA, Regional Bulletin, 1949. 26 p.

CARVALHO, P.E.R. **Guapuruvu**. Colombo: EMBRAPA. 2005. 10 p. (Circular Técnica, 104).

CASTRO, S.S.; COOPER, M.; SANTOS, M.C.; VIDAL-TORRADO, P. **Micromorfologia do solo: bases e aplicações**. Viçosa: SBCS, 2003. p. 107-164. (Tópicos em Ciência do Solo, 3).

CHAGAS, M.P. **Caracterização dos anéis de crescimento e dendrocronologia de árvores de *Grevillea robusta* A. Cunn, *Hovenia dulcis* Thunb., *Persea americana* Mill., *Tabebuia pentaphylla* Hemsl. e *Terminalia catappa* L. nos municípios de Piracicaba e Paulínea, SP**. 2009. 114 p. Dissertação (Mestre em Recursos Florestais) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2009.

CHARTIER, M.P.; ROSTAGNO, C.M.; ROIG, F.A. Soil erosion rates in rangelands of northeastern Patagonia: a dendrogeomorphological analysis using exposed shrub roots. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 106, p. 344-351, 2009.

CHESWORTH, W. (Ed.) **Encyclopedia of soil science**. Dordrecht: Springer, 2008. 902 p.

CLEMENTE, A.C.; ABRAHÃO, I.O.; MARCONI, A.; LORANDI, R. Latossolos da Bacia do Ribeirão do Lobo (Brotas, Itirapina, SP): I. Granulometria. **Anais da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**, Piracicaba, v. 43, p. 713-733, 1986.

COGLE, A.L.; KEATINF, M.A.; LANGFORD, P.A.; GUNTON, J.; WEBB, I.S. Runoff, soil loss, and nutrient transport from cropping system on Red Ferrosols in tropical northern Australia. **Soil Research**, Melbourne, v. 49, p. 87-97, 2011.

COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P. Caracterização morfológica, micromorfológica e físico-hídrica de solos com horizonte B nítico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, p. 581-595, 2005.

COSTA, A. **Anatomia da madeira**. Coletâneas de Anatomia da Madeira, 2001. Disponível em:
<<http://www.joinville.udesc.br/sbs/professores/arlindo/materiais/APOSTILANATOMIA1.pdf>>. Acesso em: 20 fev. 2012.

CORONA, C.; SAEZ, J.L.; ROVERA, G.; STOFFEL, M.; ASTRADE, L.; BERGER, F. High resolution, quantitative reconstruction of erosion rates based on anatomical changes in exposed roots at Draix, Alpes de Haute-Provence — critical review of existing approaches and independent quality control of results. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 125, p. 433–444, 2011.

COSTA, J.B. **Caracterização e constituição do solo**. 2. ed. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 1979. 527 p.

- CUNHA, J.E.; CASTRO, S.S.; SALOMÃO, F.X.T. Comportamento erosivo de um sistema pedológico de Umuarama, noroeste do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, p. 943-951, 1999.
- DARBOUX, F.; DAVY, P.; GASCUEL-ODOUX, C.; HUANG, C. Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments. **Catena**, Amsterdam, v. 46, p. 125-139, 2001.
- DESCROIX, L.; BRRIOS, J.L.G.; VIRAMONTES, D.; POULENARD, J.; ANAYA, E.; ESTEVES, M.; ESTRADA, J. Gully and sheet erosion on subtropical mountains slopes: Their respective roles and the scale effect. **Catena**, Amsterdam, v. 72, p. 325-339, 2008.
- DOUGLAS, I. Sediment transfer and siltation. In: _____. **The earth as transformed by human action**. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. p. 215-234.
- ELLIES, A.; GREZ, R.; RAMIREZ, C. La conductividad hidraulica en fase saturada como herramienta para el diagnostic de la estructura del suelo. **Agro Sur**, Valdívia, v. 5, p. 51-56, 1997.
- EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília: Embrapa Serviço de Produção de Informação; Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, Embrapa Solos, 2006. 412 p.
- FERREIRA, L. **Periodicidade do crescimento e formação da madeira de algumas espécies arbóreas de florestas estacionais semidecíduas da região sudeste do estado de São Paulo**. 2002. 122 p. Dissertação (Mestre em Recursos Florestais) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2002.
- FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos river bar: a study on the significance of grain-size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 27, p. 3-26, 1957.
- FREIRE, J.M.; PIÑA-RODRIGUES, F.C.M.; LIMA, E.R.; SODRÉ, S.R.C.; CORRÊA, R.X. Estrutura genética de populações de *Schizolobium parahyba* (Vell.) Blake (guapuruvu) por meio de marcadores RAPD. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 74, p. 27-35, 2007.
- FULLEN, M.A.; YI, Z.; BRANDSMA, R.T. Comparison of soil and sediment properties of a loamy sand soil. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 10, p. 35-45, 1996.
- FUNDO BRASILEIRO PARA A BIODIVERSIDADE. **Planos municipais de conservação e recuperação da Mata Atlântica**. 55 p. 2010. Disponível em <<http://www.frenteambientalista.org/downloads/PDFPlanosMunicipaisparaaMataAtlntica.pdf>>. Acesso em: 15 mar. 2012.
- FUNDO BRASILEIRO PARA A BIODIVERSIDADE; ATLANTIC FOREST CONSERVATION FUND. Chamada de Projetos para o Projeto Mata Atlântica II - AFCoF II. **Fundo Brasileiro para a Biodiversidade. Atlantic Forest Conservation Fund**. Rio de janeiro, 2010. Disponível em <http://www.sociedadesemear.org.br/arquivos/20110124145952_editalfunbio.pdf>. Acesso em: 15 mar. 2012.

GÄRTNER, H. The applicability of roots Dendrogeomorphology. In: TRACE – TREE RINGS IN ARCHAEOLOGY, CLIMATOLOGY AND ECOLOGY, 1., 2002, Bonn/Jülich. **Proceedings of the Dendrosymposium 2002...** Jülich: Schriften des Forschungszentrums Jülich, Reihe Umwelt, v.33, p. 120-124, 2003.

_____. Tree roots: methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. **Geomorphology**, Amsterdam, v.86, p. 243–251, 2007.

GÄRTNER, H.; SCHWEINGRUBER, F.H.; DIKAU, R. Determination of erosion rates by analyzing structural changes in the growth pattern of exposed roots. **Dendrochronologia**, Jena, v. 19, p. 81-91, 2001.

GONÇALVES, G.V. Dendrocronologia no Alto de S. Bento, em Évora: curva de calibração para datações no âmbito da arqueologia. **Boletim Cultural “A Cidade de Évora”**, Évora, n. 7, 2008.

HEINRICH, I.; BANKS, J.C.G. Variatin in phenology, growth, and wood anatomy of toona sinensis and toona ciliate in relation to different environmental conditions. **International Journal of Plant Sciences**, Chigaco, v. 167, n. 4, p. 831-841, 2006.

HITZ, O.M.; GARTNER, H.; HEINRICH, I.; MONBARON, M. Application of ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. **Catena**, Amsterdam, v. 72, p. 248-258, 2008.

HOLMES, R.L.; ADAMS, R.K.; FRITTS, H.C. Quality control of crossdating and measuring: a user's manual for program COFECHA. In: _____. **Tree-ring chronologies of Western North America: California, eastern Oregon and northern Great Basin**. Tuscon: Arizona University, 1986. p. 15-35.

HUDSON, N.W. **The influence of rainfall on the mechanics of soil erosion with particular reference to Southern Rhodesia**. Cape Town: University of Cape Town, 1965. 316 p.

JUHÁSZ, C.E.P. **Relação solo-água-vegetação em uma topossequência localizada na Estação Ecológica de Assis, SP**. 2005. 105 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005.

JUHASZ, C.E.P.; COOPER, M.; KETZER, A.O.; TOMA, R.S. Savanna woodland soil micromorphology related to water retention. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 64, n. 4, p. 344-354, 2007.

KERTZMAN, F.F.; OLIVEIRA, A.M.S.; SALOMÃO, F.X.T.; GOUVEIA, M.I.F. Mapa de erosão do Estado de São Paulo. **Revista IG São Paulo**, São Paulo, v. especial, p. 31-36, 1995.

KITZBERGER, T.; VEBLÉN, T.T.; VILLALBA, R. Métodos dendroecológicos y sus aplicaciones en estudios de dinámica de bosques templados de Sudamérica. . In: ROIG, F. A. (Ed.). **Dendrocronologia en América Latina**. Mendoza: EDIUNC, 2000. p. 17-78.

LAL, R.; BLUM, W.H.; VALENTIN, C. STEWART, B.A. **Methods for assessment of soil degradation**. New York: CRC Press, 1998. 558 p.

LARSON, P.R. **The vascular cambium: development and structure**. Berlin: Springer Verlag, 1994. 725 p.

LAWRENCE, G.P. Measurement of pore sizes in fine-texture soils: a review of existing techniques. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 28, p. 527-540, 1977.

LEITÃO FILHO, H.F. Considerações sobre a florística de florestas tropicais e sub-tropicais do Brasil. **IPEF**, Piracicaba, v. 35, p. 41-46, 1987

LEPSCH, I.F. **19 Lições de pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 456 p.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: EDUSP, 2005. 335 p.

LISI, C.S. **Estudo dendrocronológico e da biomassa do carbono em anéis de crescimento do tronco de árvores da Mata Atlântica: relatório 2007/2008**. Rio de Janeiro: Instituto de Pesquisas; Jardim Botânico do Rio de Janeiro; IBAMA, 2009. 27 p.

LISI, C.S.; PESSEDA, L.C.R.; TOMAZELLO FILHO, M.; ROZANSKI, K. 14C Bomb effect in tree rings of tropical and subtropical species of Brazil. **Tree-ring Research**, Tucson, v. 57, n. 2, p. 191–196, 2001.

LISI, C.S.; TOMAZELLO FILHO, M.; BOTOSSO, P.C.; ROIG, F.A.; MARIA, V.R.B.; FERREIRA-FEDELE, L.; VOIGT, A.R.A. Tree-ring formation, radial increment periodicity, and phenology of tree species from a seasonal semi-deciduous forest in southeast Brazil. **Iawa Journal**, Leiden, v. 29, p. 189-207, 2008.

LOBÃO, M.S. **Dendrocronologia, fenologia, atividade cambial e qualidade do lenho de árvores *Cedrela odorata* L., *Cedrela fissilis* Vell., *Schizolobium parahyba* var. *amazonicum* Hub. ex Ducke, no estado do Acre, Brasil**. 2011. 216 p. Tese (Doutorado em Recursos Florestais) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2011.

LOPEZ- SAEZ, J.; CORONA, C.; STOFFEL, M.; ROVÉRA, G.; ASTRADE, L.; BERGER, F. Mapping of erosion rates in marly badlands based on anatomical changes in exposed roots and LiDAR data. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 36, p. 1162–1171, 2011

MALIK, I. Dating of small gully formation and establishing erosion rates in old gullies under forest by means of anatomical changes in exposed tree roots (Southern Poland). **Geomorphology**, Amsterdam, v. 93, p. 421-436, 2008.

MARCATI, C.R.; MILANEZ, C.R.D.; MACHADO, S.R. Seasonal development of secondary xylem and phloem in *Schizolobium parahyba* (Vell.) Blake (Leguminosae: Caesalpinioideae). **Trees – Structure and Function**, Heidelberg, v. 22, p. 3–12, 2008.

MARIA, V.R.B. **Estudo da periodicidade do crescimento, fenologia e relação com a atividade cambial de espécies arbóreas tropicais de florestas estacionais semidecíduais**. 2002. 145 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Florestais) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, São Paulo Piracicaba, 2002.

MARTINS, V.M. **Relação solo-relevo-substrato geológico na planície costeira de Bertiooga (SP)**. 2009. 274 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2009.

MESQUITA, M.G.B.; MORAES, S.O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 34, n. 3, p. 963-969, 2004.

MOMOLI, R.S. **Caracterização e distribuição espacial dos sedimentos depositados numa zona ripária reflorestada**. 2006. 102 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2006.

_____. **Dinâmica da sedimentação em solos sob matas ciliares**. 2011. 191 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2011.

MOMOLI, R.S.; COOPER, M.; CASTILHO, S.C.P. Sediment morphology and distribution in a restored riparian forest. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 64, p. 486-494, 2007.

MORAIS, F.; BACELLAR, L.A.P.; SOBREIRA, F.G. Análise de erodibilidade de saprolitos de gnaiss. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 28, p. 1055-1062, 2004.

MORGAN, R.P.C. **Soil erosion & conservation**. 2nd ed. Oxford: Blackwell, 2005. 316 p.

MUNSELL COLOR. **Munsell soil color charts**. Baltimore: Macbeth Division of Kollmorgen, 1975. 1 v.

MURPHY, C.P. **Thin section preparation of soils and sediments**. Berkhamsted: A.B. Academic Publ., 1986. 149 p.

NASH, S.E. Archaeological tree-ring dating at the Millennium. **Journal of Archaeological Research**, New York, v. 10, n. 3, p. 243-275, 2002.

NEARING, M.A.; PARKER, S.C. Detachment of soil by flowing water under turbulent and laminar conditions. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 58, p. 1612–1614, 1994.

NEARING, M.A.; NORTON, D.L.; ZHANG, X. Soil erosion and sedimentation. In: RITTER, W.F.; SHIRMOHAMMADI, A. (Ed.). **Agricultural nonpoint source pollution**. Boca Raton: Lewis Publishers, 2001. p. 29-58.

OGATA, Y.; NOBUCHI, T.; FUJITA, M.; SAHRI, M. H. Growth rings and tree growth in young for rubber trees from peninsular Malaysia. **IAWA Journal**, Leiden, v. 22, n. 1, p. 43-56, 2001.

OLIVEIRA, J.M. **Anéis de crescimento de *Araucaria angustifolia* (Bertol.) O. Kuntze: Bases de dendroecologia em ecossistemas Subtropicais montanos no Brasil**. 2007. 139 p. Tese (Doutorado em Ciências com ênfase em Ecologia) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2007.

OUDEN, J.; SASS-KLAASSEN, U.G.W.; COPINI, P. Dendrogeomorphology – a new tool to study drift-sand dynamics. **Netherlands Journal of Geosciences**, Dordrecht, v.86, p. 355–363, 2007.

PATEL, S.V.; GOLAKIYA, A.M.; SAVALIA, S.G.; GAJERA, H.P. **A glossary of soil sciences**. Junagad: International book distributing, 2008. 418 p.

PEARSE, R.A.; FRASIER, G.W.; TRLICA, M.J.; LEININGER, W.C.; STEDNICK, J.D.; SMITH, J.L. Sediment filtration in a montane riparian zone under simulated rainfall. **Journal of Range Management**, Arizona, v. 51, n. 3, p. 309-314, 1998.

PERNÍA, N.E.; MELANDRI, J.L. Wood anatomy of the tribe caesalpinieae (Leguminosae, Caesalpinioideae) in Venezuela. **IAWA Journal**, Leiden, v. 27, n. 1, p. 99 -114, 2006.

PIERSON, T.C. Soil pipes and slope stability. **Quarterly Journal Engineering Geology**, London, v. 16, p. 1-11, 1983.

PIMENTEL, D.; HARVEY, C.; RESOSUDARMO, P.; SINCLAIR, K.; KURZ, D.; McNAIR, M.; CRIST, S.; SHPRITZ, L.; FITTON, L.; SAFFOURI, R.; BLAIR, R. Environmental and economic costs of soil erosion an conservation benefits. **Science**, Washington, v. 267, p. 1117-1123, 1995.

PINHEIRO, G.S.; GIANNOTTI, E.; CRESTANA, C.S.M.; PFEIFER, R.M.; SILVA, D.A. da; NEGREIROS, O.C.; BARBOSA, A.F.; MARIANO, G.; GUTMANIS, D.; ROMANELLI, R.C.; SILVA, A.A. da; BERGAMASSO, A. **Plano de manejo da Estação Experimental de Tupi – Piracicaba, SP**. São Paulo: Instituto Florestal, 1999. 61 p. (Série Registros, 19).

PRUSKI, F.F. (Ed.) **Conservação do solo e da água**. Viçosa: Ed. UFV, 2006. 240 p.

QUAGGIO, J.A.; RAIJ, B. van. Determinação do pH em cloreto de cálcio e da acidez total. In: RAIJ, B. van; ANDRADE, J.C.; CANTARELLA, H.; QUAGGIO, J.A. (Ed.). **Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais**. Campinas: Instituto Agrônômico de Campinas, 2001. p.173-180.

RAIJ, B. van; QUAGGIO, J.A. Determinação de fósforo, cálcio, magnésio e potássio extraídos com resina trocadora de íons. In: RAIJ, B. van; ANDRADE, J.C.; CANTARELLA, H.; QUAGGIO, J.A. (Ed.). **Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais**. Campinas: Instituto Agrônômico de Campinas, 2001. p. 189-199.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. São Paulo: Manole, 2004. 478 p.

REITZ, R.; KLEIN, R. M.; REIS, A. Projeto Madeira de Santa Catarina. **Sellowia**, Itajaí, v. 30, n. 28/30, p. 9-292, 1978.

RICHTER, H.G.; TOMASELLI, I.; MORESCHI, J.C. Estudo Tecnológico do Guapuruvu (*Schizolobium parahyba*). **Revista Floresta**, Curitiba, v. 5, n. 1, p. 1-18, 1974.

RINGROSE-VOASE, A.J. Micromorphology of soil structure: description, quantification, application. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v. 29, p. 777-813, 1991.

RUBINO, D.L.; McCARTHY, B.C. Comparative analysis of dendroecological methods used to assess disturbance events. **Dendrochronologia**, Jena, v.21, p. 97–115, 2004.

SANTOS, G.G.; GRIEBELER, P.; OLIVEIRA, L.F.C. de. Chuvas intensas relacionadas à erosão hídrica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 14, n. 2, p. 115-123, 2010.

SCHWEINGRUBER, F.H. **Tree rings and environment: dendroecology**. Berne: Paul Haup, 1996. 609 p.

SHARMA, P.P. Interrill erosion. In: AGASSI, M. (Ed.). **Soil erosion conservation and rehabilitation**. New York: Marcel Dekker, 1996. p. 125-152.

SILVA, F.C. da. **Manual de análises químicas de solos, plantas e fertilizantes**. Brasília: EMBRAPA, 1999. 370 p.

SILVA, P.H.M.; ANTONIALI, R.; LISI, C.S. Determinação da idade e taxa de crescimento das árvores de *Schizolobium parahy*. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, 10., 2002, São Paulo. **Resumo...** São Paulo: USP, 2002. p. 216.

SOS MATA ATLÂNTICA. **Relatório de atividades 2010**. 2010. Disponível em: <<http://www.sosma.org.br/quem-somos/balanco/>>. Acesso em: 15 mar. 2012.

STOFFEL, M.; BOLLSCHWEILER, M. Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 8, p. 187–202, 2008.

STOOPS, G. **Guidelines for analysis for description of soil regolith thin sections**. Madison: Soil Science Society of America, 2003. 184 p. + 1 CD ROM.

TAMENE, L.; PARK, S.J. ; DIKAU, R.; VLEK, P.L.G. Analysis of factors determining sediment yield variability in the highlands of northern Ethiopia. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 76, p. 76-91, p. 76-91, 2006.

TOMAZELLO FILHO, M.; BOTOSSO, P.C.; LISI, C.S. Análise e aplicação dos anéis de crescimento das árvores como indicadores ambientais: dendrocronologia e dendroclimatologia. In: MAIA, N.B.; MARTOS, H.L.; BARELLA, W. (Org.). **Indicadores ambientais: conceitos e aplicações**. São Paulo: EDUC, 2001. p. 117-143.

TOMAZELLO FILHO, M.; LISI, C.S.; HANSEN, N.; CURY, G. Características anatômicas das zonas de incremento do lenho de diferentes espécies arbóreas do Estado de São Paulo, Brasil. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, n. 66, p. 46-55, 2004.

TRIANOSKI, R. **Avaliação do potencial de espécies florestais alternativas de rápido crescimento para produção de painéis de madeira aglomerada**. 2010. 260 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Florestal) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2010.

VANDERKERCKHOVE, L.; MUYS, B.; POESEN, J.; WEERDT, N.C. A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. **Catena**, Amsterdam, v. 45, p. 123-161, 2001.

VETTER, R.E.; BOTOSSO, P.C. A idade de árvores da Amazônia. In: FERREIRA, E.J.G.; SANTOS, G.M.; LEÃO, E.L.M.; OLIVEIRA, L.M. (Ed.). **Bases científicas para estratégias de preservação e desenvolvimento da Amazônia**. Manaus: INPA, 1993. v. 2, p. 405-417.

VIDAL-TORRADO, P. **Pedogênese e morfogênese no Distrito de Tupi (Piracicaba-SP)**. 1994. 205 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1994.

VIDAL-TORRADO, P.; FARIA, L.E.O.; SPAROVEK, G.; COOPER, M. **Mapa de solos "Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz"**. Piracicaba: ESALQ, 2004. 96 p.

VILLALBA, R. Metodos em dendrogeomorfologia y su potencial uso en América Del Sur. In: ROIG, F.A. **Dendrocronologia em America Latina**. Mendoza: EDIUNC, 2000. 434 p.

WESTPHALEN, L.A. **Avaliação e hierarquização da erodibilidade dos solos do Noroeste do Estado do Paraná**: subsídios ao planejamento ambiental, 2008. 111 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2008.

WINCHESTER, V.; GÄRTNER, H.; BEZZI, M. Dendrogeomorphological applications. In: KALVODA, J.; GOUDIE, A.S. (Ed.). **Geomorphological variations**: on the occasion of the 150th anniversary of geography and geocology. Prague: Charles University, Faculty of Science, 2007. p. 182–203.

WROŃSKA, D. Dendrogeomorphological analysis of a headwater area in the Gorce Mountains. **Studia Geomorphologica Carpatho Balcanica**, Krakow, v. 43, p. 97-114, 2009.

YOUNG, R.A.; OLNES, A.E.; MUTCHLER, C.K.; MOLDENHAUER, W.C. Chemical and physical enrichments of sediment from cropland. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 29, p. 165-169, 1986.

ANEXOS

ANEXO A - Levantamento florístico da Estação Experimental de Tupi (PINHEIRO et al., 1999)

(continua)

Número do talhão	Espécie	Ano de plantio	Área (ha)
01	<i>Eucalyptus citriodora</i>	1985	11,88
02	<i>Eucalyptus maculata</i>	1954	6,16
03	<i>Pinus elliottii</i>	1957	2,01
04	<i>Grevillea robusta</i>	1958	0,75
05	<i>Pinus taeda</i>	1958	5,72
06	<i>Pinus elliottii</i>	1959	1,09
07	<i>Pinus taeda/pau marfim</i>	1959	1,39
08	<i>Pinus taeda</i>	1959	1,80
09	<i>Pinus elliottii</i>	1959	4,00
10	<i>Pinus taeda</i>	1959	1,20
11	<i>Pinus hondurensis</i>	1959	1,40
12	<i>Cupressus lusitanica</i>	1959	1,34
13	<i>Grevillea robusta</i>	1959	2,43
14	<i>Pinus taeda</i>	1959	2,11
15	<i>Eucalyptus alba</i>	1960	2,11
17	<i>Pinus spp/guarantã</i>	1960	1,30
18	<i>Pinus hondurensis</i>	1961	1,00
19	<i>Pinus elliottii</i>	1961	0,93
20	Essências Nativas	1986	1,24
21	<i>Pinus elliottii</i>	1986	0,75
22	<i>Pinus hondurensis</i>	1986	2,43
23	<i>Pinus caribaea</i>	1963	1,60
24	<i>Pinus. caribaea var. hondurensis</i>	1963	1,60
25	<i>Pinus elliotti</i>	1963	2,40
26	<i>Pinus elliottii</i>	1963	3,50
27	<i>Pinus elliottii</i>	1963	3,50
28	<i>Pinus elliottii</i>	1964	3,88
29	<i>Pinus elliottii</i>	1964	3,61
30	<i>Pinus elliottii</i>	1958	4,51
31	<i>Pinus elliottii</i>	1968	3,90
32	Arboreto	1992	2,13
33	<i>Eucalyptus. Alba/Eucalyptus. saligna</i>	1969	6,43
34	E. saligna	1971	10,00
35	E. grandis	1971	2,40
36	Essências nativas	1952	1,66

ANEXO A - Levantamento florístico da Estação Experimental de Tupi (PINHEIRO et al., 1999)

(conclusão)

Número do talhão	Espécie	Ano de plantio	Área (ha)
36 ^a	Essências Nativas	1952	2,76
37	<i>Gravillea robusta</i>	1986	0,50
38	<i>Pinus elliottii</i>	1977	0,90
39	<i>Pinus elliottii</i>	1980	1,02
40	<i>Pinus elliottii</i> /Essências Diversas	1965	0,82
41	<i>Pinus. oocarpa</i>	1978	6,28
42	Essências diversas	1959	2,29
43	<i>P. taeda</i> / <i>C. lusitanica</i>	1959	1,64
44	<i>Grevillea robusta</i>	1959	3,22
45	<i>Cupressus lusitanica</i>	1959	1,64
46	<i>Pinus hondurensis</i>	1976	4,50
47	Essências Nativas	1976	1,29
48	Essências Diversas	1959	7,55
49	Cabreúva/Caviuna	1959	1,68
50	Essências Diversas	1984/1985	2,21
51	Essências Diversas	1984/1985	1,34
52	Essências Diversas	1984/1985/1990	10,74
53	<i>Ecalyptus grandis</i>	1980	1,60
I	Essências Nativas/Exóticas	1959	0,73
II	Essências Nativas/Exóticas	1959	0,40
III	Essências Diversas	1961	2,66
IV	<i>Pinus spp</i>	1963	0,60
V	<i>Pinus spp</i> tropicais	1967	1,36

Anexo B - Descrição morfológica dos perfis de solos estudados**TRINCHEIRA 1:**

CLASSIFICAÇÃO: ARGISSOLO VERMELHO AMARELO DISTRÓFICO TÍPICO

A - 0-15 cm; 10YR 3/2 úmido; textura arenosa; estrutura granular, fraca; friável, ligeiramente plástico, não pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

SEDIMENTO - 15-37 cm; 10 YR 4/3; textura arenosa, estrutura granular, fraca; friável, ligeiramente plástico, não pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

IIA - 37-63 cm; 10 YR 4/2; textura arenosa, estrutura granular, fraca; friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso, transição ondulada clara; cerosidade ausente.

III - 63-95 cm; 10 YR 6/4; textura arenosa, estrutura granular fraca; friável, ligeiramente plástico, não pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

IIIt - >95 cm; 5 YR 8/1; textura média; estrutura em blocos subangulares médio, moderado; ligeiramente plástico, pegajoso; cerosidade ausente.

TRINCHEIRA 2:

CLASSIFICAÇÃO: ARGISSOLO VERMELHOAMARELO DISTRÓFICO TÍPICO

A - 0-9 cm; 5 YR 4/1 úmido; textura arenosa; estrutura em blocos angulares pequenos, fraca; friável, ligeiramente plástico, não pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

SEDIMENTO I - 9-30 cm; 10 YR 5/3; textura arenosa, estrutura em blocos angulares médios, moderado; friável, ligeiramente plástico, não pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

SEDIMENTO II - 30-41 cm; 10 YR 5/4; textura arenosa, estrutura granular, fraca; friável, não plástico, não pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

IIA - 41-65 cm; 5 YR 4/1; textura arenosa, estrutura blocos angulares médios, moderado; friável, não plástico, não pegajoso, transição ondulada clara; cerosidade ausente.

III - 65-110 cm; 10 YR 5/4; textura arenosa, estrutura blocos angulares médios, moderado; friável, ligeiramente plástico, não pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

IIIt - >110 cm; 5 YR 8/1; textura média; estrutura em blocos subangulares médio, moderado; ligeiramente plástico, pegajoso; cerosidade ausente.

PERFIL 1**CLASSIFICAÇÃO: ARGISSOLO VERMELHOAMARELO DISTRÓFICO TÍPICO**

A - 0-25 cm; 10 YR 4/2 úmido; textura arenosa; estrutura em blocos angulares, pequenos, fraca; friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

SEDIMENTO -25-40 cm; 10 YR 5/4; textura arenosa, estrutura em blocos angulares médios, fraco; friável, ligeiramente plástico, não pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

IIA – 40-65 cm; 7,5 YR 4/2; textura arenosa, estrutura blocos angulares médios, fraca; friável, ligeiramente plástico, não pegajoso, transição plana clara; cerosidade ausente.

III - 65-123 cm; 10 YR 6/4; textura arenosa, estrutura blocos angulares médios, moderado; friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

IIIt - >123 cm; 5 YR 8/1; textura média; estrutura em blocos subangulares médio, moderado; ligeiramente plástico, pegajoso; cerosidade ausente.

PERFIL 2**CLASSIFICAÇÃO: ARGISSOLO VERMELHO AMARELO DISTRÓFICO TÍPICO**

A - 0-20 cm; 5 YR 4/1 úmido; textura arenosa; estrutura em blocos angulares, pequenos, fraca; friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

SEDIMENTO I -20-30 cm; 2,5 Y 4/4; textura arenosa, estrutura em blocos angulares médios, fraco; friável, ligeiramente plástico, não pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

SEDIMENTO II -30-35 cm; 10 YR 5/6; textura média, estrutura em blocos subangulares médios, fraco; friável, ligeiramente plástico, não pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

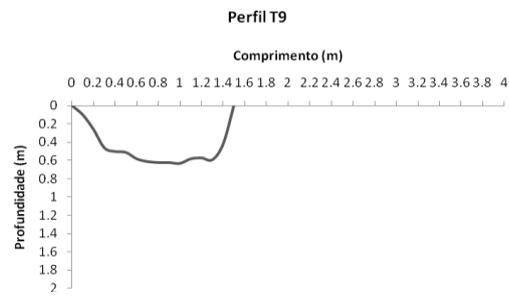
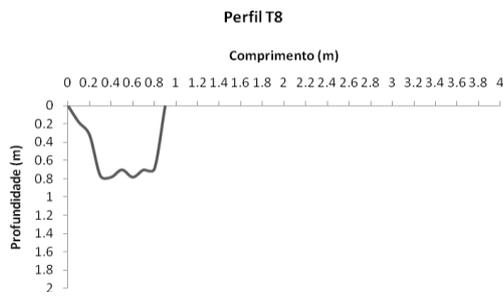
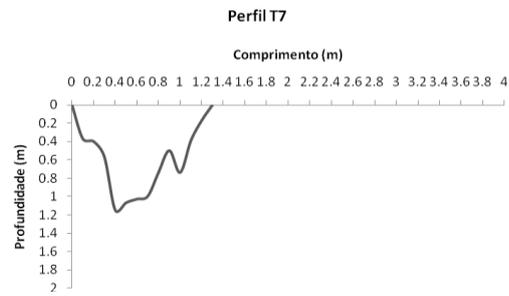
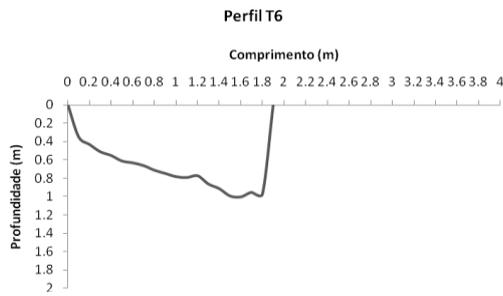
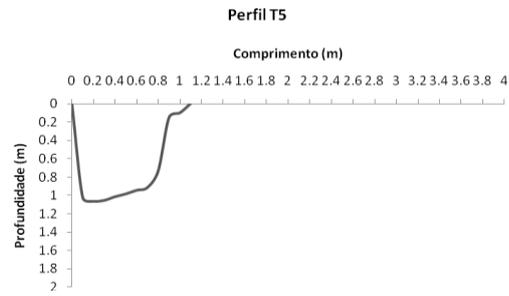
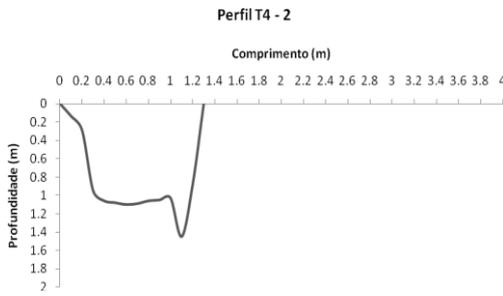
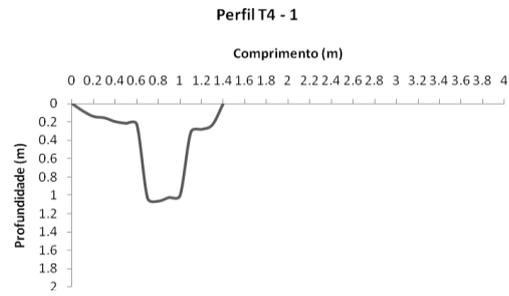
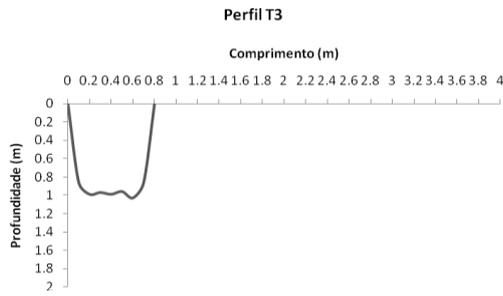
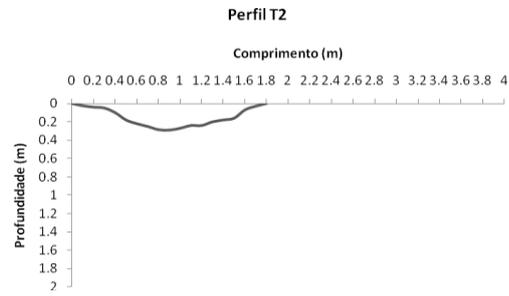
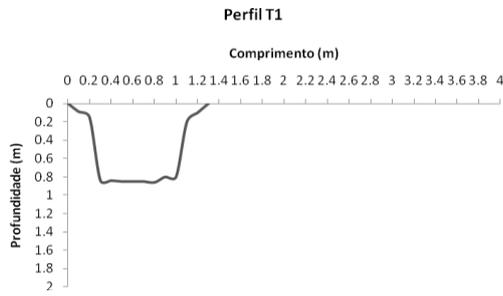
SEDIMENTO III -35-45 cm; 2,5 Y 5/4; textura arenosa, estrutura em blocos subangulares médios, fraco; friável, ligeiramente plástico, não pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

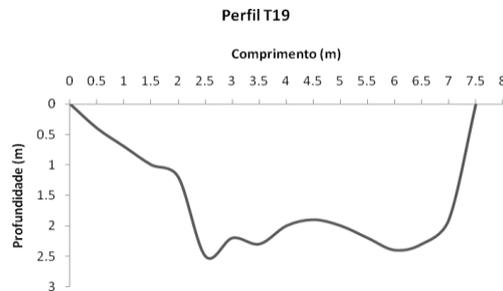
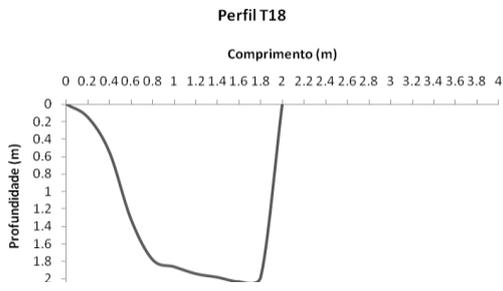
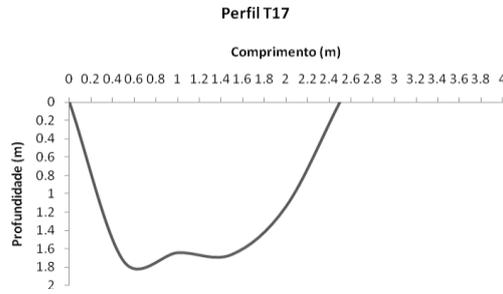
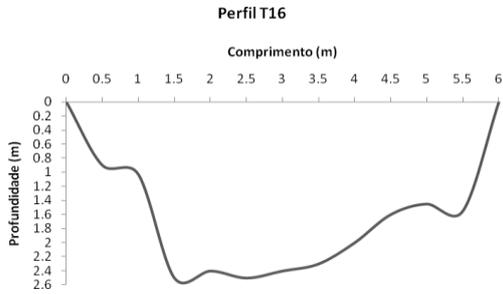
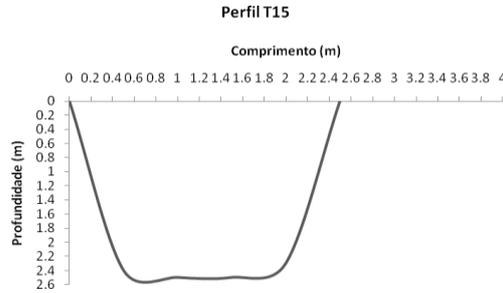
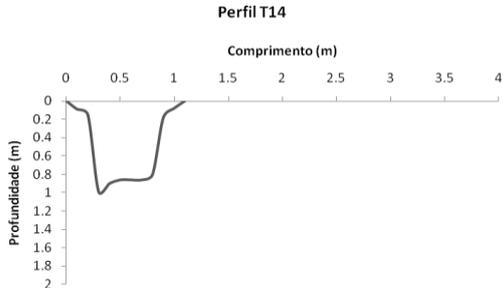
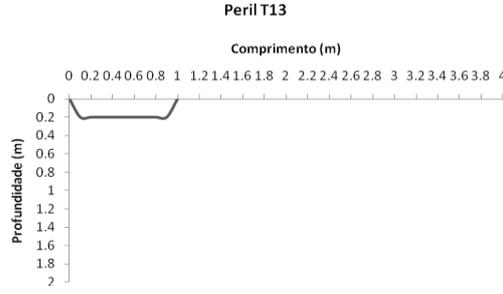
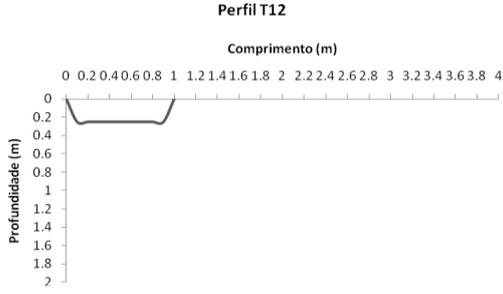
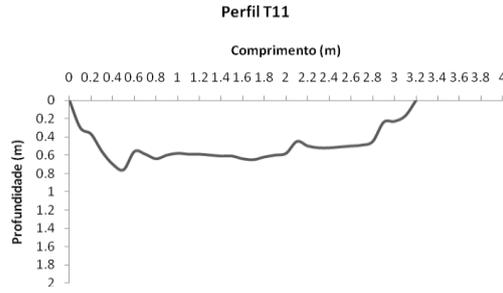
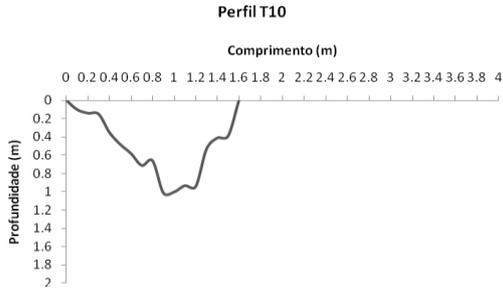
IIA – 45-65 cm; 10 YR 3/3; textura arenosa, estrutura blocos angulares médios, fraca; friável, ligeiramente plástico, não pegajoso, transição plana clara; cerosidade ausente.

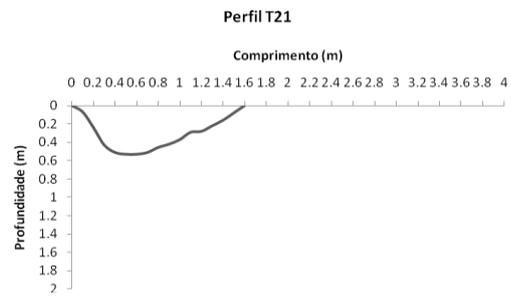
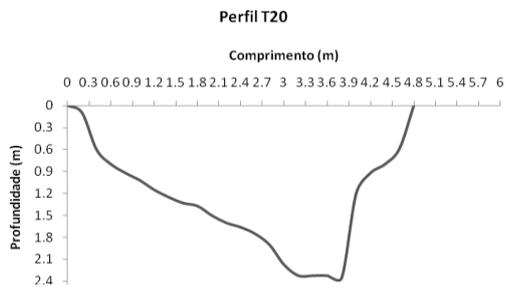
IIIÉ - 65-123 cm; 10 YR 5/4; textura arenosa, estrutura blocos angulares médios, moderado; friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; transição plana e clara; cerosidade ausente.

IIIt - >123 cm; 5 YR 8/1; textura arenosa; estrutura em blocos subangulares médio, moderado; ligeiramente plástico, pegajoso; cerosidade ausente.

ANEXO C - Gráficos dos perfis da voçoroca - Área 2







Anexo D – Seção transversal das fatias de raízes, da parte exposta e enterrada, da mesma raiz

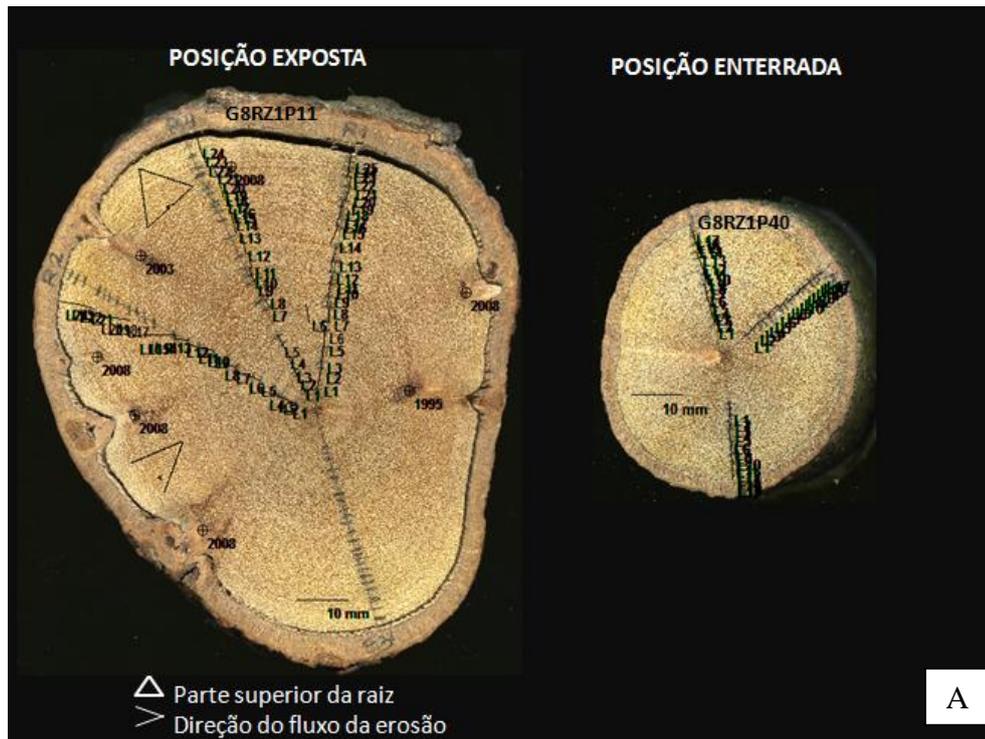


Figura 49 – Seção transversal da raiz G8RZ1, parte exposta (esquerda) e enterrada (direita)

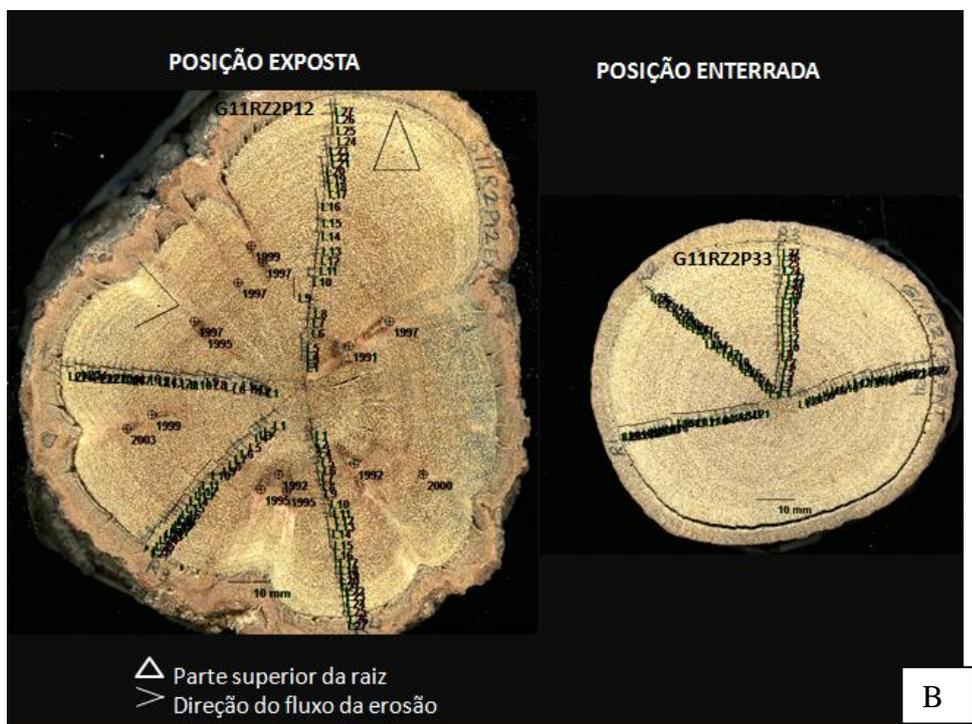
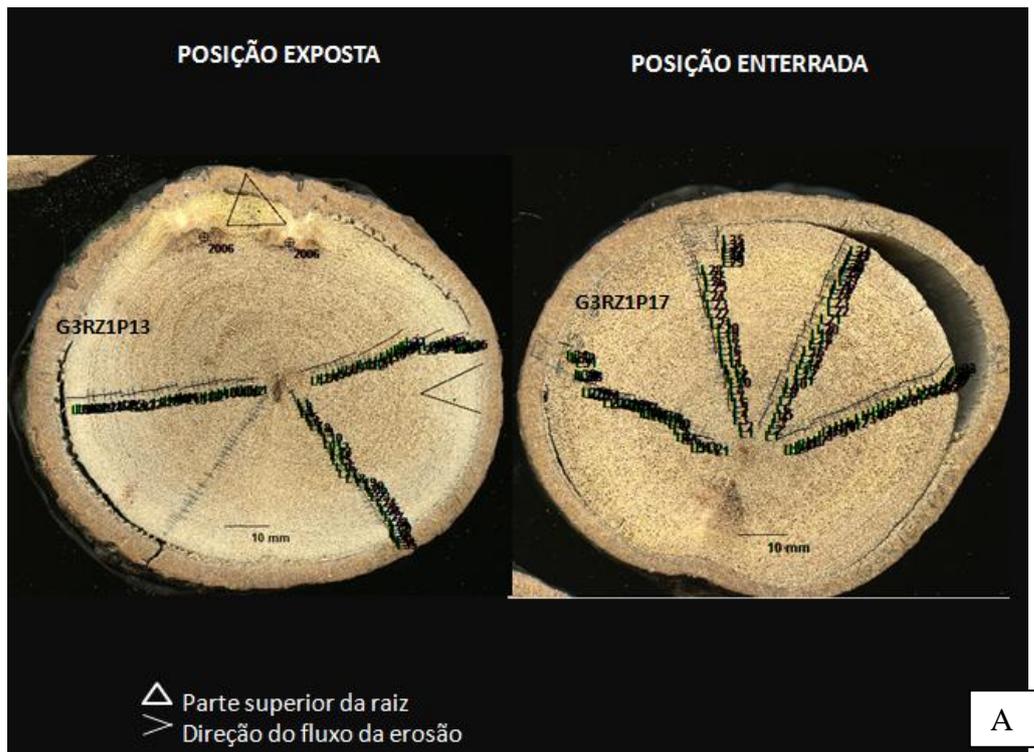
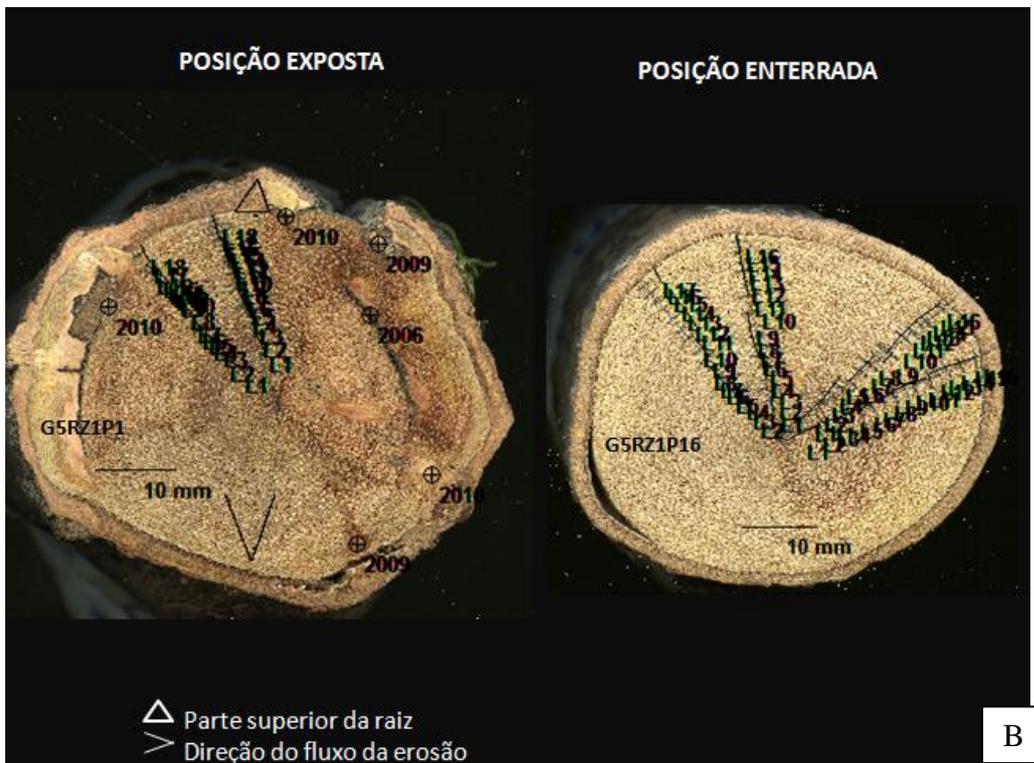


Figura 50 - Seção transversal da raiz G11RZ2, parte exposta (esquerda) e enterrada (direita)



A

Figura 51 – Seção transversal da raiz G3RZ1, parte exposta (esquerda) e enterrada (direita)



B

Figura 52 - Seção transversal da raiz G5RZ1, parte exposta (esquerda) e enterrada (direita)

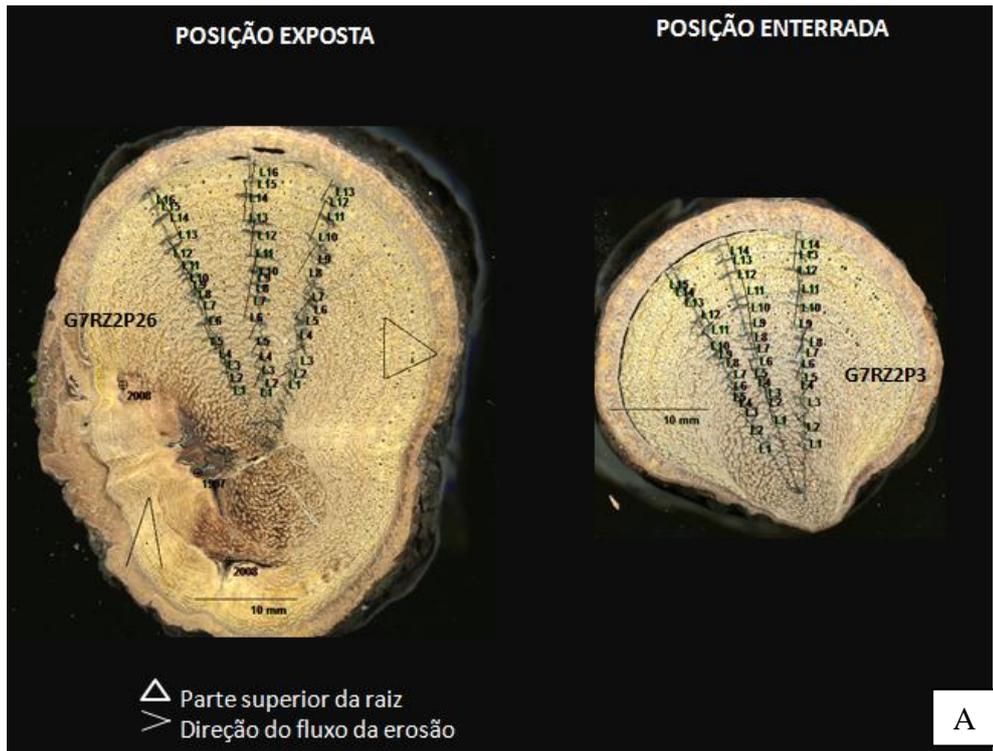


Figura 53 – Seção transversal da raiz G7RZ2, parte exposta (esquerda) e enterrada (direita)

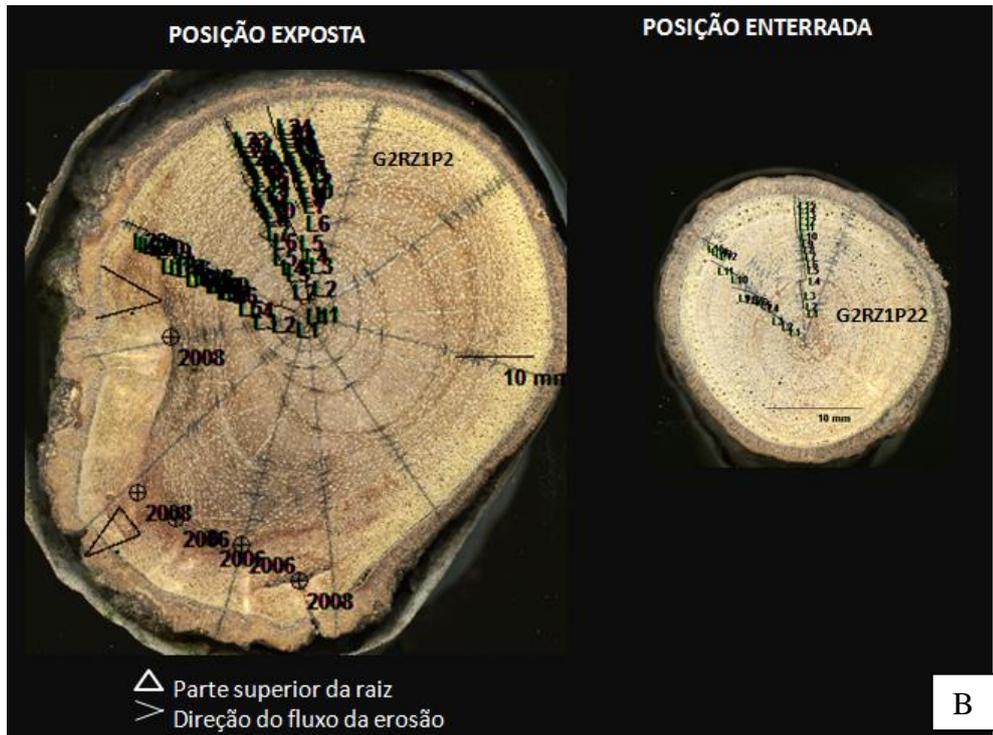


Figura 54 - Seção transversal da raiz G2RZ1, parte exposta (esquerda) e enterrada (direita)