

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**RECUPERAÇÃO DE FLORESTA ATLÂNTICA E
RESULTANTE HIDRO-EROSIVA EM CLAREIRAS DE
DESLIZAMENTOS NAS ENCOSTAS ÍNGREMES DO
MACIÇO DE TIJUCA, RJ.**

ANDRÉ BATISTA DE NEGREIROS

ORIENTADORA: PROF.^a ANA LUIZA COELHO NETTO

TESE DE DOUTORADO SUBMETIDA AO PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM
GEOGRAFIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO REQUISITO
PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIA.

JULHO/2011

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**

**RECUPERAÇÃO DE FLORESTA ATLÂNTICA E RESULTANTE HIDRO-EROSIVA
EM CLAREIRAS DE DESLIZAMENTOS NAS ENCOSTAS ÍNGREMES DO MACIÇO
DA TIJUCA, RJ.**

REQUISITO PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIA.

Aprovada em ___ / ___ / ___ pela banca examinadora:

(Ana Luíza Coelho Netto - DEGEOG/IGEO/UFRJ)

(André de Souza Avelar - DEGEOG/IGEO/UFRJ)

(Manoel do Couto Fernandes - DEGEOG/IGEO/UFRJ)

(Otto Correa Rotunno Filho COPPE/UFRJ)

(Rogério Ribeiro de Oliveira PUC-Rio)

JULHO / 2011

NEGREIROS, ANDRÉ BATISTA DE

Recuperação de Floresta Atlântica e Resultante Hidro-Erosiva em Clareiras de Deslizamentos nas Encostas Íngremes do Maciço da Tijuca, RJ.

Rio de Janeiro, 2011.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO / UFRJ

145p.

TESE DE DOUTORADO SUBMETIDA AO PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO REQUISITO PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIA.

- 1 – Hidrologia florestal
- 2 – Recuperação de clareiras.
- 3 – Geoecologia

A Vicente Batista Neto in memoriam.

Uma gota de chuva
A mais, e o ventre grávido
Estremeceu da terra.
Através de antigos
Sedimentos, rochas
Ignoradas, ouro
Carvão, ferro e mármore
Um fio cristalino
Distante milênios
Partiu fragilmente
Sequioso de espaço
Em busca de luz.
Um rio nasceu.

Vinícius de Moraes

AGRADECIMENTOS:

Aos meus pais Rosa e José e ao meu irmão Bruno por todo apoio e incentivo durante todos esses anos.

À Professora Ana Luíza Coelho Netto, pela orientação, apoio, amizade e incentivo durante todos esses anos dedicados a Geo-Hidroecologia.

Ao Professor André Avelar pelo apoio e incentivo nas etapas fundamentais dessa pesquisa.

Ao Professor William Dietrich, pelo auxílio, dicas e pelo acolhimento na Universidade da Califórnia em Berkeley.

Ao Professor Evaristo Castro Jr, pelas dicas, apoio e conversas pelo CCMN.

Aos órgãos de fomento CNPq, CAPES e FAPERJ e à toda equipe do Instituto Chico Mendes - Parque Nacional da Tijuca, em especial para Loreto Figueira e Bernardo Issa, por todo e apoio e estímulo nessa jornada.

Aos estagiários, Fábio, Pedro, Leonardo, Cintia e Roberta por todo o auxílio de campo e laboratório durante este trabalho.

Ao Anderson Sato, companheiro e amigo de campo e de vida.

A toda equipe do GEOHECO, em especial para Paulo Leal, Achilles Chirol, Rafael Xavier, Rogério Uagoda e Mariana Abdalad pela força ao longo da jornada e a Jorge e Daniele por todo apoio e logística nesses anos.

A Luís Felipe pela ajuda no trabalho de campo e na confecção dos mapas.

À Laís Troina que me acompanhou e ajudou na etapa final da Tese e que muito me ensinou com sua simplicidade, palavras e gestos.

À todos os amigos (inúmeros) que me auxiliaram nas jornadas de campo, monitoria de chuvas e/ou estímulo, prefiro não nomear para não esquecer de ninguém, Valeu Galera!

RESUMO:

No ecossistema florestal montanhoso, os deslizamentos de solos e rochas deixam cicatrizes erosivas que constituem clareiras de vários tamanhos no meio florestal. Nestas clareiras de deslizamento ocorre a total destruição do sistema biota–solo–água, Estas mudanças levam a alteração da dinâmica hidrológica e potencializam a vulnerabilidade da encosta tornando-a mais susceptível a novos movimentos de massa adjacentes a estas cicatrizes. Esse distúrbio propicia o escoamento e a erosão superficial que limita a retomada do processo de revegetação elevando a carga de sedimentos para os canais fluviais. Este trabalho pretende-se avaliar quantitativamente o escoamento superficial e a produção de sedimentos oriundos de uma cicatriz de deslizamento de 1996 (3,3 ha) e sua borda, numa encosta íngreme florestada do maciço da Tijuca e as entradas de chuvas e descargas fluviais de sólidos em uma pequena bacia de drenagem sob influência de cicatrizes de deslizamento (22 ha), comparando com respostas de uma bacia de drenagem com a presença de estradas pavimentadas e trilhas (8 ha) .Foram realizadas a mensuração do escoamento superficial e transporte de sedimentos em parcelas hidro-erosivas; e levantamentos de características de estrutura vegetal e topo do solo. As descargas líquidas e sólidas foram mensuradas em duas estações fluviio-sedimentométricas e a precipitação através de pluviômetro digital. Os valores (%) médios da razão entre vazão (Q) e Atravessamento (At) encontrados variaram entre foram de 3,0%; e 5,1% no interior da clareira e 3,5% em sua borda Comparando com os estudos anteriores percebe-se que não ocorreu variações e que a baixa proporção de escoamento revela alta infiltração no meio rochoso fraturado como evidenciado em campo. Os dados das bacias laboratório apontam para uma rápida resposta da descarga fluvial, elevada turbidez no canal frente aos eventos de chuvas e elevada de carga de sedimentos mais grosseiros retidos a montante dos vertedouros. Elevadas cargas de sedimentos foram encontradas em ambas as bacias, sobretudo na bacia do riacho da Solidão. Estes resultados corroboram o que foi indicado por Coelho Netto (1985) que indicava as áreas de estradas, trilhas e estacionamentos no interior da Floresta da Tijuca, como as principais áreas de produção de escoamento superficial e erosão.

ABSTRACT:

In the mountain forest ecosystem, frequent landslides gradually produce scars and crevices of various sizes in the forest environment. In these formations, effective destruction of the water-soil-biota system promotes changes in the hydrological dynamics and vulnerability of slopes, making them more susceptible to subsequent mass movements adjacent to the existing formations. This condition results in surface runoff and erosion that limits vegetation and raises the load of sediment entering the river channels below. This work aims to quantitatively assess runoff and sediment yield from a 3.3 ha landslide scar on a steep forested massif in Tijuca generated in February 1996, as well as examine the inputs of rainfall and sedimentary river discharges in a catchment (22 ha) under the influence of landslide scars compared with the responses of another catchment (8 ha) in the presence of paved roads and trails. In order to measure runoff and sediment transport, hydro-erosive plots were constructed to survey vegetation structure and characteristics of top soil. The liquid and solid discharges were measured at two stations and precipitation was quantified through a digital raingauge. The average percentage ratio of slopewash (Q) to precipitation/throughfall (A_t) varied from 3.0% and 5.1% within the gap, and was 3.5% at its edge. Previous studies showed that changes did not occur and that this low rate of flow reveals the infiltration through fractured rock as evidenced in data collected in the fieldwork. The data indicated a rapid response of river discharge, high turbidity in the channel before the events of rainfall and a large coarse sediment load retained upstream of the dam. Substantial sediment loads were found in both catchments, especially in the catchment connected to the roads. These results confirm what was indicated by the study of Coelho Netto (1985), which indicated that the areas of roads, trails and parking lots inside the Tijuca Forest are the main production areas of runoff and erosion.

SUMÁRIO

1 Introdução	1
1.1 Considerações iniciais.....	1
1.2 Objetivos.....	5
1.2.1 Objetivo geral.....	5
1.2.2 Objetivos específicos.....	6
2 Revisão Bibliográfica	7
2.1 Geocologia, uma abordagem sistêmica para questões ambientais.....	7
2.2 Hidrologia Florestal.....	9
2.3 Sucessão vegetal em florestas tropicais úmidas.....	16
2.4 Recuperação florestal de clareiras e seus principais fatores limitantes.....	20
2.5 Bacias de drenagem e transporte de sedimentos.....	23
3 Área de estudo	28
3.1 O maciço da Tijuca.....	28
3.2 A floresta da Tijuca.....	30
3.3 Clareira de deslizamento laboratório.....	35
3.4 Bacias de drenagem laboratório.....	38
3.4.1 Bacia do rio da Fazenda.....	43
3.4.2 Bacia do riacho da Solidão.....	43
4 Materiais e métodos	46
4.1 Mensurações e análise de precipitação.....	46
4.2 Levantamento de indicadores ambientais da clareira laboratório.....	51
4.2.1 Levantamentos de indicadores da estrutura da vegetação.....	51
4.2.2 Levantamentos de indicadores do topo do solo e serrapilheira.....	52
4.2.3 Mensurações de escoamento superficial e fluxo de atravessamento.....	53
4.3 Medidas nas estações fluvio-sedimentométricas.....	57
4.3.1 Mensurações das descargas fluviais e transporte da carga de sólidos em suspensão.....	58
4.3.2 Mensuração de carga de sólidos transportados por carga de fundo.....	62

4.3.3 Mapeamento das clareiras de deslizamentos, fontes de erosão e ajuste da base cartográfica.....	63
5 Resultados e discussões.....	65
5.1 Entradas atmosféricas por precipitação na área de estudo	65
5.2 Resultantes Geohidroecológicas da clareira laboratório do Papagaio.....	69
5.2.1 Características da estrutura da vegetação	69
5.2.2 Características da estrutura física do topo da solo e serrapilheira	81
5.2.3 Resultante hidrológica da clareira laboratório florestada	88
5.3 Resultante hidrológica e sedimentométrica nas bacias de estudo	98
5.3.1 Bacia do rio da Fazenda.....	99
5.3. Bacia do riacho da solidão.....	111
6 Conclusões.....	125
7 Referências bibliográficas	127
8 Anexos.....	142

SUMÁRIO DE FIGURAS

- Figura 3.1.1:** Localização do maciço da Tijuca inserido no município do Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Fonte: GEOHECO-UFRJ..... 30
- Figura 3.2.1:** Visão aérea do maciço da Tijuca evidenciando a pressão exercida pela metrópole por sua vizinhança e delimitação do Parque Nacional da Tijuca com seus respectivos setores: A, B, C e D. Fonte: GEOHECO-UFRJ..... 32
- Figura 3.2.2:** Mapeamento de cicatrizes de deslizamentos ocorridos nos eventos extremos de precipitação de 1996 e 2010. Extraído de Coelho Netto, *et al.* (Inédito)..... 34
- Figura 3.3.1:** Localização e visualização da clareira gerada por deslizamento, logo após o evento erosivo, evidenciando as rotas dos deslizamentos nas bordas adjacentes dos eventos ocorridos nos anos de 1988 e 1996..... 36
- Figura 3.3.2:** Fotografia aérea da clareira de deslizamento do Papagaio, no ano de 1999. Foto IPP 1999..... 37
- Figura 3.3.3:** Caracterização topográfica fontes de erosão do interior da clareira de deslizamentos e a classificação dos domínios Geo-Hidroecológicos determinados em estudo anterior.Extraído de Cruz (2001)..... 37
- Figura 3.3.4:** Colonização vegetal por Espécies arbóreas pioneiras e secundárias iniciais nas bordas da clareira de deslizamento..... 38
- Figura 3.4.1:** Localização da clareira de deslizamento, bacias de drenagem estudadas, e posto pluviométrico GEOHECO-UFRJ. Também é visualizado também o modelo digital de elevação do relevo, demonstrados por classes de altitude..... 39
- Figura 3.4.2:** Mapa geológico da área do maciço da Tijuca, na qual se insere as bacias de drenagem estudadas. As informações geológicas foram extraídas do relatório GEOHECO – SMAC (2000)..... 40
- Figura 3.4.3:** Mapa de classes de declividades da área do maciço da Tijuca, que se localizam as bacias de drenagem estudadas e arredores..... 41
- Figura 3.4.4:** Mapa de orientação das encostas da área do maciço da Tijuca em que se localiza as bacias drenagem estudadas..... 42
- Figura 3.4.2.1:** Fotografia aérea do ano de 2008 com bacia de drenagem delimitada é a do rio da Fazenda, visualiza-se também o mapeamento de clareiras de deslizamento de 1996..... 44

Figura 3.4.2.2: Fotografia aérea do ano de 2008 combacia de drenagem delimitada é a do riacho da solidão, visualiza-se também o mapeamento de clareiras de deslizamento de 1996.....	45
Figura 4.1.1: Detalhe do posto pluviométrico GEOHECO-UFRJ, (a) coletor de chuvas e (b) e sistema de armazenamento digital dos dados de chuva.....	47
Figura 4.1.2: Pluviômetro em área aberta, no interior da cicatriz de deslizamento do Papagaio.....	48
Figura 4.1.3: Procedimento de coleta dos dados pluviométricos no posto pluviométrico GEOHECO – UFRJ.....	48
Figura 4.2.1: Localização das parcelas amostrais (10x10m) nos diferentes domínios sucessionais n interior da clareira do Papagaio e suas bordas.....	50
Figura 4.2.2: Visualização do plano amostral dos diferentes domínios sucessionais da clareira laboratório do Papagaio.....	51
Figura 4.2.1.1: Parcelas de estrutura da vegetação (a) e detalhe de identificação de indivíduos arbóreos amostrados (b).....	52
Figura 4.2.2.1: Coleta de serrapilheira acumulada disposta sobre o solo através de quadrado amostral de 50 x 50 cm.....	53
Figura 4.2.3.1: Localização das parcelas hidro-erosivas (3x2 m) no domínio inter ravinas no interior da clareira e borda florestada. Onde: RE-Revegetação espontânea; BF - BordaFlorestada; e RI -Revegetação induzida.....	55
Figura 4.2.3.2: Parcela hidro-erosiva instalada na borda florestada da clareira laboratório.....	55
Figura 4.2.3.3: Quadro commedidas de declividade no interior das parcelas hidro-erosivas nos diferentes domínios.....	56
Figura 4.2.3.4: Material de coleta e mensuração do escoamento superficial, interceptação e produção de sedimentos; (a) balde e agitador artesanal; (b) homogeneização do total de sedimentos escoado; (c) coleta de sub-amostra de sedimentos transportados.....	56
Figura 4.3.1: Estação Fluvio-sedimentométrica da bacia do riacho da Solidão.....	57
Figura 4.3.2: Estação Fluvio- Sedimentométrica da bacia do rio da Fazenda.....	58
Figura 4.3.1.1: Etapa de nivelamento de precisão da régua linimétrica em relação ao vértice do vertedouro.....	60
Figura 4.3.1.2: Detalhe da instalação dos Sensores de nível d'água e turbidez nas estações fluvio-sedimentométrica.....	61

Figura 4.3.1.3: Detalhe do Sistema de armazenamento dos dados (Data Logger GL 500) compondo o sistema automático de aquisição dos dados da estação fluvio-sedimentométrica.....	61
Figura 4.3.2.1: Detalhe do levantamento batimétrico de sedimentos depositados por carga de fundo a montante dos vertedouros.....	62
Figura 4.3.3.1: Levantamento e medida das fugas de água e fontes de erosão de estradas e trilhas no interior das bacias de drenagem estudadas.....	64
Figura 4.3.3.2: Detalhe do Georreferenciamento de precisão das estações Fluvio – Sedimentométricas.....	64
Figura 5.3.1: Histograma de precipitação acumulada anual da estação pluviométrica Capela Mayrink para o período de 1977 a 1993; 1996-2002 e 2006-2009.....	65
Figura 5.3.2: Precipitação acumulada mensal e média mensal e máxima e mínima de chuvas acumuladas mensais da estação Capela Mayrink para o período de 1977 a 1993; 1996-2002 e 2006-2009.....	67
Figura 5.3.3: Percentagem de ocorrência de chuvas em classes de precipitação para o posto pluviométrico GEOHECO-UFRJ entre janeiro de 2010 a abril de 2011.....	68
Figura 5.3.4: Histograma de precipitação a cada hora do evento extremo de precipitação entre 05 a 08 de abril de 2010 no maciço da Tijuca.....	69
Figura 5.2.2.1: Altura estimada média e desvio padrão nos diferentes domínios no interior da clareira de deslizamento e suas bordas.....	72
Figura 5.2.2.2: DAP médio e desvio padrão nos diferentes domínios no interior da clareira de deslizamento e suas bordas.....	72
Figura 5.2.1.3: Recolonização florestal da borda esquerda do dígito direito da clareira de deslizamento, destaca-se a recolonização florestal por espécies secundárias iniciais.....	73
Figura 5.2.1.4: Área basal dos diferentes domínios sucessional do interior da clareira de deslizamento e suas bordas.....	73
Figura 5.2.1.5: Interior da clareira de deslizamento sob revegetação inicial e densamente colonizada por <i>Gleichenia</i>	75
Figura 5.2.1.6: Interior da clareira de deslizamento colonizada por espécies secundárias iniciais.....	76
Figura 5.2.1.7: Detalhe de Enraizamento de espécies secundárias iniciais em área de revegetação no interior da clareira de deslizamento.....	76
Figura 5.2.1.8: Densa camada de necromassa de <i>Gleichenia</i> , evidenciando avanço sucessional no interior da clareira de deslizamento.....	77

Figura 5.2.1.9: Classes de diâmetro a altura do peito (DAP) nos diferentes domínios sucessionais da clareira de deslizamento.....	78
Figura 5.2.1.10: Classes de altura em diferentes domínios sucessionais da clareira de deslizamento.....	79
Figura 5.2.1.11: Comparativo de média de diâmetro a altura do peito (DAP) entre o estudo de Cruz (2000) e esse estudo nos diferentes domínios sucessionais estudados.....	80
Figura 5.2.1.12: Comparativo de altura estimada entre o estudo de Cruz (2000) e esse estudo nos diferentes domínios sucessionais estudados.....	80
Figura 5.2.1.13: Seqüência temporal do recobrimento da vegetação na clareira de deslizamento estudada, ressalta-se diferente enquadramento na fotografia de 1996, por essa estar em uma escala diferente. Fonte: Ortofotografias IPP-Rio de Janeiro.....	81
Figura 5.2.2.1: Textura do solo na profundidade entre 0 a 5 cm nos domínios sucessionais da clareira estudada.....	82
Figura 5.2.2.2: Triângulo textural na profundidade entre 0 a 5 cm nos domínios sucessionais da clareira estudada.....	82
Figura 5.2.2.3: Textura do solo na profundidade entre 10 a 15 cm nos domínios sucessionais da clareira estudada.....	83
Figura 5.2.2.4: Triângulo textural na profundidade entre 10 a 15 cm nos domínios sucessionais da clareira estudada.....	84
Figura 5.2.2.5: Porcentagem média de agregados do solo nos domínios da clareira estudada na profundidade entre 0 a 5 cm.....	86
Figura 5.2.2.6: Porcentagem média de agregados do solo nos domínios da clareira estudada na profundidade entre 10 a 15 cm.....	86
Figura 5.2.2.7: Média de porcentagem de matéria orgânica nos diferentes domínios sucessionais da clareira estudada. O Dígito esquerdo da borda esquerda só tem uma amostragem por conta da ausência de solo de 10 a 15 cm.....	87
Figura 5.2.2.8: Porcentagem média de composição de estrutura da serapilheira em camadas O ₁ e O ₂ nos diferentes domínios sucessionais da clareira estudada.....	87
Figura 5.2.3.1: Correlação de dados de precipitação entre o posto pluviométrico GEOGECO – UFRJ e pluviômetro em área aberta situado na clareira estudada.....	88
Figura 5.2.3.2: Correlação de dados de precipitação aberta na clareira estudada e fluxo de atravessamento nos diferentes domínios sucessionais amostrados.....	90

Figura 5.2.3.3: valores percentuais médios da razão Escoamento superficial(Q) / Fluxo de atravessamento (At) nos diferentes domínios estudados.....	91
Figura 5.2.3.4: Valores percentuais médios da razão escoamento superficial(Q) / fluxo de atravessamento (At) nos diferentes domínios estudadosos eventos amostrados nos anos de 2010 e 2011.....	93
Figura 5.2.3.5: Correlação entre valores de escoamento superficial e atravessamento no domínio sucessional de borda florestada da clareira estudada.....	95
Figura 5.2.3.6: Correlação entre valores de escoamento superficial e atravessamento no domínio sucessional de revegetação induzida da clareira estudada.....	95
Figura 5.2.3.7: Correlação entre valores de escoamento superficial e atravessamento no domínio sucessional de revegetação espontânea da clareira estudada.....	95
Figura 5.2.3.8: Valores percentuais médios de escoamento superficial nos diferentes domínios sucessionais da clareira estudada e em três diferentes estudos ocorridos nos mesmos pontos ao longo do tempo.....	96
Figura 5.2.3.9: Evidência em campo de infiltração de água através das fraturas das rochas no interior da clareira estudada.....	96
Figura 5.2.3.10: Valores médios de cargas de sedimentos transportados (g/L) nos diferentes domínios sucessionais da clareira estudada e comparados aos valores de estudos realizados anteriormente.....	98
Figura 5.3.1: Perfil longitudinal dos canais fluviais do rio da Fazenda e riacho da Solidão que compõem as bacias de drenagem estudadas.....	99
Figura 5.3.1.1: Valores médios mensais de vazão média, vazões máximas e mínimas e turbidez na bacia estudada do rio da Fazenda.....	102
Figura 5.3.1.2: Vazão e turbidez na bacia do rio da Fazenda para o evento de 10 de março de 2011.....	104
Figura 5.1.3.3: Vazão e turbidez na bacia do rio da Fazenda para o evento de 28 de setembro de 2010.....	104
Figura 5.1.3.4: Vazão e turbidez na bacia do rio da Fazenda para o evento entre 05 a 06 de dezembro de 2010.....	105
Figura 5.1.3.5: Vazão e turbidez na bacia do rio da Fazenda para o evento entre 24 a 28 de abril 2011.	105
Figura 5.3.1.6: Representação de modelo de acúmulo de sedimentos a montantedo vertedouro para a bacia do rio da Fazenda pós o evento de abril de 2010.....	106

Figura 5.3.1.7: Representação de modelo de acúmulo de sedimentos a montante do vertedouro para a bacia do rio da Fazenda pós o evento entre 8 de dezembro de 2010 a 6 de abril de 2011..... 107

Figura 5.3.1.8: Representação de modelo de acúmulo de sedimentos a montante do vertedouro para a bacia do rio da Fazenda pós o evento entre 06 de abril de 2011 a 13 de maio de 2011..... 107

Figura 5.3.1.9: Assoreamento completo pós eventos de grande intensidade de abril de 2010 da estação fluvio –sedimentométrica da bacia laboratório do rio da Fazenda..... 108

Figura 5.3.1.10: Mapeamento das fontes de erosão no interior da bacia do rio da Fazenda..... 109

Figura 5.3.1.11: Seqüência temporal da recuperação florestal das clareiras geradas por deslizamento na bacia laboratório do rio da Fazenda. Nota-se diferente enquadramento para o ano de 1996 por conta de ser de escala 1:20.000, enquanto as demais fotografias são na escala 1:10.000..... 110

Figura 5.3.2.1: Valores médios mensais de Vazão Média, Vazões máximas e mínimas e turbidez na estação fluvio-sedimentométrica da bacia do riacho da Solidão..... 114

Figura 5.3.2.2: Vazão e turbidez na bacia do riacho da Solidão para o evento de 18 de janeiro de 2011.....115

Figura 5.3.2.3: Vazão e turbidez na bacia do riacho da Solidão para o evento entre 27 a 29 de julho de 2010.....115

Figura 5.3.2.4: Vazão e turbidez na bacia do riacho da Solidão para o evento entre 16 a 19 de julho de 2010.....116

Figura 5.3.2.5: Vazão e turbidez na bacia do riacho da Solidão para o evento entre 24 a 28 de abril de 2011.....116

Figura 5.3.2.6: Representação de modelo de acúmulo de sedimentos a montante do vertedouro para a bacia do rio da Fazenda pós o evento entre 8 a 10 abril de 2010..... 117

Figura 5.3.2.7: Representação de modelo de acumulo de sedimentos a montante do vertedouro para a bacia do rio da Fazenda pós o evento entre 12 de janeiro de 2011 a 6 de abril de 2011..... 117

Figura 5.3.2.8: Representação de modelo de acúmulo de sedimentos a montante do vertedouro para a bacia do rio da Fazenda pós o evento entre 6 de abril de 2011 a 13 de maio de 2011.....	118
Figura 5.3.2.9: Evidência de completo assoreamento do vertedouro da bacia do rio da Solidão em abril de 2010.....	118
Figura 5.3.2.10: Fugas d'água da estrada promovendo erosão na encosta.....	119
Figura 5.3.2.11: Escoamento superficial oriundo de estradas pavimentadas.....	120
Figura 5.3.2.12: Mapeamento dos pontos de erosão associados a trilhas ou estradas no interior da bacia do riacho da Solidão.....	121
Figura 5.3.2.13: Assoreamento das caixas coletoras de sedimentos a montante do açude da Solidão.....	122
Figura 5.3.2.14: Assoreamento do açude da Solidão, evidenciado após evento de abril de 2010.....	122

SUMÁRIO DE TABELAS

Tabela 5.2.2.1: Resumo dos valores dos indicadores da estrutura da vegetação nos diferentes domínios da clareira laboratório.....	71
Tabela 5.2.1.2: Valores estruturais para a área de floresta climácica do Pai Ricardo, localizado na vertente sul do maciço da Tijuca, Rio de Janeiro, RJ.....	74
Tabela 5.2.3.1: Valores de precipitação em área aberta na clareira deslizamento estudada e valores da relação Q/At nos diferentes domínios sucessionais da clareira laboratório.....	92
Tabela 5.2.3.2: Valores de vazão média, desvio padrão e vazão máxima e mínima em diferentes classes de chuva em diferentes domínios da clareira laboratório do Papagaio.....	93
Tabela 5.2.3.3: Valores de escoamento superficial em litros (L) e transporte de sedimentos em gramas (g) e gramas por Litro (g/L) nos diferentes domínios sucessionais da clareira estudada nos eventos amostrados.....	97
Tabela 5.3.3.1: Valores de precipitação acumulada mensal, vazão média, máxima e mínima, turbidez na estação fluvio-sedimentométrica do rio da Fazenda.....	101
Tabela 5.3.3.2: Valores de precipitação acumulada mensal, Vazão específica média, Máxima e mínima, turbidez na estação fluvio-sedimentométrica do rio da Fazenda.....	101

SUMÁRIO DE ANEXOS

Anexo 8.1: Textura do solo nos diferentes domínios analisados na clareira de deslizamento estudada entre a profundidade de 0 a 5 cm	142
Anexo 8.2: Textura do solo nos diferentes domínios analisados na clareira de deslizamento estudada entre a profundidade de 10 a 15 cm.....	143
Anexo 8.3: Classe de agregados do solo nos diferentes domínios na clareira de deslizamento estudada entre a profundidade de 0 a 5 cm.....	144
Anexo 8.4: Classe de agregados do solo nos diferentes domínios na clareira de deslizamento estudada entre a profundidade de 10 a 15 cm.....	145

1 INTRODUÇÃO:

1.1 Considerações iniciais

É amplamente reconhecido o esforço mundial para reduzir os prejuízos relacionados aos desastres naturais. A aceleração das mudanças ambientais, aliada ao aquecimento global e à explosão demográfica tende a intensificá-los já nas primeiras décadas do século XXI. Em consequência de mudanças no clima, é previsto ocorrer uma elevação das temperaturas, evaporação, nebulosidade e também da pluviosidade, principalmente com a ocorrência de chuvas cada vez mais intensas acarretando deslizamentos e enchentes desastrosas. Tais eventos vêm assumindo magnitudes catastróficas frente ao crescimento populacional em cidades e a concentração de população em áreas de maior vulnerabilidade (Tavares, 2004).

As perdas de cobertura florestal, decorrentes da expansão das atividades humanas, potencializam os efeitos de fenômenos erosivo-depositivos, do ciclo hidrológico. No contexto da globalização, enfatiza-se que os desastres naturais relacionados à água provocam grande instabilidade social nos países pobres, propagando efeitos de instabilidade social a nível internacional. Por essa razão, tem-se justificado o direcionamento de esforços internacionais no sentido de promover a redução dos desastres naturais relacionados à água ou à mitigação dos efeitos subsequentes.

Os desastres constituem eventos adversos, naturais ou provocados pelo homem, sobre um ecossistema vulnerável, causando danos humanos, materiais, ambientais e, conseqüentemente, prejuízos ecológicos e sociais, como definiu a Comissão Nacional de Defesa Civil-CONDEC. A intensidade de um desastre depende da interação entre a magnitude do evento adverso e a vulnerabilidade do sistema, e é quantificada em função de danos e prejuízos.

De acordo com a Resolução do CONDEC, a prevenção de desastres compreende:

- avaliação de riscos de desastres - envolve o estudo das ameaças de desastres e do grau de vulnerabilidade do sistema e dos corpos receptores e também as sínteses conclusivas, para avaliação e hierarquização dos riscos de desastres e a definição de áreas de maior risco.
- redução de riscos de desastres - envolvendo um conjunto de medidas/ações preventivas, que objetivam reduzir os riscos de desastres, através da minimização de ameaças e/ou de vulnerabilidades.

Dentre os principais desastres naturais que ocorrem nas regiões montanhosas costeiras do sudeste brasileiro, sobressaem os que estão associados aos movimentos de massa e às inundações nas baixadas adjacentes. As características climáticas aliadas a ampla presença de montanhas e a ações antrópicas nas encostas, favorecem a ocorrência de tais eventos. Para todo o Brasil Macedo *et al.* (2004) apontam, através de levantamento de fatos publicados em jornais um total de 1534 mortes decorrentes de deslizamentos de terra no período entre 1988 a junho de 2004. Fernandes *et al.* (1999), baseados em documentos da Fundação GEORIO, ressaltam que, em 30 anos, ocorreram cerca de 500 casos de deslizamentos no Rio de Janeiro, sendo 47% em áreas de favelas. Amaral e Feijó (2004) indicaram que a cidade do Rio de Janeiro registrou uma média de 28 escorregamentos por ano no período entre 1938 a 2001.

Esses desastres associados aos deslizamentos, principalmente os movimentos translacionais e fluxos detríticos, característicos de regiões montanhosas, podem ter seu poder destrutivo ampliado por conta da degradação ambiental da paisagem, que tende a intensificar a magnitude e a frequência dos deslizamentos (Coelho Netto, 2005). O rápido incremento das cargas de sedimentos nos canais fluviais que drenam as encostas montanhosas e atravessam as baixadas circundantes por uma rede de canais retificados e drenos enterrados acarretam obstrução ao escoamento e assoreamento desses canais, causando enchentes sobre áreas de baixa declividade (Coelho Netto, 1996).

Na cidade do Rio de Janeiro o grande significado que os eventos pluviais concentrados e seus impactos passaram a adquirir na vida da cidade, principalmente dos anos 60 do século passado até os dias atuais, por conta do aumento da população, em especial entre os meses de dezembro a março, coloca a questão de estas chuvas serem as de maior impacto sobre a cidade em relação às catástrofes naturais (Brandão, 2001). Aliado a isso, o alto adensamento populacional nas baixadas adjacentes potencializa os efeitos imediatos das enchentes na medida em que interferem na vida cotidiana, destruindo bens materiais e, por vezes, até perdas de vidas humanas. Além dos distúrbios imediatos durante as chuvas, os efeitos podem ainda se propagar posteriormente ao evento através de doenças infecciosas, especialmente a leptospirose, além de diarreias, hepatite viral aguda e problemas respiratórios e dermatológicos (Buss, 1997; Barcelos, 2003).

Os deslizamentos de solos e rochas deixam cicatrizes erosivas que constituem clareiras de vários tamanhos no meio florestal. As clareiras podem ser de menor magnitude, como as geradas pela morte natural ou acidental de uma ou mais árvores sobre o piso florestal (Denslow, 1980, 1987; Fraver et al., 1988, Kageyama, 1989; Valverde e Silvertown, 1997), ou por um evento erosivo de grande magnitude como um movimento de massa, resultando numa abertura do dossel florestal. Nesse caso, as clareiras podem se estender por grandes áreas.

Nessas clareiras geradas por deslizamentos, ocorre significativa alteração do sistema biota–solo–água, propiciando a geração de erosão por escoamento superficial (tipo “hortoniano”) que limita a retomada do processo de revegetação (Castro Jr. *et al.*, 1997; Chirol, 2003). Essas transformações levam a alterações hidroclimáticas no seu interior e entorno imediato (efeito de borda), através de modificações de luminosidade, umidade e temperatura no sistema florestal, como visto por Montezuma (2005) e Chirol (2008). Essas mudanças levam a alterações na dinâmica hidrológica dessa área afetada e potencializam a vulnerabilidade da encosta, tornando-a mais susceptível a novos movimentos de massa adjacentes a essas cicatrizes, tal como identificaram (Coelho Netto *et al.*, 1999, Larsen *et al.* 1999, Cruz, 2001, Negreiros, 2006).

Nas clareiras de deslizamento, após a ocorrência de eventos extremos, a relação entre chuvas e carga de sedimentos para os canais fluviais tende a manter taxas superiores ao período que antecede os desastres, devido à erosão superficial subsequente na clareira (Rocha Leão, 1997; Cruz, 2001; Oswaldo Cruz, 2004; Negreiros, 2006). Ou seja, em resposta às chuvas menos intensas, as clareiras geram deslizamentos que podem fornecer cargas de sedimentos elevadas ou suficientes para manter o assoreamento dos rios coletores, favorecendo o aumento na frequência de enchentes nas baixadas.

Negreiros (2009), mensurando as respostas hidrológicas e erosivas nos diferentes domínios geo-hidroecológicos de uma clareira de deslizamento (1,8 ha), com dezoito anos, verificou que, entre novembro de 2005 a março de 2006, a carga média de sedimentos transportados foi da ordem de $98 \text{ g/m}^2/\text{l}^{-1}$ durante os períodos chuvosos. Se validarmos esta taxa para o domínio erosivo da clareira, que abrange em torno de 60% da área total, obteve-se uma carga total de sedimentos de 1,05 ton. Considerando que a cicatriz tem 18 anos e que o domínio erosivo já está com alguma cobertura vegetal, pode-se supor que as cargas de sedimentos, logo após os eventos extremos, tenham sido bem superiores às atuais, reforçado ainda por uma contribuição de uma fuga de água proveniente da estrada que injetava fluxos pontuais concentrados para o interior dessa clareira.

Estudos referentes à recuperação das funções ecológicas da vegetação no interior de clareiras associadas aos deslizamentos e reconstrução do topo do solo foram realizados em áreas de florestas tropicais montanhosas por Guariguata (1990), Turetta, (1997), Chirol, (1999), Wilcke *et al.* (2003), Chirol, (2003), Montezuma (2005), Jordão (2004) e Chirol (2009). Já no que diz respeito ao retorno das funcionalidades hidrológicas e da produção de escoamento superficial e erosão, associadas ao retorno da vegetação e reconstrução do topo do solo foram realizados estudos desenvolvidos por Rocha Leão (1997), Larsen *et al.*(1999), Vilela (1999), Vilela, (2003), Westenberg (1999), Cruz (2000) Oswaldo Cruz, (2003), Negreiros (2006) e Negreiros (2009). Pouco se conhece a respeito dos efeitos erosivos subsequentes no aumento da carga sólida que converge para os canais fluviais durante os períodos de cheias. Supõe-se que essas cargas possam variar segundo os diferentes estágios de

recuperação florestal e reabilitação funcional (ecológica, hidrológica e erosiva) no interior das clareiras de deslizamento.

Esta tese de doutorado busca um melhor conhecimento sobre as relações entre os diferentes estágios de desenvolvimento e conservação florestal das clareiras de deslizamento e o seu entorno imediato, e a magnitude da contribuição de sedimentos que convergem dessas clareiras e outras fontes de contribuição, como estradas, trilhas e estacionamentos. Assim como em estudos anteriores desenvolvidos no Laboratório de Geo-Hidroecologia da UFRJ (GEOHECO-UFRJ), focando sobre este tópico, e temas afins, esta pesquisa concentra-se no maciço da Tijuca. Esse maciço representa o domínio montanhoso sob a floresta Atlântica e situa-se na interface com o meio urbano. Têm-se constituído numa área laboratório de pesquisas de campo desde 1975 (Coelho Netto, 1979). Busca-se avaliar a recuperação de clareiras de deslizamento geradas durante os eventos extremos de chuvas ocorridos em fevereiro de 1996 sobre o maciço da Tijuca.

Enfocou-se, neste estudo a análise do interior de uma clareira e suas borda como dito anteriormente. Enfatiza-se a avaliação das descargas fluviais e erosivas em recorte espacial de pequenas bacias de drenagem que foram associadas aos deslizamentos nos desastres de fevereiro de 1996. Como complemento, busca-se a comparação dessa fonte produtora de sedimentos com uma outra associada aos cortes de estrada e aberturas de trilhas e picadas, consideradas como principais fontes de escoamento e erosão superficial em bacias florestadas montanhosas (Coelho Netto, 1985).

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo geral

Este estudo busca compreender e quantificar a relação entre os processos hidrológicos e erosivos atuantes em clareiras de deslizamento, representadas pelas geradas em evento catastrófico de 1996, e a contribuição de sedimentos para os canais fluviais oriundas dessas clareiras durante os períodos de chuvas de diferentes

magnitudes. O estudo focaliza bacias de drenagem montanhosas com domínio de floresta alterada, representada pelo fragmento florestado sobre o maciço da Tijuca, RJ.

1.2.2 Objetivos específicos

- Avaliar o estágio de recuperação florestal (estrutura da vegetação) e reabilitação funcional (ecológica, hidrológica e mecânica) de uma clareira de deslizamento associada ao evento extremo de geração de 1996;
- Avaliar e quantificar as respostas hidrológicas (precipitação, interceptação e escoamento superficial) e erosivas dos diferentes impulsos de chuva da clareira de deslizamento representativa;
- Avaliar e quantificar as descargas líquidas e sólidas de pequenas bacias de drenagem, com clareiras de deslizamento geradas em 1996, em resposta às chuvas de diferentes magnitudes, comparando esses resultados com uma pequena bacia (sob influência de ações antrópicas, tais como estradas, trilhas e estacionamentos).

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Geoecologia, uma abordagem sistêmica para questões ambientais.

Na ciência geográfica, assim como em outras ciências, os conceitos-chave funcionam como as principais ferramentas de análise do geógrafo. Muito mais do que palavras que podem ser usadas no senso comum, esses conceitos representam uma ampla discussão dialética sobre suas definições e sobre a importância do mesmo para a análise geográfica. Podemos apontar os principais conceitos clássicos na geografia: espaço, região, território, lugar e paisagem. Progressivamente, os conceitos de rede e escala foram ganhando força na discussão geográfica. Considerando a importância de todos esses conceitos, este capítulo enfatizará o conceito de paisagem, mas precisamente a Ecologia da Paisagem ou como o seu termo sinônimo, Geoecologia.

Para Sauer (1925), o termo paisagem é apresentado para definir o conceito de unidade da geografia, para caracterizar a associação peculiarmente geográfica de fatos, onde uma forma na terra na qual o processo de modelagem não é imaginado como simplesmente físico, podendo ser, portanto, definido como uma área composta por uma associação distinta de formas, ao mesmo tempo físicas e culturais. O autor ressalta a importância da análise da estrutura e das funções de cada paisagem, as quais devem ser vistas sob um plano sistemático geral.

A Ecologia é definida segundo Ricklefs (1979) como o estudo das inter-relações entre os organismos e seu ambiente. O alvo da pesquisa ecológica é o entendimento de como o ambiente, incluindo padrões e processos bióticos e abióticos afetam a abundância e distribuição dos organismos.

O geógrafo alemão Carl Troll (1950) foi o precursor do que veio a se chamar de Ecologia da Paisagem ou Geoecologia. Este autor a definiu como o estudo das relações físico-biológicas que governam as diferentes unidades de paisagem. Para isso é esperado de um geógrafo ler e interpretar as principais características de uma paisagem, explicando as inter-relações funcionais dos seus elementos. Assim, conta-se com fatores individuais como geofatores e elementos cênicos. Isto requer contato

próximo e contínuo com um grande número de disciplinas relacionadas das ciências naturais, econômicas e sociais. Assim, a paisagem pode ser considerada como uma “entidade orgânica” ou um “indivíduo harmônico do espaço com um ritmo temporal e espacial ligados a inúmeros fatores.

Zonneveld (1979) *apud* Forman e Godron (1986) definiu paisagem como parte da superfície da terra, consistindo de um complexo de sistemas formado pelas atividades das rochas, água, ar, plantas, animais e o homem e que, por sua fisionomia, formam uma entidade conhecida.

Para os autores Forman e Godron (1986) a ecologia concentrou-se na investigação vertical (para uma relativa unidade espacial homogênea): englobando a relação entre plantas, animais, ar, água, enquanto a ecologia da paisagem na relação horizontal entre as unidades espaciais. Forman (1995) define a ecologia da paisagem como uma área do conhecimento que tem como foco as relações espaciais entre os elementos da paisagem e os ecossistemas, os fluxos de energia, nutrientes minerais e espécies nos elementos da paisagem e na dinâmica ecológica dos mosaicos da paisagem ao longo do tempo.

A paisagem para Forman e Godron (1986) pode ser considerada uma área espacialmente heterogênea. Para os autores, três características da paisagem são usualmente consideradas: estrutura, função e alterações. Estrutura refere-se às relações espaciais entre ecossistemas distintos, que é a distribuição de energia, materiais, e espécies em relação ao tamanho, forma, quantidade, tipologia e configuração dos componentes. Funções referem-se às interações entre elementos espaciais e ecossistemas. E por fim alterações que se referem à mudança na estrutura e função do mosaico ecológico através do tempo.

Para Forman (1995), o enfoque primário da ecologia da paisagem é sobre a heterogeneidade espacial de áreas geográficas, fluxos e redistribuição dos elementos da paisagem, ações humanas como respostas e suas influências recíprocas aos processos ecológicos. A forma para a heterogeneidade espacial é um mosaico, onde os objetos são agregados. Um mosaico pode conter somente fragmentos, ou apenas corredores. Fragmentos variam no tamanho (pequenos a grandes), de formas alongadas ou arredondadas, enquanto corredores variam de largos a estreitos, de alta

a baixa conectividade, de formatos meandranes a retos, e as matrizes podem ser limitadas a extensivas, diferentes ou relativamente homogêneas.

Estudos ecológicos, muitas vezes, tentaram obter um conhecimento preditivo sobre um determinado tipo de sistema sem considerar seu tamanho ou posição num vasto mosaico. Com isso, o estudo da ecologia da paisagem, pode ser aplicado num vasto universo de escalas, enfatizando-as e destacando suas conseqüências ecológicas quanto ao efeito espacial dos padrões dos ecossistemas. Assim Turner *et al.* (2001) enfatiza a importância da escala nesses estudos.

A ecologia da paisagem pode ser definida para Turner (1991) como o estudo dos efeitos de padrões e processos, onde os padrões referem-se especificamente à estrutura da paisagem. Em suma, a autora definiu a ecologia da paisagem como sendo a forma pela qual a estrutura da paisagem é capaz de afetar a abundância e distribuição dos organismos. Para a autora, a paisagem é vista como um mosaico ambiental, de padrão espacial heterogêneo e fragmentado em subsistemas ou unidades de paisagem denominadas de geocossistemas, os quais são relativamente homogêneos.

Hugget (1995) aponta para a importância do conceito de geosfera que se trata de esferas que se inter-relacionam. Essas esferas para o autor se tratam da: litosfera, atmosfera, hidrosfera, toposfera, biosfera, ecosfera e pedosfera. O mesmo afirma que a porção terrestre da ecosfera compreende a geocosfera ou esfera da paisagem. Com isso a geocosfera pode ser vista como um arranjo hierárquico da dinâmica espacial das estruturas que é um geocossistema. Ressalta-se a escala como referência da dimensão espacial ou temporal de um sistema. A escala de um geocossistema é determinada pelo observador de acordo com o problema ou o seu interesse.

2.2 Hidrologia florestal

A cobertura vegetal de florestas exerce diversas funções para o meio, sendo uma delas a de controlar e redistribuir a entrada de água no solo. Assim, as florestas são consideradas áreas com altas taxas de infiltração, capacidade de armazenamento

de água das chuvas e com raras ocorrências de fluxo superficial. Pioneiro na discussão das relações entre vegetação, geomorfologia e hidrologia, Gilbert (1877) afirmava que a vegetação encontra-se diretamente ligada ao suprimento de água. Com o passar dos anos, muitos estudos direcionaram-se para o entendimento do papel da vegetação e sua atuação na hidrologia.

A chegada da água da chuva no sistema florestal tropical dá-se pela precipitação meteórica. As chuvas ocorrem a partir do momento em que o vapor de água contido no ar atinge o chamado ponto de saturação, quando as moléculas agrupam-se e formam gotas com peso superior às forças que as mantêm como nuvens em suspensão. Os diferentes mecanismos de formação das chuvas relacionam-se diretamente com a abrangência espacial dos eventos. As chuvas podem ser consideradas eventos regionais de precipitação, quando associadas a grandes extensões ou eventos locais quando abrangem áreas menores. Pinto (1976) define os tipos de chuvas em três tipos: regionais, convectivas e orográficas

As chuvas regionais são geradas por choques de massas de ar com diferentes características de temperatura e umidade. No caso brasileiro, essas chuvas estão associadas aos avanços de massas de ar polar em direção a massas quentes e úmidas continentais, denominadas frentes frias ou polares. Próximo ao Equador, na região amazônica, as chuvas regionais estão frequentemente associadas aos movimentos de convecção do ar em grande escala.

As chuvas convectivas são aquelas geradas por movimentos de convecção do ar, desenvolvendo-se, principalmente, nas regiões tropicais e equatoriais associadas às nuvens "*cumulonimbus*" e descargas elétricas, atingindo áreas num raio de até 80 km. A convecção do ar é causada pela diferenciação térmica entre a parte central e as porções circundantes do ar, devido ao forte aquecimento solar da superfície do terreno durante o dia.

Por fim, as chamadas precipitações orográficas, que muitas vezes associam-se à entrada de frentes, ocorrendo quando as correntes de ar tendem a ultrapassar montanhas, serras e escarpas, onde a distribuição da precipitação é bastante afetada (Hewlett, 1969 e Tucci, 1993).

O primeiro contato da chuva com a vegetação dá-se pela sua interceptação pelas copas. A cobertura vegetal tem como uma de suas múltiplas funções o papel de interceptar parte da precipitação pelo armazenamento de água nas copas arbóreas e/ou arbustivos, de onde é perdida para atmosfera por evapotranspiração durante e após as chuvas. Quando a chuva excede a demanda da vegetação, a água atinge o solo por meio das copas (atravessamento) e do escoamento pelos troncos (fluxo de tronco) (Davis, 1939, Hewlett, 1969; Coelho Netto, 1994).

Pode-se observar, no caso da Floresta da Tijuca, em estudos conduzidos por Coelho Netto (1985) e Miranda (1992), uma variabilidade da interceptação mensal em relação às variações na distribuição de chuvas, especialmente quanto à sua intensidade. Esses resultados apontam para uma maior interceptação florestal na estação menos chuvosa (maio a agosto), influenciada tanto pelo regime de chuvas menos intensas como pela demanda da vegetação. Estudos conduzidos por Miranda (*op. cit.*), na estação experimental do alto rio da Cachoeira, no maciço da Tijuca, apontam que chuvas de até 10 mm podem ser totalmente interceptadas pelas copas, florestais, aumentando linearmente o atravessamento com o aumento da chuva, sendo responsáveis por perdas da água que precipita sobre a bacia da ordem de 24,5% do volume total de chuvas. Coelho Netto (1985), num estudo preliminar, encontrou uma taxa de 11% para a interceptação pelas copas na bacia do alto rio Cachoeira. Entre outras questões, a razão principal de tal discrepância entre os dois valores está em que a autora pondera em seus cálculos os espaços abertos do Parque Nacional da Tijuca – RJ, como estradas, parques, trilhas e estacionamentos. Silva *et al.* (2003), em estudo desenvolvido na floresta do Camorim localizada no maciço da Pedra Branca – RJ, de caráter secundário, apontou para valores médios de interceptação do volume total das chuvas de 13,3% para o domínio do divisor de drenagem e de 29,7% para a área amostral localizada no fundo de vale.

Oliveira e Coelho Netto (2001), ao avaliar a interceptação pelas copas arbóreas em áreas florestadas sob diferentes estágios sucessionais, após manejo agrícola realizado por comunidades caiçaras na Ilha Grande-RJ, apontaram médias de 27,7% para áreas de formação florestal pioneira, 28,9% em áreas de formação secundária de 25 anos e de 58,6% nas áreas de floresta clímax.

Em relação ao atravessamento das chuvas pelas copas arbóreas, Vallejo e Vallejo (1981), Miranda (1992) e Negreiros (2004) mostraram, na floresta da Tijuca, uma grande variação pontual do atravessamento de chuvas individuais pelas copas arbóreas. Essa variabilidade está associada a elementos estruturais da vegetação como a complexidade do dossel florestal e a morfologia das plantas. No interior da floresta, é possível encontrar pontos com precipitação terminal superior aos valores de precipitação acima das copas arbóreas. Tal fato é assumido em função da umidade antecedente, composição e estrutura da vegetação, como o fato de árvores de grande porte ter galhos que se projetam em ângulos relativamente horizontais, (Miranda, 1992). Outro exemplo pode ser dado através das bromélias que acumulam água no interior de sua folhagem e, ao transbordarem, aumentam um fluxo contínuo em direção ao solo. Holwerda *et al.* (2006), em área de floresta tropical úmida na região alto Montana de Porto Rico, encontrou valores variando entre 73% a 77% de atravessamento das chuvas.

Segundo Miranda (1992), o fluxo de tronco (*stemflow*) representa baixa proporção em relação à penetração da água das chuvas no piso florestal, como observado na floresta da Tijuca, representando, em média, menos de 2% das chuvas, e sua ocorrência se dá com chuvas superiores a 7 mm. O autor ressalta a alta variabilidade espacial do fluxo de troncos, que resulta dos seguintes aspectos: diâmetro dos troncos e arquitetura das copas arbóreas. Esse estudo também mostrou que palmeiras (*Euterpe edulis*), bastante presente nas encostas do maciço da Tijuca, possuem uma arquitetura de suas copas com acentuado grau de convergência para o centro da planta, gerando maiores taxas de fluxo de tronco. Em contrapartida, as árvores de grande porte geram menos fluxo de tronco, por conta de apresentarem galhos com inclinações próximas a 90% em relação ao seu eixo principal, que apresentam concentração de fluxos na superfície do tronco e que caem por gotejamento.

Já Holwerda *et al.* (2006) encontraram valores de 4,1% de fluxo de tronco em área de floresta anteriormente citada em Porto Rico. O autor ressalta que a área amostral era composta de 0,26% de palmeiras (*Prestoa montana*), e que essas

contribuíram para cerca de 66% do total de fluxo de tronco, fornecendo um valor de 2,7% para a porcentagem do total encontrado.

Com a chegada da água da chuva ao piso florestal (precipitação terminal), parte dessa água é absorvida pela camada de serrapilheira (camada composta por detritos orgânicos que caem da vegetação: folhas, galhos, sementes e flores), que, além de atuar como agente favorecedor à infiltração como distribuidor do fluxo em direção ao solo, impede o gotejamento direto das gotas de chuva na superfície mineral. Estudos conduzidos por Vallejo (1982), Coelho Netto (1986 e 1987) e Castro Jr. (1991) confirmam a importância do papel exercido pela serrapilheira na diminuição da erosão superficial, evitando a selagem do topo do solo e permitindo altas taxas de infiltração no ambiente florestal.

Em estudo em que foi quantificada a produção de serrapilheira no maciço da Tijuca, Oliveira (1987) encontrou uma taxa média de produção atingindo 8.900 kg/ha/ano. Montezuma (2005), em área de floresta secundária tardia, achou valores próximos a esses, de 8.700 kg/ha/ano e para áreas no interior de clareiras geradas por deslizamentos, esses valores variaram entre 3.200 a 8.700 kg/ha/ano. Já Kindel e Garay (2002), considerando também a camada da serrapilheira sob processo de mineralização, que compreende o material fino menor que 2 mm (camada H), encontraram valores médios de 17.000 kg/ha/ano para a floresta da Tijuca e valores variando entre 5.890 a 6.280 kg/ha/ano para dois diferentes tipos de domínio em mata de tabuleiro no Espírito Santo.

Coelho Netto (1987) descreve os mecanismos de formação de fluxos de serrapilheira em encostas do maciço da Tijuca, ressaltando baixo valor de fluxos, com pouca competência erosiva e descontinuidade desse tipo de escoamento. Segundo a autora, esses fluxos formam-se entre as camadas orgânicas (serrapilheira e malha fina de raízes), sendo absorvidos de forma lenta e gradual pela superfície mineral, e que a presença de certos elementos, tais como galhos, blocos rochosos ou folhas de difícil decomposição, aumenta a produção de escoamento numa proporção direta com a intensidade das chuvas. Vallejo (1982), em estudo conduzido na floresta da Tijuca, indica que a serrapilheira tem uma capacidade de retenção média em torno de 250% para a camada O₁, que corresponde aos detritos que não mostram evidências de

decomposição e 300% para a camada O₂, que são os materiais decompostos em estado de fragmentação. Esta capacidade de retenção varia em função da composição dos detritos orgânicos e do estágio de decomposição.

Na interface solo-mineral-serrapilheira, tem-se a presença da malha de raízes superficiais densamente distribuídas, assumindo, muitas vezes, uma estrutura esponjosa, sendo sua presença decorrente da remanescência de outras formações vegetais ou de características da vegetação herbácea atual. Essa malha em conjunto com a serrapilheira, forma o mais importante mecanismo para a ciclagem direta e captura de nutrientes (Vallejo, 1982; Clevelário Jr., 1988). Segundo Oliveira *et al.* (2002), a serrapilheira e malha de raízes finas funcionam como um filtro que captura os nutrientes da água da chuva que entram no sistema florestal.

Outro fator importante na estruturação do topo do solo como sendo um agente regulador da hidrologia superficial está na presença da atividade biogênica no topo do solo, papel exercido pela fauna endopedônica e profusão de raízes finas. Essas atividades geram macroporos no topo do solo, que aumentam a sua permeabilidade favorecendo a infiltração da água da chuva (Castro Jr., 1991).

No interior da matriz do solo, encontram-se as raízes vivas ou mortas que são meios de movimento de águas, nutrientes e ar no solo, sendo o desenvolvimento do sistema radicular controlado e modificado pelas propriedades do solo e pelo tipo de espécie vegetal (Armson, 1977). Dessa forma, o sistema radicular de absorção e ancoramento exercem uma função hidrológica relevante atuando no controle das rotas preferenciais de percolação e concentração de água nos solos e através de sua função mecânica na estabilidade das encostas, variando em função não apenas do padrão de enraizamento dos indivíduos, podendo variar verticalmente ou lateralmente, mas, principalmente, das próprias condições mecânicas do solo, onde se ancoram esses sistemas radiculares (Nunes *et al.*, 1992; Freire Alemão, 1997; Jansen, 2001; Silveira, 2004; Basile, 2004; Corrêa, 2004).

A água das chuvas que chega às bacias florestadas pode tomar diversos caminhos até sua chegada ao canal fluvial, sendo definidos por variáveis que regulam a infiltração rumo ao horizonte mineral e ao escoamento superficial. Dunne e Leopold (1978) apontam para diferentes destinos da drenagem da água da chuva em

encostas, via quatro tipos de escoamento: fluxo superficial tipo “hortoniano”; fluxo sub-superficial da chuva; fluxo subsuperficial de saturação e fluxo subterrâneo.

Quando a precipitação supera a capacidade de infiltração do solo, ocorre o escoamento superficial, que é definido como sendo a água não infiltrada no solo e que escoar em superfície em direção aos canais. A capacidade de infiltração do solo pode ser regulada a partir da sua saturação frente à condutividade hidráulica abrangendo características estruturais do solo (Horton, 1933 e 1945) ou por efeitos de selagem da superfície, oriunda do efeito *splash* (Guerra, 1999). Logo, segundo Horton (1945), se a intensidade da chuva for menor do que a capacidade de infiltração do solo, não haverá a presença de escoamento superficial (fluxo hortoniano).

A ação por salpicamento é o processo erosivo gerado pelo impacto das gotas de chuva no solo, que prepara as partículas do solo para o transporte por escoamento superficial. Esse reparo dá-se pela ruptura dos agregados e por transporte das partículas que podem ser lançadas a até alguns centímetros de distância. A partir desse processo, os agregados rompidos vão preenchendo os poros da superfície, provocando a selagem e conseqüente diminuição da porosidade, o que aumenta o escoamento da água da chuva (Morgan, 1986; Guerra, 1999).

Foot *et al.* (2005), estudando o papel da inclinação e orientação das folhas de três diferentes plantas e a arquitetura de seu dossel em relação ao destacamento de solo por ação das gotas das chuvas através de experimento em laboratório, observou que os parâmetros analisados do estudo não possuem efeitos significantes no destacamento do solo abaixo de seu dossel. Esse processo pode ser ditado pela localização das suas folhas, frequência das gotas em direção ao solo e por sua intercepção abaixo do dossel. O estudo também aponta para um efeito de proteção do solo obtido pelo dossel das plantas simuladas, o que não diferenciou significativamente no estudo do experimento realizado em solo exposto sem ação da cobertura vegetal. Cabe ressaltar, entretanto, que o estudo não levou em consideração a presença da camada de serrapilheira acima do solo. A mesma investigação foi conduzida por Elewijck (1989), chegando a resultados similares.

A partir do escoamento em superfície dá-se início a um tipo de erosão denominada de erosão laminar. Segundo Horton (1945), a força imposta pelo

escoamento superficial ainda não é suficiente para transportar partículas, mas a medida que esse fluxo aumenta e acelera, encosta abaixo, ocorre o destacamento das partículas do solo e, finalmente, a erosão começa a ocorrer a partir de uma distância crítica do topo da encosta (Morgan, 1986; Guerra, 1999) Nesse estágio do processo erosivo, dependendo de sua intensidade, pode começar a ocorrer uma pequena incisão no solo, em geral onde o fluxo de água começa a se concentrar, podendo dar início à formação de ravinas. Este processo tem seu tempo de ocorrência e sua magnitude regulada, por fatores como transformações na cobertura vegetal, estrutura geológica, declividade, ação antrópica e o clima (Morgan, 1986).

A água que percola no horizonte mineral em direção aos canais fluviais, originam diferentes tipos de fluxos. Parte da água pode aflorar nos segmentos de baixa encosta, caracterizando o fluxo de retorno, quando esse fluxo de retorno é associado à precipitação direta, e os fundos de vale ficam saturados, ocorre o fluxo subsuperficial de saturação. Portanto, em maior profundidade efetua-se o fluxo subterrâneo com velocidade de fluxo bem lento (Dunne e Leopold, 1978).

Como observado na bacia do alto rio da Cachoeira no maciço da Tijuca, apenas 30% da precipitação anual converge para os canais fluviais durante os períodos chuvosos (Coelho Netto, 1985). A percolação de água no solo é favorecida pelas raízes arbóreas, e o estoque de água nos solos e meio rochoso é elevado (cerca de 50 % das chuvas anuais) de onde retorna gradualmente para atmosfera por evapotranspiração (Silveira *et al.*, 2004; Coelho Netto, 2005).

2.3 Sucessão vegetal em florestas tropicais úmidas

Dentro da floresta tropical úmida, as espécies que integram nas diferentes etapas de sucessão mostram certas características definidas em sua distribuição, apresentando desde um estágio inicial de colonização até um estágio clímax de sucessão, que leva a ocorrência de muitas famílias e espécies em um alto arranjo sucessional, durante um longo período de tempo (Budowski, 1965; Withmore e Swaine, 1982; Corlett, 1995; Guariguata, 2001). Tendo em vista o alto grau de preservação em áreas de floresta clímax, percebe-se a necessidade de apontar essas

florestas como áreas de controle, oferecendo subsídios a metodologias que venham a se estender a técnicas de recuperação de áreas que se encontrem em um maior grau de degradação.

Segundo Budowski (1965), a floresta tropical apresenta uma complexidade nas diferentes etapas do processo de sucessão, mostrando certas características definidas em cada etapa desse processo. O autor evidencia que este tem início pela colonização por espécies pioneiras e secundárias iniciais, na qual possuem uma distribuição ampla e são eficientes na disseminação de sementes. São espécies que resistem a condições edáficas e climáticas diversas. Já as espécies secundárias tardias apresentam características de decíduidade e podem alcançar um porte considerável quando chegam a uma idade avançada. Estas fazem parte do clímax nos bosques secos e decíduos. Nas comunidades clímax, encontra-se muito endemismo, e a sua composição é regida por uma marcante heterogeneidade das espécies vegetais, podendo ter casos de dominância de uma ou poucas espécies, devido à influência de certos fatores edáficos.

O processo de sucessão florestal com a particularidade de áreas de floresta secundária foi estudado por Corlett (1995), onde este afirma que a sucessão florestal em áreas de floresta secundária depende de várias características de natureza da floresta original, do solo, do distúrbio sofrido, da natureza da fauna e flora e a natureza da paisagem em que a área se insere. O autor descreve ainda o processo sucessional em florestas secundárias tardias em diferentes estágios:

- vegetação pioneira - recobrimento por arbustos, herbáceas e gramíneas, que são espécies de características comuns, rápido crescimento em altura, madeira pouco lenhosa, galhos espaçados, crescimento indeterminado, folhas simples e flores; quando novas, têm produção abundante, frutos pequenos facilmente dispersados por pássaros, morcegos ou vento e suas sementes possuem dormência, com vida curta que varia entre 7 a 25 anos;

- pioneiras de vida longa - essas espécies são mais tolerantes que as espécies pioneiras e crescem abaixo do seu dossel, possuem madeira mais lenhosa, tendendo a ter mais altura, podendo viver de 50 a mais de 100 anos; são espécies normalmente decíduas mesmo com ausência de estação seca definida e que, antes de sua morte, geram condições para o crescimento de espécies vegetais tolerantes a sombra.
- espécies clímax - a sucessão florestal é claramente reconstrutiva, convergindo à estrutura e à composição da floresta original, presença de diversidade de espécies, indivíduos de grande porte, epífitas e sub-bosque espaçado

Para Konowski *et al.* (2003), em estudo conduzido em áreas sob ação de diferentes tipos de reflorestamento no leste da Austrália, as florestas em bom estado de conservação, podem ser caracterizadas por apresentarem um complexo conjunto de fatores estruturais, que inclui abundantes formas de vida, diferentes estratos de árvores, dossel fechado, presença de arbustos e serrapilheira bem desenvolvida. Esse estudo também aponta, em análise comparativa, para uma eficiente recuperação das características estruturais da vegetação em antigas áreas de monoculturas arbóreas com idade média de abandono da cultura de 60 anos.

Chinea *et al.* (2003), em análise através de técnicas de ordenação e regressão com base em dados estruturais de vegetação, físicos e socioeconômicos em áreas de retorno da floresta tropical úmida, desde meados do século XX, em antigas áreas agrícolas em Porto Rico, verificou que os fatores socioeconômicos do histórico do uso do solo, em conjunto com os fatores biofísicos, como o substrato rochoso, condições climáticas e altitude são de grande influência na estrutura da paisagem florestal e na diversidade e composição das espécies.

Em estudo conduzido por Oliveira (2002), avaliou-se o processo de sucessão florestal em trechos de florestas utilizadas anteriormente para cultivos de subsistência da população Caiçara na Ilha Grande no estado do Rio de Janeiro, em áreas que correspondem a trechos sob processo de sucessão há 5, 25 e 50 anos e floresta

primária. Foi observada a distribuição de suas espécies por grupos ecológicos em três diferentes situações: com dominância de pioneiras (área de cinco anos); com dominância de secundárias iniciais e tardias (áreas de 25 e 50 anos e com dominância de espécies climácicas (área climácica). O autor ainda ressaltou que por conta da lenta evolução das variáveis estruturais nas áreas de 25 e 50 anos, elas foram classificadas como clímax antrópico. No entanto, através de análises de imagens geoprocessadas, aerofotogrametria e incursões de campo, permitiram-se afirmar que a maior parte da ilha estudada é constituída por grandes extensões de formações secundárias a partir de manejo caíçara, onde a maioria se encontra em avançados estágios de regeneração com idades podendo estar na faixa entre 30 a 100 anos.

Dewalt (2003) avaliando condições estruturais em uma cronosequência de 20, 40, 70 e 100 anos e área de floresta primária com mais de 500 anos, numa floresta tropical na parte central do Panamá, aponta que, depois de 70 anos após o manejo da área e início do processo de sucessão natural, muitos aspectos estruturais nessas florestas secundárias de assemelham aos da floresta primária.

Nos ecossistemas de florestas tropicais, muitos estudos convergem para a importância da reestruturação do subsistema de decomposição no papel de restauração do sistema florestal, assim como o seu funcionamento representando um importante indicador da qualidade do ambiente e do processo sucessional (Swift e Anderson, 1979; Garay, 1995 e Castro Jr, 2004). Esse subsistema está inserido na camada com existência de fragmentos orgânicos (serrapilheira) sobre a superfície do solo, que compõem a interface serrapilheira – topo do solo, onde predomina a ciclagem de nutrientes em solos tropicais (Armson, 1977 ; Swift e Anderson, 1979).

A decomposição da matéria orgânica no solo pode ser dividida em linhas gerais em três processos simultâneos, a lixiviação, o intemperismo e a ação biológica, que é regulado pela combinação dos efeitos da qualidade do recurso disponível e do ambiente físico químico na comunidade dos organismos decompositores (Swift e Anderson, 1979; Castro Jr., 2004). A lixiviação consiste na perda do material químico solúvel pela ação de fluxos de água. O intemperismo, que é a ruptura mecânica dos detritos, em função de fatores físicos da natureza atmosférica e pela ação biológica

que, por sua vez, resulta na fragmentação gradual e oxidação dos detritos pela atividade dos organismos vivos (Castro Jr., 2004).

A importância do subsistema de decomposição decorre do fato de que a maior parte da biomassa produzida nos ecossistemas não é diretamente consumida pelos herbívoros sendo transformada em necromassa, ou seja, recurso para esse subsistema. Essa matéria orgânica, que sofrerá finalmente uma oxidação completa, constitui o reservatório de nutrientes que deverão ser reciclados principalmente por ação da fauna endopodônica, com o intuito de assegurar os ciclos produtivos pela vegetação (Castro Jr., 2004).

2.4 Recuperação florestal de clareiras e seus principais fatores limitantes.

As clareiras no meio florestal podem ser de menor magnitude como as geradas pela morte natural ou acidental de uma ou mais árvores sobre o piso florestal, onde a floresta do entorno dessa clareira sofre modificações nas condições como luminosidade, temperatura do ar e do solo, umidade, interceptação, associadas a uma rarefação das copas (Kageyama, 1989). Estudo conduzido por Fravel *et al.*, (1988) mostra uma estimativa de quatro a seis anos de recuperação dessas clareiras variando em torno de seu tamanho e que a fase de clareira é caracterizada pelo aumento do crescimento por germinação, recrutamento, produção de frutos e alguns casos de sobrevivência.

Valverde e Silvertown (1997) acrescentam que a abertura de clareiras cria um mosaico de fases de regeneração na floresta que contribuem para a diversidade de sua comunidade a partir da chegada de novas espécies. Os autores também citam a presença de espécies que são dependentes da formação de uma clareira para o seu estabelecimento. Eysenrode *et al.* (1998) acrescenta que a recuperação dessa clareira no meio tropical e aumento de sua diversidade depende de fatores como tamanho, orientação, forma, topografia e altura do dossel no entorno.

As clareiras no meio florestal geradas pela ocorrência de um evento erosivo de grande magnitude como um movimento de massa, resulta em grandes aberturas no dossel florestal e alterações significativas e mais intensas na interface solo-biota-

água. Segundo Guariguata (1990), o rápido retorno da cobertura vegetal, observados em seus estudos, reflete o funcionamento dinâmico dessas florestas. O autor aponta ainda para existência de espécies exclusivas na colonização de clareiras geradas por deslizamentos.

Estudos conduzidos na mesma área de estudo contemplada por essa pesquisa, desenvolvido por Rocha Leão (1997), observaram a dinâmica hidrológica, no que diz respeito ao escoamento superficial de uma clareira gerada por deslizamento e o seu processo limitante na revegetação. Os resultados mostram que o processo de sucessão da floresta deu-se de forma espontânea, gerada pela própria floresta por efeito de borda e de forma induzida, a partir de projetos desenvolvidos por órgãos públicos, com a intenção de minimizar os processos erosivos da encosta, principalmente na proximidade da estrada. Negreiros (2006) observou em um estágio sucessional posterior dessa mesma clareira, que espécies introduzidas como os bambús se proliferaram em determinados pontos da clareira, substituindo assim, a cobertura vegetal nativa.

Os estudos de Rocha Leão (*op. cit.*) também apontaram que, após oito anos da formação da cicatriz, as diversas tipologias vegetais que colonizaram a cicatriz, decorrentes de processos diferentes de revegetação, apresentaram diferentes respostas hidro-erosivas, sendo a revegetação espontânea a que apresentou melhores respostas. A revegetação induzida teve grande dificuldade de estabelecimento, restando apenas pequenas manchas de espécies de crescimento rápido, como bambus e leguminosas. Essas tipologias vegetais mostraram pouca eficiência na regulação da hidrologia superficial, principalmente pelas características da serrapilheira, que não se incorpora ao solo, na escala observada pelo autor. Além disto aponta que há dois sentidos principais no processo de colonização espontânea da vegetação na clareira, das bordas para o centro, por conta do contato com a borda e da base para o topo, pois na base se concentra a matéria orgânica arrastada pelo deslizamento.

Estudo conduzido por Cruz (2000), em uma cicatriz localizada na encosta do Pico do Papagaio (maciço da Tijuca) e com presença de ravinas, traz como resultados uma definição de diferentes domínios geo-hidroecológicos no seu interior.

Esses domínios foram definidos através de uma combinação da ocorrência de condições específicas de declividade, dinâmica hidrológica, revegetação, substratos pedológicos e posição na encosta.

Em clareira ocasionada por movimento de massa na cicatriz da Vista do Almirante (maciço da Tijuca), Turetta (1997), após sete anos do processo de sucessão florestal da clareira, identificou três domínios geo-hidroecológicos distintos: de revegetação lenta com serrapilheira não estruturada; de revegetação incipiente e com predomínio de áreas sem serrapilheira e dominância de samambaias rasteiras e zona deposicional, com menor declividade e serrapilheira estruturada com revegetação mais acelerada. Em recente estudo, Montezuma (2005) verificou que houve uma evolução no quadro sucessional da cicatriz com base em dados de área basal e de altura, identificando outro domínio entre a zona deposicional e o domínio com serrapilheira esparsa.

Chirol (2003) avaliou a ocorrência de espécies da fauna endopedônica na clareira de deslizamento da Vista do Almirante, como indicadores da condição de degradação do solo. Os resultados mostraram que, mesmo após 14 anos da ocorrência do evento erosivo, o topo do solo ainda apresenta sinais de degradação. Montezuma (2005) acrescentou que essa clareira, mesmo apresentando uma boa condição de recuperação em função de sua área total e forma alongada, ainda não restabeleceu funcionalmente o seu piso florestal. A autora ressalta uma alta variabilidade interna desse processo de recuperação em seu interior com foco na interface serrapilheira – topo do solo.

Negreiros (2006), estudando uma clareira (Vista Chinesa) de grande porte que havia sido anteriormente estudada 10 anos antes por Rocha Leão (1997), avalia que mesmo ocorrendo lentamente a recuperação da vegetação em direção ao interior da clareira, esta responde com um efeito atrasado de degradação do seu entorno imediato, visto a partir de parâmetros estruturais e evidência de diversas árvores caídas sob o piso florestal. Esse estudo também avaliou as respostas hidrológicas superficiais, dando ênfase na relação com a estruturação do topo do solo.

O mesmo estudo mostrou que o ambiente florestal contribui com baixíssimos valores de escoamento superficial e que, nos domínios no interior da

clareira, o as condições de infiltração se relacionam com a estruturação do topo do solo e serrapilheira. Os resultados desse estudo indicaram que, após 20 anos do evento erosivo e início da regeneração florestal na clareira estudada, a mesma ainda encontrava-se longe de ser totalmente recuperadas em suas funções ecológicas, hidrológicas e mecânicas em comparação às encostas sob florestas em estágio sucessional avançado. Visto pelos dados de estrutura da vegetação, estrutura física do solo, composição da serrapilheira e hidrológicos, que apresentaram com resultados diferentes da área de melhor estágio sucessional, também analisada no estudo e também na literatura sobre o tema.

Nessa mesma clareira, Chirol (2009), avaliando a decomposição da serrapilheira como indicador de recuperação do sistema ambiental, apresentou valores de K (produção/estoque) e taxa de renovação da serrapilheira apontando para um acúmulo de matéria orgânica no solo e decomposição lenta. Os dados de retenção hídrica em RI não são representativos, uma vez que essa área caracteriza-se pelo baixo estoque e produção de serrapilheira da área, com produção anual de 473,4 kg/ha/ano e estoque de 6686,9 kg/ha. Quando comparado ao domínio de revegetação induzida por bambu, que apresenta produção de 8849,7 kg/ha/ano (18 vezes maior) e estoque de 7351,9 kg/ha, pode-se perceber, assim, a não estruturação da serrapilheira no domínio erosivo da clareira.

2.5 Bacias de drenagem e Transporte de sedimentos.

A bacia de drenagem é definida como uma área da superfície que drena água, sedimentos e materiais dissolvidos para uma saída comum no canal fluvial. Essas bacias são compostas por encostas, topos ou cristas e fundo de vales, canais, corpos de água subterrânea, sistemas de drenagem urbana, áreas irrigadas, entre outras unidades espaciais que estão interligadas com os seus componentes. Uma paisagem pode conter um número de bacias que drenam para seu reservatório terminal, que pode ser um oceano ou um lago. A bacia de drenagem pode desenvolver-se em diferentes tamanhos, que variam desde bacias como a do Amazonas ou até bacias de

poucos metros quadrados. Trata-se, à luz do pensamento sistêmico, de um sistema aberto (Dunne e Leopold, 1978; Coelho Netto, 1994)

Os produtos insolúveis do intemperismo das rochas, quando movidos pela água, são chamados de sedimentos. Esses sedimentos podem ser de diferentes tamanhos, variando desde argilas a cascalhos (Leopold, 1994). A partir da sedimentação fluvial que ocorre nos canais, ocorrem os processos de remoção, transporte e deposição das partículas do solo, envolvendo toda a dinâmica da bacia de drenagem, onde toda a bacia fluvial é responsável pelo fornecimento detrítico aos cursos de água, que, em conjunto, torna-se o fenômeno natural de maior ocorrência na esculturação da superfície terrestre. Em virtude de sua ação, o ambiente de sedimentação fluvial é importante para avaliar a condição histórica da paisagem (Christofolletti, 1981).

Estes processos que envolvem os sedimentos no leito fluvial alternam-se no decorrer do tempo e, espacialmente, são definidos pela distribuição da velocidade e da turbulência do fluxo dentro do canal. São processos dependentes entre si e resultam não apenas das mudanças do fluxo, como também da carga existente (Cunha, 1994).

Para Coelho Netto (1998), a magnitude do trabalho erosivo pode ultrapassar valores críticos, ou seja, acima da capacidade do sistema ambiental de absorver os efeitos instantâneos e subseqüentes. Trata-se de um fenômeno de risco ambiental. O aumento da carga de sedimentos dos canais fluviais aliado a chuvas de grande intensidade podem levar a ocorrência de enchentes nas baixadas. Tucci (1993) afirma que, quando a precipitação é intensa, a quantidade de água que chega simultaneamente ao rio pode ser superior a sua capacidade de drenagem, ou seja da sua calha normal, resultando na inundação das áreas ribeirinhas. O autor ressalta ainda que os problemas resultantes da inundação dependem do grau de ocupação da área adjacente ao canal e da freqüência com que ocorrem as inundações.

Na bacia do alto rio da Cachoeira, localizada no maciço da Tijuca, um estudo desenvolvido por Coelho Netto (1985) apontou, através de mensurações no canal fluvial e coleta de sedimentos, que, durante o período de fluxo de tempestade ("stormflow"), a taxa de sedimentos na bacia pode ser altamente concentrada, logo

após o início da ascensão da hidrógrafa, tendo uma relativa baixa próximo à descarga de pico. Quanto à descarga de sedimentos suspensos no canal, esses não tiveram uma boa correlação com a descarga do rio, que foi de 0,6, atribuído a uma grande dispersão desses dados. A taxa de sedimentos estimados foi de 975 ton/ano ou 278 ton/km²/ano. Esses dados, segundo a autora, podem estar superestimados, já que as mensurações foram feitas somente nos períodos chuvosos. Observou-se ainda a ocorrência de uma maior turbidez no canal que drena áreas com clareiras, reforçando a hipótese de dominância da contribuição de sedimentos de uma bacia com clareiras de diferentes tipos.

Estudos recentes como o de Garcia Ruiz *et al.* (2008), monitorando três pequenas bacias de drenagem nos Pirineus na Espanha, sob usos de floresta preservada, área agrícola abandonada e área degradada, mostram resultados que demonstraram que a cobertura florestal influencia na sazonalidade e intensidade das enchentes, o volume de descarga anual das bacias e na concentração de sedimentos suspensos, suas taxas e proporção dos diferentes tipos de sedimentos. Os resultados mostraram que a bacia com área agrícola teve em média o dobro de enchentes do que na área florestada. Já na área degradada ocorreu enchente em todos os eventos de tempestade. A concentração de sedimentos excedeu 300 g/L na bacia degradada; na bacia agrícola raramente os valores excederam 20 g/L, e, na bacia bem preservada, os valores raramente excederam 1,5 g/L.

Áreas montanhosas, devido à gravidade, são naturalmente áreas de grande energia, que potencializam a remoção e o transporte de sedimentos. Singh *et al.* (2008), estudando o transporte de sedimentos e o transporte de solutos na cadeia montanhosa do Himalaia, revela que o máximo de sedimentos transportados ocorreu no período das monções, cerca de 50% do total anual dessas bacias, com média de 1.000 mm anuais. As taxas de erosão tiveram um aumento em relação à elevação da bacia. O autor observou um predomínio da erosão física, onde as taxas de sedimentos nas bacias variaram entre 164 a 734 ton/km²/ano. Esses valores são muito altos, quando comparados a valores estimados ao longo do planeta, que corresponde a uma média anual da taxa de erosão de 185 ton/km²/ano (Jha *et al.*, 1988, apud Singh *et al.*, 2008).

Mao *et al.* (2009), monitorando e analisando descarga de pico, duração do evento e características do volume de sedimentos transportados em duas pequenas bacias nos Alpes italianos, mostrou que os fluxos detríticos produzem de 2 a 3 vezes mais sedimentos do que é transportado em fluxos normais do canal. A atividade da transferência dos sedimentos pode ser atribuída por diferenças da bacia e/ou morfologia do canal.

A partir dessa questão, estudo conduzido por Cruz (2000) apresentou valores de escoamento em sua relação precipitação (P) /escoamento superficial (Q), (razão Q/P), variando de 3,4% a 14,2% em parcelas no interior da clareira e nas suas bordas sob condições incipientes de revegetação. Em um momento posterior Oswaldo Cruz (2002) encontrou valores 2,6% a 6,0% nos mesmos domínios. Esses resultados confirmam Rocha Leão (1997) quanto à redução das taxas erosivas associadas à presença da revegetação.

Vilela (2003), ao analisar o comportamento erosivo de solos sob condições de revegetação na clareira por deslizamento do Papagaio, observa que as características da vegetação interferem de forma marcante no processo erosivo, com a intensidade da chuva preponderando sobre os demais fatores, tendo a qualidade da serrapilheira uma importante interferência na erosão e principalmente na geração de escoamento superficial. O estudo também concluiu em experimentos (*inderbitzen*) de que o efeito *splash*, conhecido no Brasil como salpicamento e tem um papel importante no processo de destacamento de partículas, e conseqüentemente, na erosão em áreas desprovidas de vegetação estruturalmente desenvolvida. Já Larsen *et al.* (1999), em estudo em clareiras de deslizamento em Porto Rico, corrobora para a importância do papel da vegetação como agente de controle de erosão superficial, onde mostrou taxas de erosão em cicatrizes, respondendo fortemente ao controle do estado revegetativo e recobrimento do solo.

Estudo desenvolvido por Negreiros (2006), focalizando a reabilitação funcional de uma clareira de cerca de 18.000 m², encontrou valores médios da razão entre vazão (Q) e precipitação (P) de 1,67% para floresta secundária tardia no entorno da clareira; e de 3,46% para a sua zona erosiva. Nesse domínio, estima-se uma taxa de sedimentos da ordem de 98g/m²/L.

Técnicas de manejo por corte florestal foi avaliado por Imaizuni *et al.* (2008). O autor avaliou esse manejo relacionando com a frequência de deslizamentos e fluxos detríticos na bacia de Sanko (Japão Central) utilizando o recurso de nove períodos de fotografias aéreas entre 1964 a 2003. Os resultados mostraram um mosaico de florestas de diferentes idades, oriundo do gerenciamento destes cortes desde 1912. O impacto do corte das árvores foram maiores em florestas de dez anos com progressiva minimização dos impactos acima de 25 anos de floresta.

Outro agente degradante do meio florestal, que alterando a sua dinâmica hidro-erosiva, é o fogo. Em estudo realizado por Onda *et al.*, monitorando o escoamento superficial numa pequena parcela em encosta que sofreu um incêndio, sobre uma camada hidrofóbica de cinzas de 2 cm acima do solo, observou que o escoamento superficial tende a aumentar nessas condições, onde, em um primeiro momento, gerava um alto escoamento sub-superficial também por conta da infiltração da água nas cinzas e que, após erodida essa camada, leva ao predomínio de somente escoamento superficial. Os resultados mostraram um incremento na razão de aproximadamente 0,2% em chuvas isoladas e 0,8% para chuvas intensas.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 O Maciço da Tijuca

O maciço da Tijuca localiza-se no município do Rio de Janeiro, estado do Rio de Janeiro. Trata-se de uma das três unidades fisiográficas montanhosas desta cidade, complementado pelos maciços da Pedra Branca e Mendanha, onde pode ser visualizado na figura 3.1.1. Esse maciço possui uma área total de 118.7 km² (11.870 ha), considerando a curva de nível contínua na cota de 40m (a.n.m.). Suas encostas são recobertas por vegetação, resultando, em sua maioria, de um avançado processo natural de regeneração, não excluindo a influência de replantios iniciados no século XIX de espécies nativas e exóticas para a recuperação dessa paisagem.

Assim como os demais maciços costeiros, o maciço da Tijuca funciona como um importante centro armazenador e distribuidor de água das chuvas, que geram descargas fluviais (líquidas, solidas ou solúveis) para as baixadas costeiras através de uma rede de canais retificados e drenos enterrados, antes de desaguarem em seus respectivos reservatórios terminais na baía de Guanabara, nas lagoas costeiras, Rodrigo de Freitas, Tijuca e Jacarepaguá, e diretamente no oceano (Coelho Netto, 2005).

O maciço da Tijuca situa-se entre os paralelos: 22°55' e 23°00'S e os meridianos 43°20' e 43°10'W. Sua altitude está entre 0 a 1.021 m. Sua paisagem abriga um grande mosaico de coberturas e tipos de uso do solo, que vão desde áreas de afloramento rochoso, gramíneas, florestas em diferentes estágios sucessionais e áreas edificadas.

O relevo no qual se insere o maciço montanhoso guarda uma história geológica associada à evolução da crosta terrestre. Suas rochas, de idade pré-cambriana, foram originadas há mais de 570 milhões de anos (Proterozóico Superior) a partir do metamorfismo e da deformação de rochas sedimentares e ígneas pré-existentes. No entanto, sua configuração morfológica montanhosa é mais recente, tendo sido associada por Asmus e Ferrari (1978) a falhamentos paralelos à costa, ocorridos por

volta de 65 milhões de anos (Terciário Inferior), em associação à abertura do oceano Atlântico. Os blocos que foram falhados formaram as serras da Mantiqueira e do Mar, assim como os maciços costeiros e as ilhas próximas a costa. Num contexto regional, o maciço da Tijuca representa uma parcela que representa inúmeros blocos falhados dentro da grande faixa móvel Ribeira que originou as rochas do sudeste brasileiro. É constituído predominantemente por três unidades litológicas principais com algumas variações composicionais e texturais: ortognaisses, biotita-gnaisses e leptinitos (Silva e Silva, 1987; Pires e Heilbron, 1989, Fernandes *et al.*, 2006).

Os solos caracterizam-se por predomínio de grandes extensões de Latossolos nas áreas montanhosas, aparecendo Litossolos e Cambissolos nas áreas mais íngremes (Palmieri, 1977; Coelho Netto 1979). O clima do maciço da Tijuca, segundo a classificação de Koppen, é tropical de altitude (Cf) com temperaturas variando de valor médio máximo de 25°C em fevereiro e o valor médio mínimo de 19°C em junho, resultando em uma média anual de 22° C. A temperatura máxima pode atingir 35°C durante o verão, e o mínimo excede 10°C durante o período de inverno.

A precipitação anual média oscila entre 2.000 e 2.500mm, podendo atingir picos de 3.300mm em anos muito chuvosos e picos negativos de 1.600mm em anos mais secos. A maior parte das chuvas concentra-se, nos 4 primeiros meses do ano. A maior pluviosidade que ocorre no verão é uma resposta direta ao impacto causado pela frente polar Atlântica, alterando a dinâmica habitual da atmosfera e chuvas convectivas formadas pela elevada umidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul.

A orientação e a altitude do maciço da Tijuca fazem com que o relevo funcione como um anteparo aos ventos úmidos provenientes do oceano Atlântico na sua vertente sul, determinando o surgimento de correntes convectivas de origem orográfica nas escarpas montanhosas e fundos de vale. A vertente norte e noroeste, por sua vez, apresentam condições climáticas mais seca e uma ocupação urbana mais intensa. A vegetação, nessas áreas, apresenta-se composta, em grande parte, por floresta degradada e gramínea, caracterizando uma crescente degradação (Oliveira *et al.*, 1995).

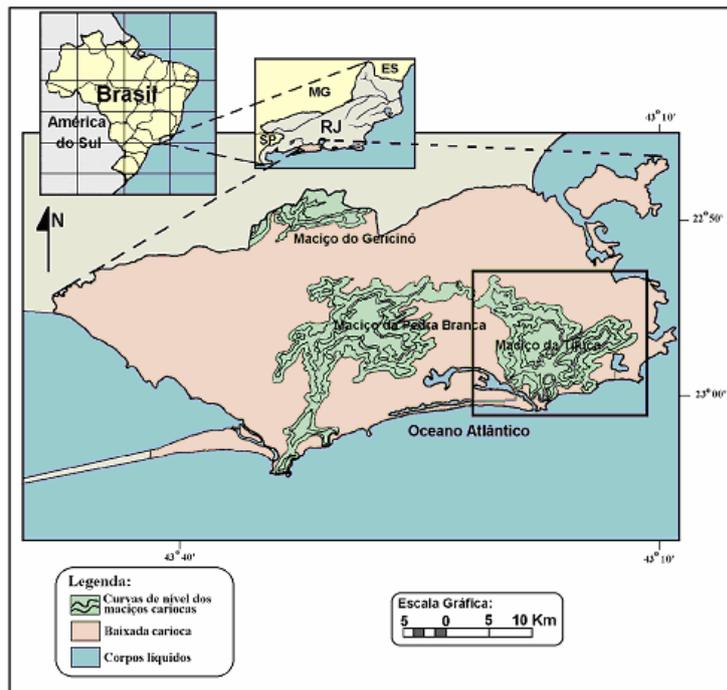


Figura 3.1.1: Localização do maciço da Tijuca inserido no município do Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Fonte: GEOHECO-UFRJ.

3.2 A Floresta da Tijuca

No interior do maciço da Tijuca, insere-se a área correspondente ao Parque Nacional da Tijuca, criado em 1961, e que consta hoje, após ampliações, com uma área de 3.953 ha. Esta área é dividida em quatro setores (Figura 3.2.1). O maciço é composto pelas serras da Tijuca ou Três Rios (setor A), pela serra da Carioca (setor B), pela pedra Bonita e pela pedra da Gávea (setor C), e pela serra dos Pretos Forros (setor D).

A floresta Atlântica que ocupa as encostas do maciço da Tijuca, é conhecida localmente como Floresta da Tijuca, sendo atualmente composta, em sua maioria, por uma floresta tropical secundária. Essa área era recoberta por mata primária que foi desmatada para a implantação de fazendas de café, cana, chá e gado. A partir de problemas de abastecimento de águas na cidade do Rio de Janeiro no século XIX,

houve a iniciativa, por parte da coroa, de desapropriação dessas fazendas e do reflorestamento por espécies nativas. Esses reflorestamentos não efetuaram o total retorno da vegetação, onde este foi consequência do processo de sucessão natural.

Coelho Netto (1985) aponta para uma diversidade de espécies em classes de estratos, podendo ser descritos em:

- estrato arbóreo - constituído por espécies que podem atingir entre 20 e 25 metros de altura, os troncos são retilíneos sem ramificações até o topo, onde passam a formar a copa; dentre as principais famílias pode-se destacar a *Leguminosae*, *Sapotaceae*, *Vochysiaceae*, *Bombacaceae*, *Euphorbiaceae*, *Meliaceae*, *Lauraceae*, *Lecythidaceae*, *Moraceae*, *Melastomataceae*, entre outras;
- estrato arbustivo – desenvolve-se num ambiente de luz difusa sob umidade constante e temperatura menos variável; têm um menor porte e são mais delgadas; as famílias com maior riqueza de espécies são: *Palmae*, *Rubiaceae*, *Myrtaceae*, *Piperaceae*, *Guttiferaceae*, *Melastomataceae*, *Nyctaginaceae*, *Flacourtiaceae*, entre outras;
- estrato herbáceo – as plantas não ultrapassam 2 metros de altura; as famílias mais representativas são: *Marantaceae* e *Musaceae* ; junto ao solo, encontram-se ainda vários representantes das famílias *Rubiaceae*, *Acanthaceae*, *Piperaceae*, *Solanaceae*, *Graminae* e *Apperaceae*;
- lianase compartimento epifítico – constituem um traço marcante das florestas tropicais; as epífitas, incluindo algas, líquens, cogumelos e orquídeas, desenvolvem-se sobre os troncos e ramos das outras plantas.



Figura 3.2.1: Visão aérea do maciço da Tijuca evidenciando a pressão exercida pela metrópole por sua vizinhança e delimitação do Parque Nacional da Tijuca com seus respectivos setores: A, B, C e D. Fonte: GEOHECO-UFRJ

A proximidade dessa floresta com a metrópole da cidade do Rio de Janeiro gera problemas de ordem do funcionamento interno do geossistema florestal. Esta floresta se expõe à contínua de substâncias químicas provenientes dos resíduos industriais, meios de transporte e poeiras terrestres. Outros efeitos perturbadores resultam da proliferação de queimadas e desmatamentos associados à ocupação desordenada das encostas, que vem se espalhando em direção às partes superiores e desrespeitando inclusive os limites do Parque Nacional da Tijuca (Coelho Netto, 1992; 2005; 2009).

Em período de chuvas intensas, processos erosivos são gerados nas cabeceiras das bacias e ao longo delas, ocasionando movimentos de massa e assoreamento dos canais fluviais, resultando conseqüentemente em deslizamentos e enchentes na área em seu entorno. Registros apontam para uma recorrência de

eventos extremos na cidade do Rio de Janeiro, como indica estudo de Brandão (2001) para os anos de 1966/67, 1988, 1996 e como recentemente visto em abril de 2010 (figura 3.2.2).

Um dos casos extremos ocorridos deu-se em 13 de fevereiro de 1996, quando se registrou um total 380 mm de chuva, em menos de 24 horas, na estação Capela Mayrink situada no setor A da floresta da Tijuca. Esse evento acumulou duas grandes tempestades, uma pela manhã e outra no início da noite. A segunda detonou centenas de deslizamentos na porção oeste do maciço, especialmente na vertente oeste, tal como descrito por Coelho Netto (1996). Apenas 14% dos casos foram em encostas recobertas pela floresta conservada (clímax local e secundária tardia); 42% ocorreram em encostas sob vegetação florestal degradada e 43% sob gramíneas. Além disso, estimou-se que, em cicatrizes erosivas maiores que 500 m², foi transportado cerca de 1.000.000 m³ de solo e por volta de 190.000 indivíduos arbóreos foram perdidos nas rotas das avalanches (Oliveira *et al.* 1996). Nesse ano, prevaleceram movimentos do tipo fluxo “debris flows” e avalanche de detritos “*rock debris avalanche*”, com cicatrizes erosivas de extensões quilométricas (até mais que 4 km).

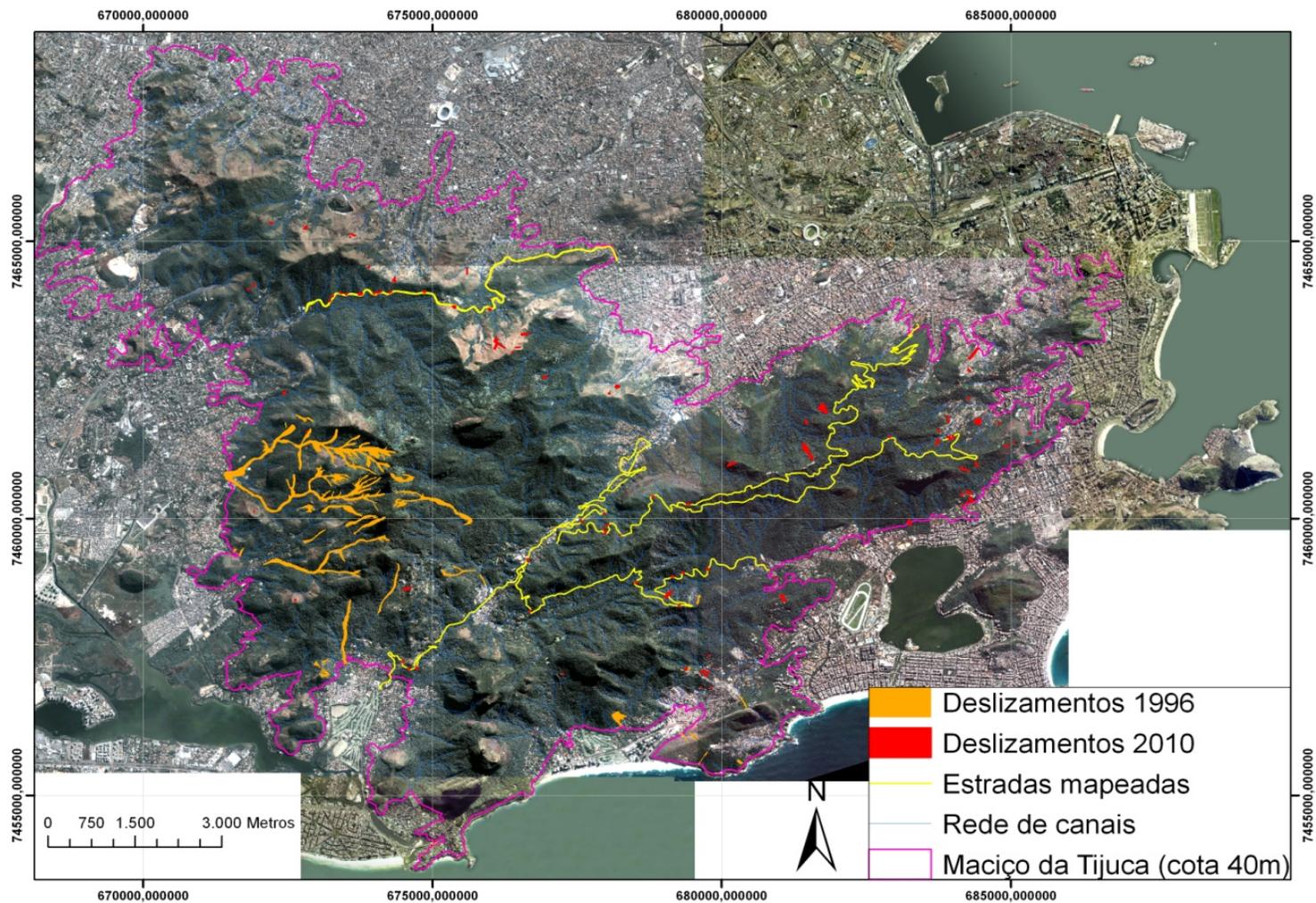


Figura 3.2.2: Mapeamento de cicatrizes de deslizamentos ocorridos nos eventos extremos de precipitação de 1996 e 2010. Extraído de Coelho Netto, *et al.* (Inédito).

3.3 Clareira de deslizamento Laboratório.

A clareira por deslizamentos do Papagaio, gerada em 1996, localiza-se próxima à zona de cumeeira do pico do Papagaio (983 m), mais precisamente, em uma encosta de orientação sul, que drena para o córrego do Archer, tributário do rio das Almas, na bacia do alto rio da Cachoeira. Essa cicatriz apresenta dois dígitos de deslizamento que se encontram em uma grande zona deposicional ocasionada a montante de uma ruptura de declive da encosta, somando uma área de 3,3 ha. Observa-se a presença de ravinas no interior da zona erosiva da cicatriz.

Na porção da encosta e adjacências, onde a cicatriz do Papagaio está situada, há evidências de cicatrizes de deslizamentos pretéritos. É possível observar, do alto do pico do Papagaio e nas trilhas que levam ao pico, rotas com diferenças na cobertura vegetal e dossel florestal que evidenciam a presença de deslizamentos pretéritos nessa encosta, como visualizado na figura 3.3.1 e 3.3.2. A praça deposicional a montante de um nível de base também é um testemunho da ocorrência desses eventos.

Cruz (2000) realizou estudos nessa clareira a respeito do processo de recuperação em seu interior após a recorrência do evento que a formou, na qual fez uma caracterização detalhada das condições topográficas e de domínios geo-hidroecológicos, como descritos 3.3.3.

A clareira de deslizamento, hoje, encontra-se com o predomínio de crescimento do estrato arbustivo. As Áreas onde ocorreu a exposição da rocha são começam a sofrer intemperismo, formando assim uma pequena camada de solo. Observa-se a presença de alguns indivíduos florestais desenvolvendo-se em áreas sem formação de solo, onde a topografia propicia a acumulação de matéria orgânica.

A zona de deposição de sedimentos encontra-se com a vegetação mais desenvolvida, por conta de ter concentrado, nesse local, o solo carregado no deslizamento, assim como o banco gênico e matéria orgânica. As bordas no contato floresta-clareira apresentam vegetação bem desenvolvida, típica de bordas, com presença de espécies como a Embaúba (*Cecropia glaziovii* e *Cecropia hololeuca*) e Jacatirão (*Miconia cinnamomifolia*), como visualizado na figura 3.3.4.

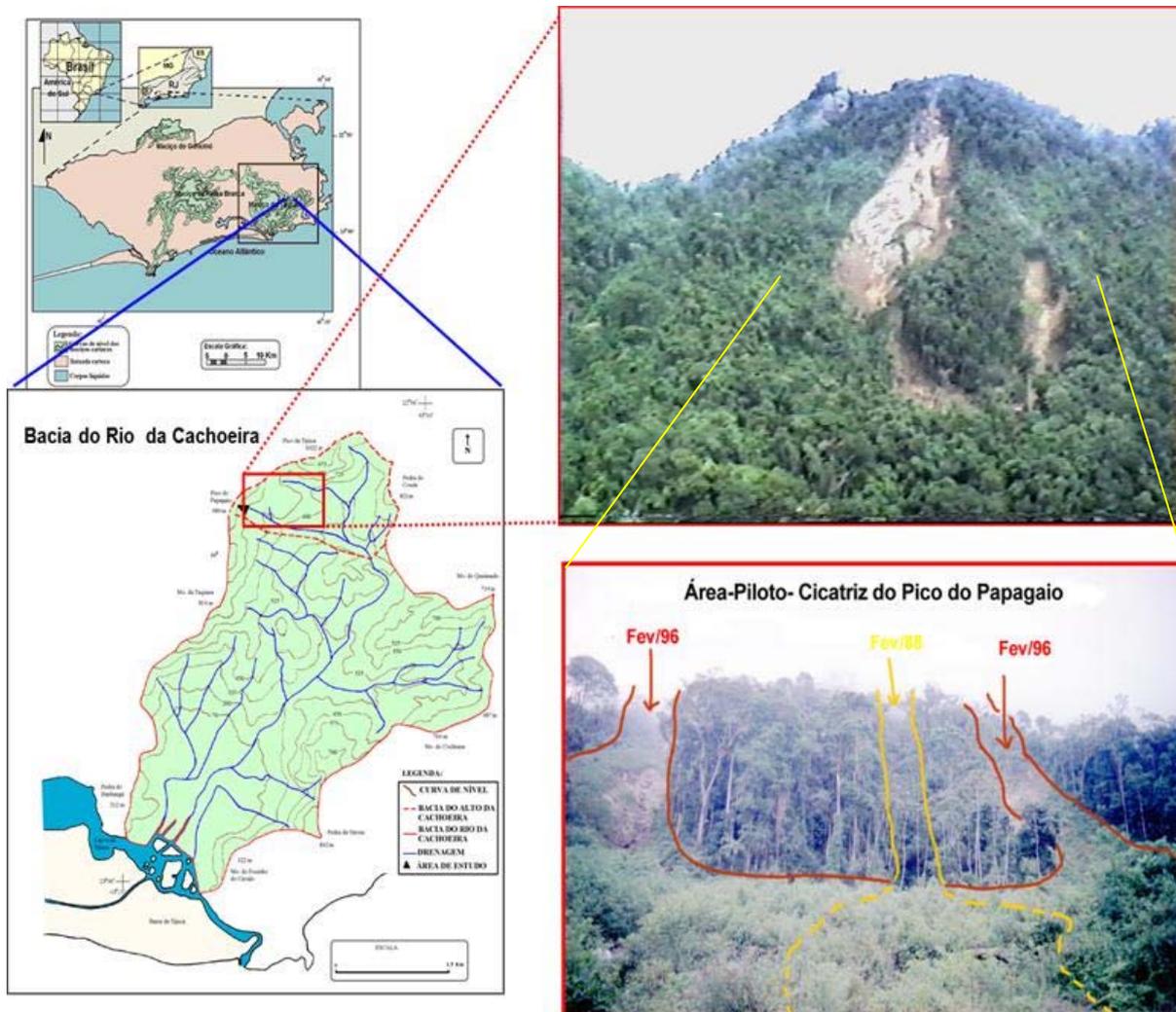


Figura 3.3.1: Localização e visualização da clareira gerada por deslizamento, logo após o evento erosivo, evidenciando as rotas dos deslizamentos nas bordas adjacentes dos eventos ocorridos nos anos de 1988 e 1996.



Figura 3.3.2: Fotografia aérea da clareira de deslizamento do Papagaio, no ano de 1999. Foto IPP 1999.

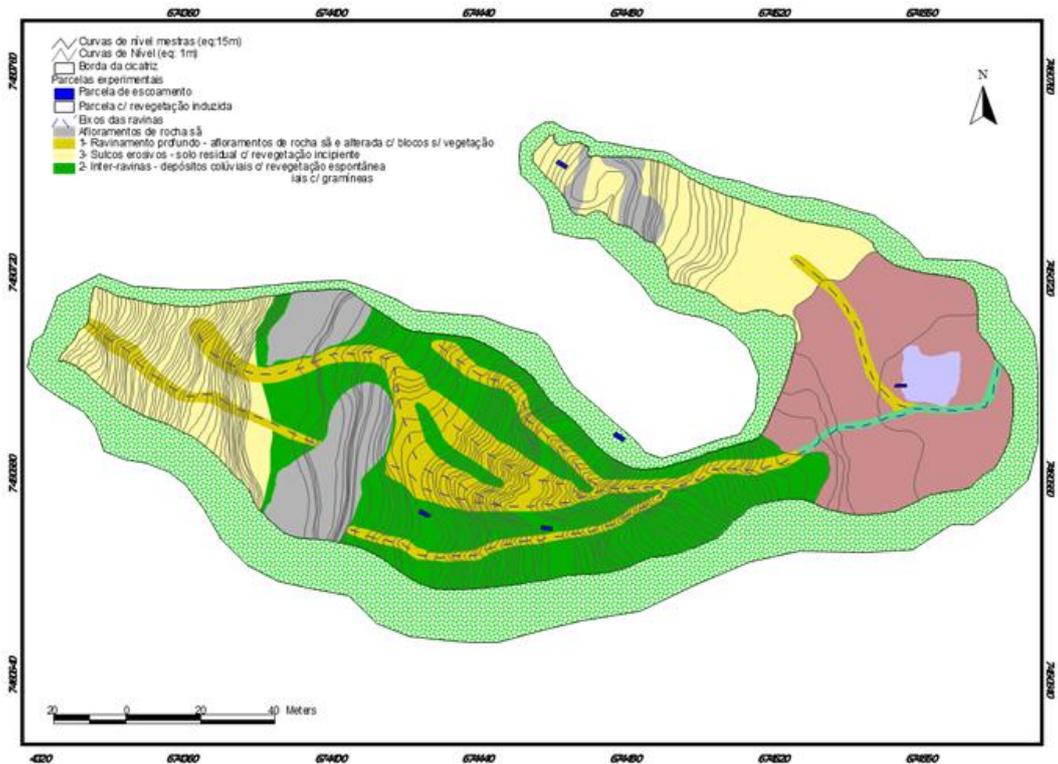


Figura 3.3.3: Caracterização topográfica fontes de erosão do interior da clareira de deslizamentos e a classificação dos domínios Geo-Hidroecológicos determinados em estudo anterior. Extraído de Cruz (2001).



Figura 3.3.4: Colonização vegetal por Espécies arbóreas pioneiras e secundárias iniciais nas bordas da clareira de deslizamento.

3.4 Bacias de Drenagem Laboratório.

Para avaliar a carga de produção de sedimentos na escala de bacia de drenagem, foram escolhidas duas bacias localizadas no interior do maciço da Tijuca. Essas bacias inserem-se na bacia do alto rio do Açude (0,99 km²) localizada no vale de São Miguel, setor A do Parque Nacional da Tijuca, como visto na figura 3.4.1. Nessa bacia, ocorreu uma sequência de deslizamentos no ano de 1996, com ocorrência de fluxo detrítico, deixando após o evento erosivo, clareiras no dossel floresta geradas pelas cicatrizes de deslizamentos. A presença de maciços rochosos em suas cabeceiras potencializa respostas rápidas da bacia de drenagem para o canal fluvial. Nestas bacias ocorrem ainda a presença de estradas, trilhas, pequenas edificações e estacionamentos em seu interior que fazem parte da infra-estrutura do Parque Nacional da Tijuca. As características detalhadas das bacias de drenagem laboratório serão descritas nos sub itens a seguir.

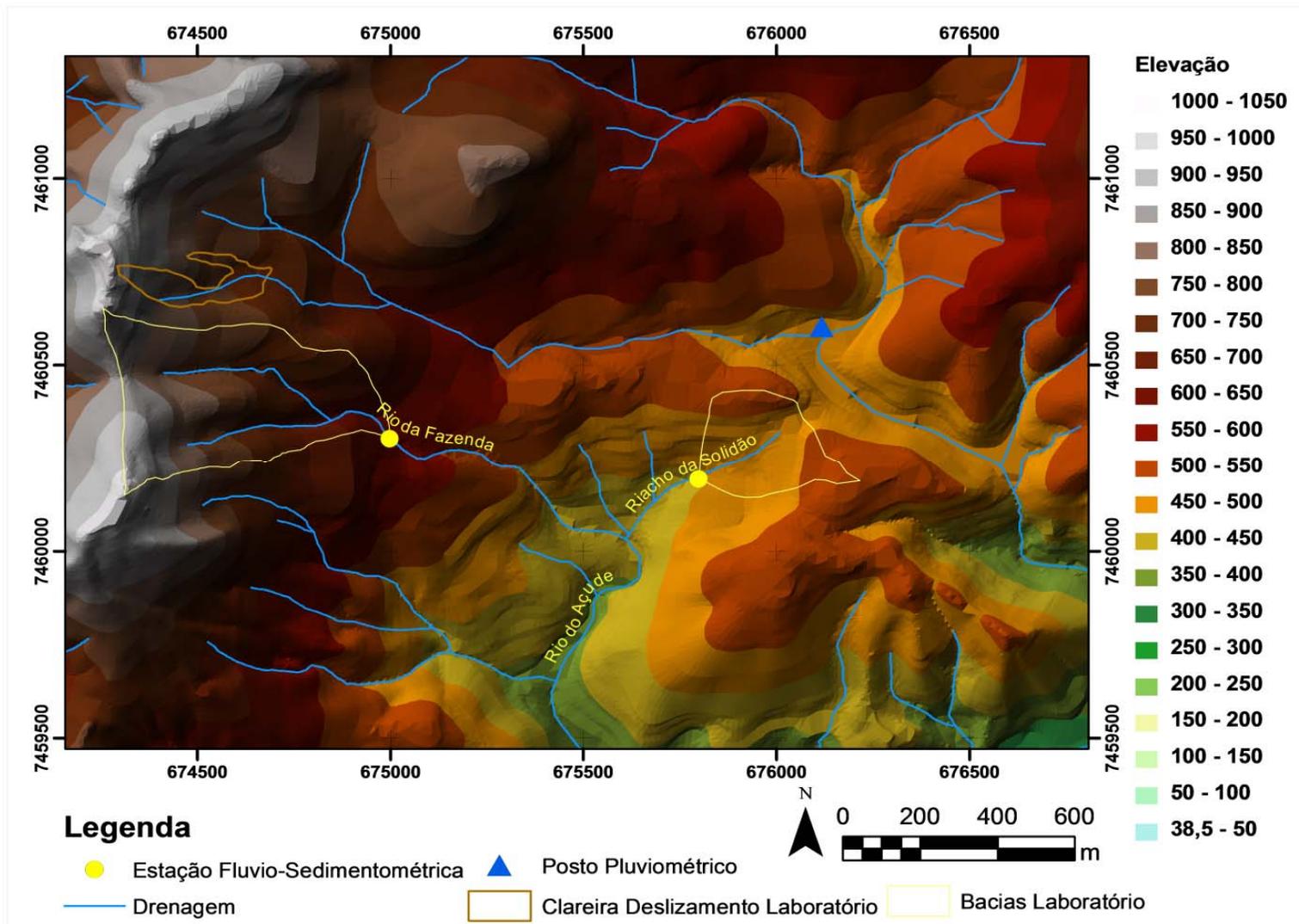


Figura 3.4.1: Localização da clareira de deslizamento, bacias de drenagem estudadas, e posto pluviométrico GEOHECO-UFRJ. Também é visualizado também o modelo digital de elevação do relevo, demonstrados por classes de altitude.

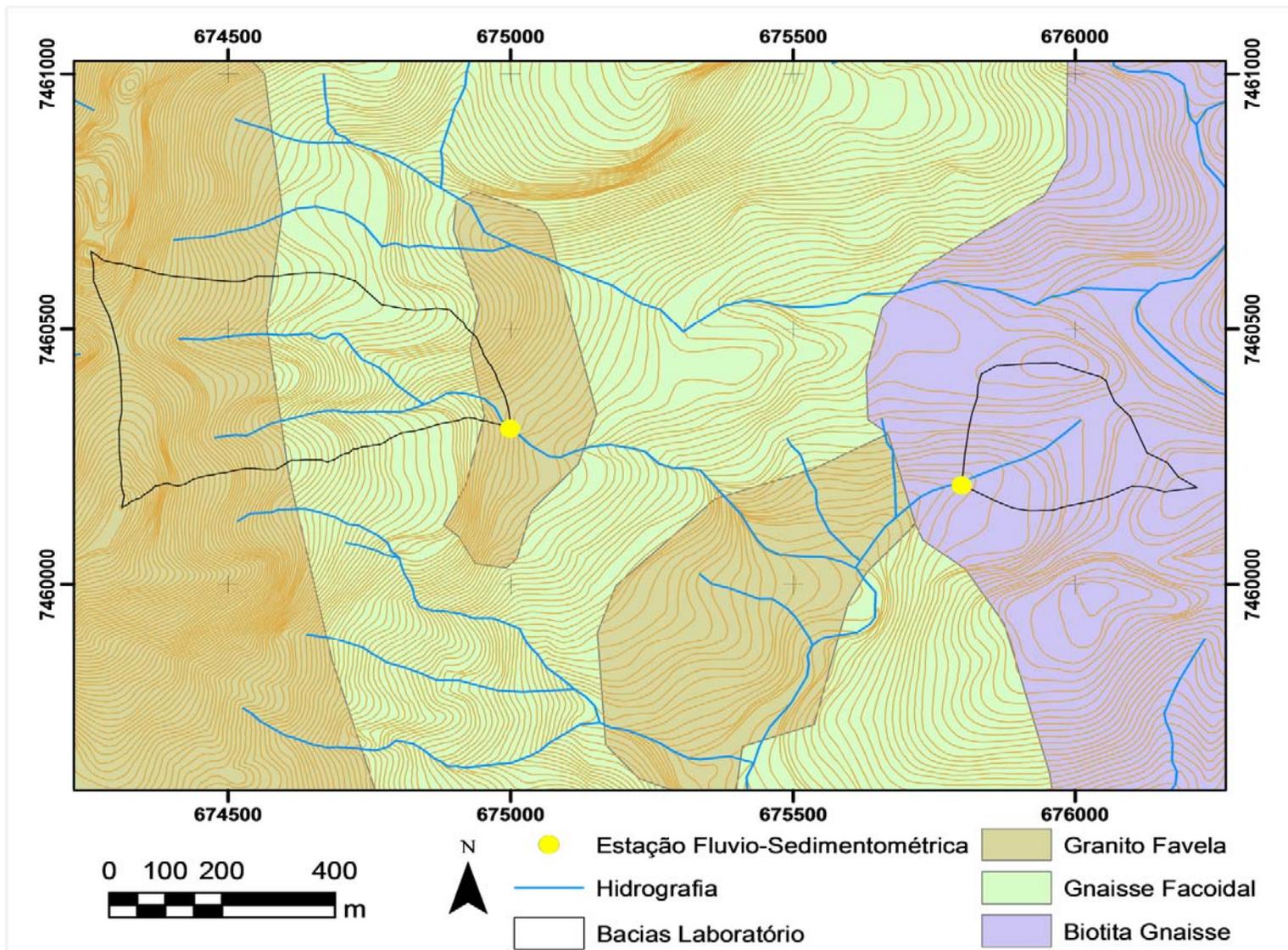


Figura 3.4.2: Mapa geológico da área do maciço da Tijuca, na qual se insere as bacias de drenagem estudadas. As informações geológicas foram extraídas do relatório GEOHECO – SMAC (2000).

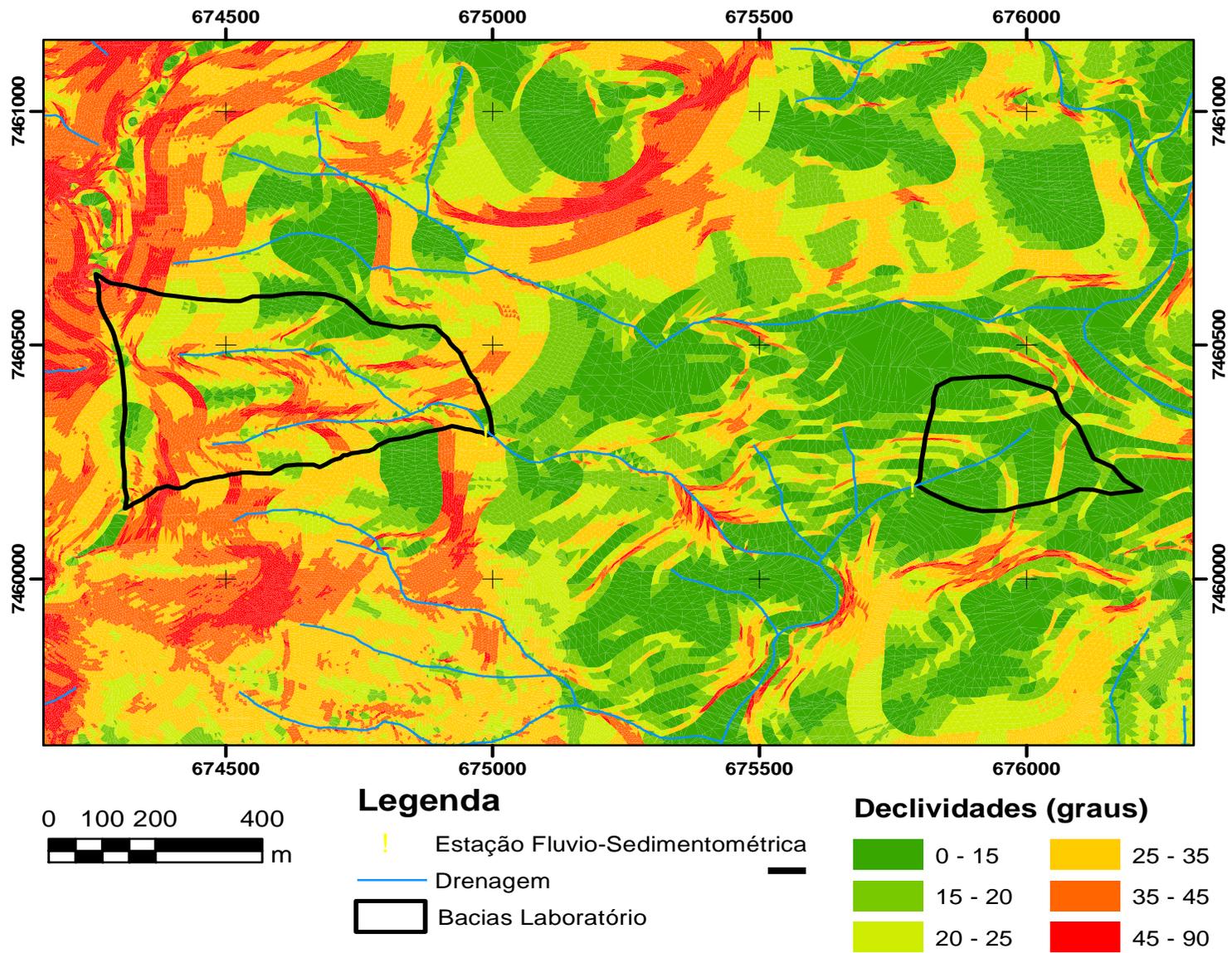


Figura 3.4.3: Mapa de classes de declividades da área do maciço da Tijuca, que se localizam as bacias de drenagem estudadas e arredores.

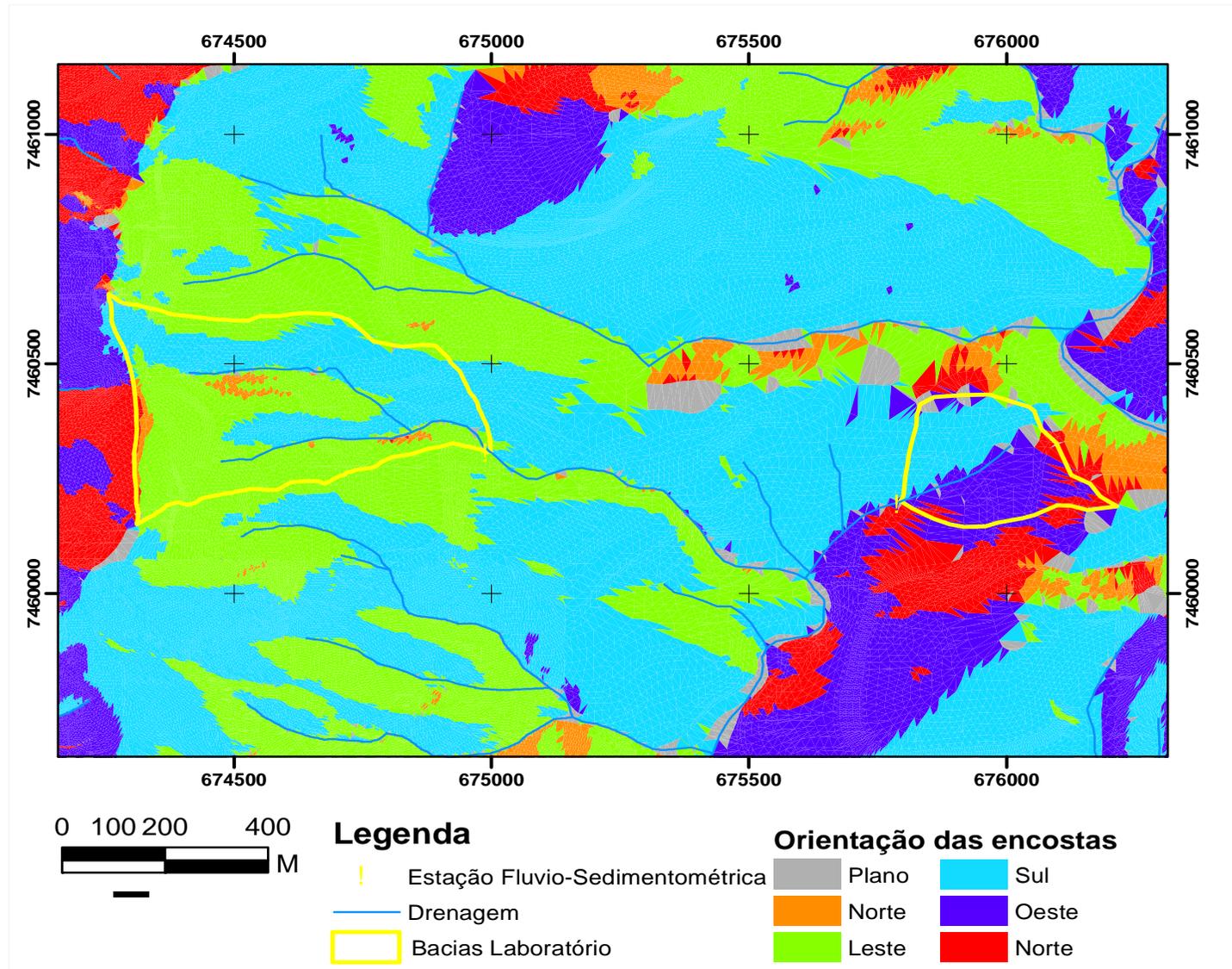


Figura 3.4.4: Mapa de orientação das encostas da área do maciço da Tijuca em que se localizam as bacias drenagem estudadas.

3.4.1 Bacia do rio da Fazenda

A bacia laboratório do rio da Fazenda possui uma área de 22 ha e localiza-se na cabeceira de drenagem do alto rio do açude, onde ocorreu uma série de deslizamentos translacionais seguido por um fluxo detrítico no ano de 1996, como visto na figura 3.4.1.1. A bacia compreende a área, que drena até a estação fluvio-sedimentométrica construída para esta tese, que será detalhada no próximo capítulo.

A vegetação da bacia é composta de uma floresta secundária tardia com a presença de espécies pioneiras e secundárias iniciais que colonizam as clareiras geradas pelos eventos erosivos de 1996. Em seu interior, não ocorre a presença de estradas ou edificações, apenas trilhas para uso recreativo. As rochas presentes na mesma são: granito favela, em sua porção superior e gnaisse facoidal na porção inferior (Fernandes *et al.* 2006) e podem ser visualizadas na Figura 3.4.2. Já os solos contidos em seu interior são os Latossolos vermelho-amarelo, Latossolo Câmbico, Cambissolo Latossolo e solos litólicos indicado pelo estudo de Palmieri (1977).

As suas cabeceiras de drenagem são marcadas pela presença de picos rochosos, onde a declividade é acentuada apresentando encostas bastante íngremes em toda a bacia como visto na figura 3.4.3. As encostas da bacia têm predomínio de orientação voltado para nordeste e sudeste (Figura 3.4.4) e o desnivelamento altimétrico da bacia é de 393 m com sua parte superior na cota de 985m e inferior de 592 m.

3.4.2 Bacia do riacho da Solidão

A bacia do riacho da Solidão abrange uma área de 8 ha com presença de clareiras geradas pelas vias pavimentadas, trilhas e pequenas edificações em seu interior, como visto na figura 3.4.2.1. Observa-se a presença de uma floresta secundária tardia com presença de indivíduos arbóreos de grande porte e elevada presença de palmeiras (*Euterpe edulis*) em seu interior.

A área da bacia é delimitada desde sua cabeceira até a estação fluvio-sedimentométrica construída e é constituída pela rocha biotita gnaisse com presença da mesma associação de solos descrita por Palmieri (1977).

A declividade varia entre 0 a 20° com alguns pontos isolados com valores superiores a 45°, visto também na Figura 3.4.3. As encostas da bacia do riacho da Solidão têm predomínio de sua orientação voltado para sul e oeste, como pode também ser observado na Figura 3.4.4, apresentando um desnivelamento altimétrico de 77 m. A sua cota mais alta é 522 m e a mais baixa a 445 m

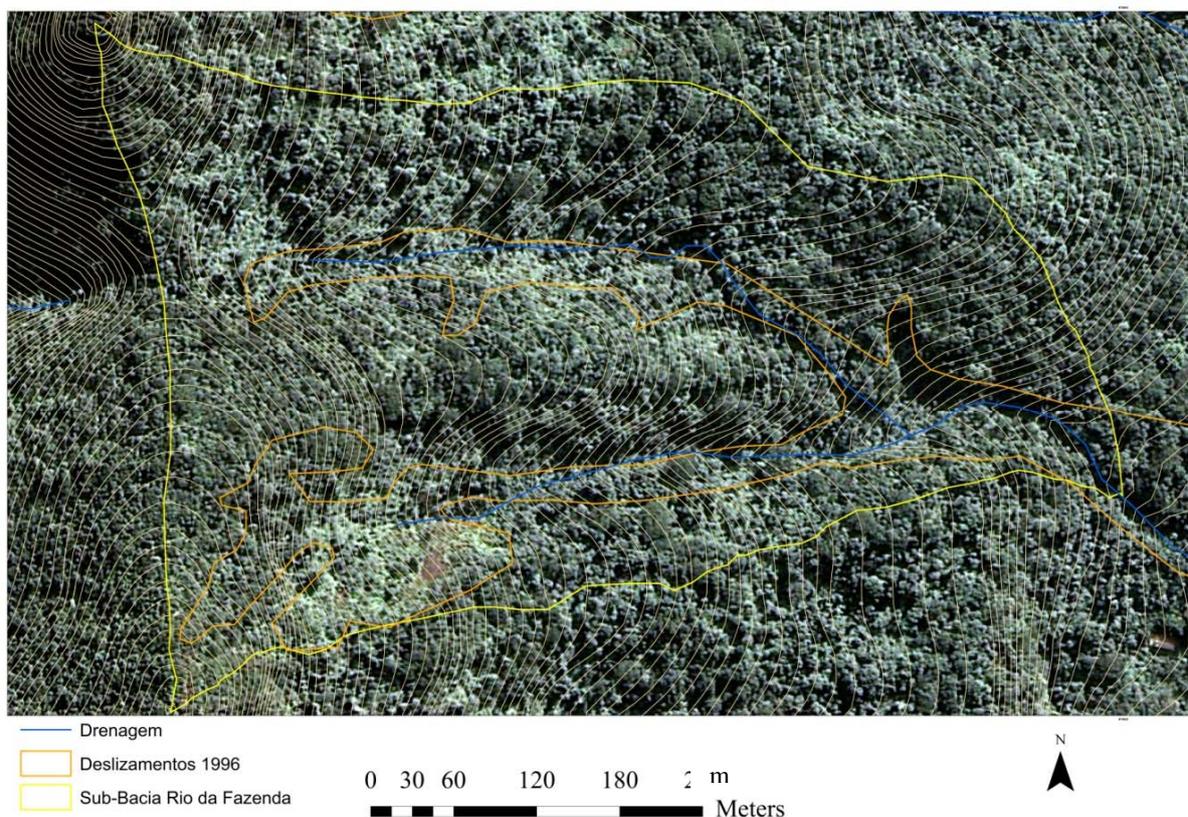


Figura 3.4.1.1: Fotografia aérea do ano de 2008 com bacia de drenagem delimitada é a do rio da Fazenda, visualiza-se também o mapeamento de clareiras de deslizamento de 1996.

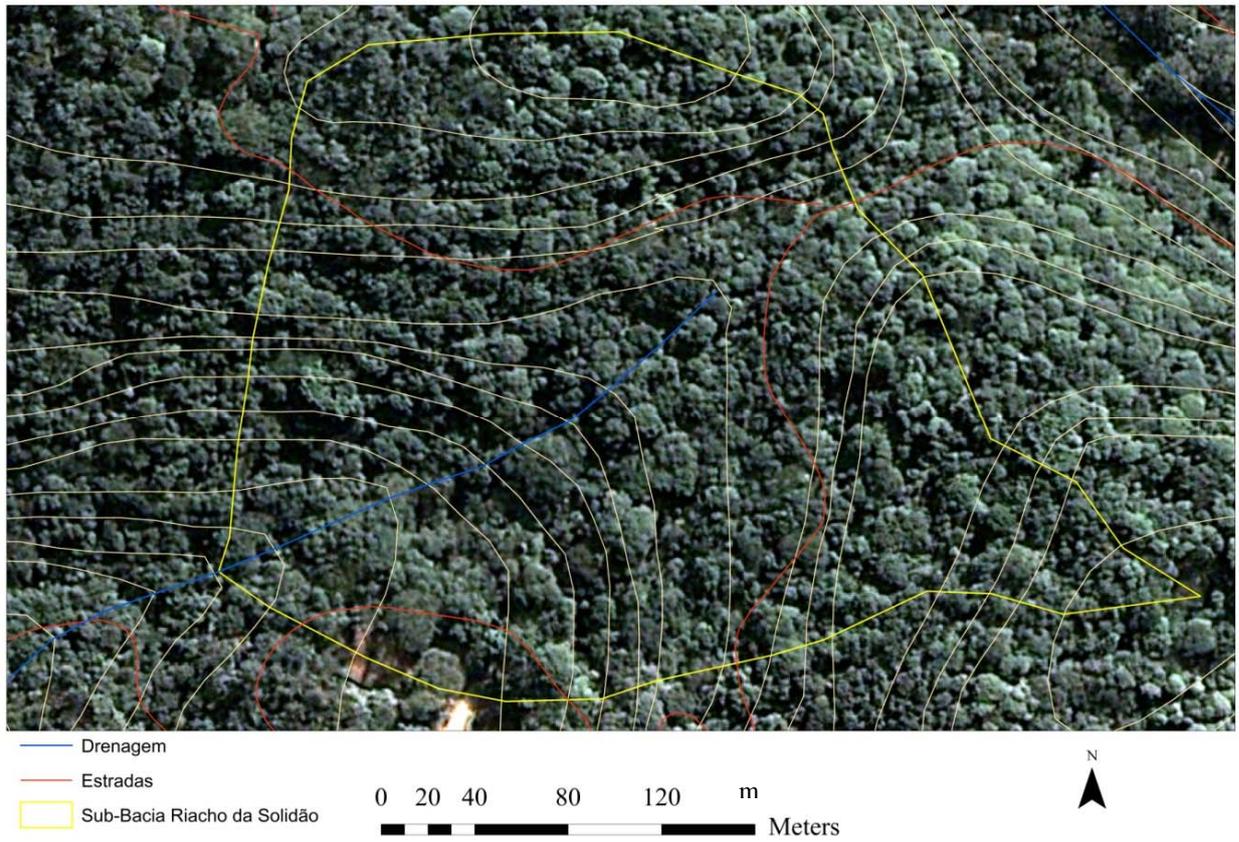


Figura 3.4.1.2: Fotografia aérea do ano de 2008 com bacia de drenagem delimitada é a do riacho da solidão, visualiza-se também o mapeamento de clareiras de deslizamento de 1996.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a aquisição de dados foi realizada a instalação e construção de estruturas, que permitiram o levantamento de informações necessárias para a construção do trabalho. Cabe ressaltar a enorme dificuldade de construção das estruturas físicas necessárias para obtenção de dados nesse estudo. Tanto, por conta de a área de estudo ser em área montanhosa íngreme, onde esforço físico se tornou ainda maior, pela dificuldade de acesso para realizar as construções e coletas de dados, como pela dificuldade de conseguir mão de obra que se disponibiliza a realizar tal trabalho. A instrumentação da área de estudo teve parte de sua coleta de dados automatizada e outras informações medidas e coletadas regularmente. Estas estruturas, técnicas e métodos relacionados aos indicadores que optou-se em avaliar, que serão descritos nos subitens a seguir:

4.1 Mensurações e análises de precipitação.

O monitoramento de entrada de chuvas das áreas-laboratórios foi realizado através de medidas no posto pluviométrico GEOHECO-UFRJ (475 m a.n.m), localizado no interior da sede do Parque Nacional da Tijuca (Barracão) através de um pluviômetro digital (Figura 4.1.1) e através de um pluviômetro artesanal construído com tubo de PVC que foi instalado no interior da área aberta do dígito esquerdo da cicatriz clareira do Papagaio (770 m a.n.m), visualizado na figura 4.1.2.

O pluviômetro digital consiste de um coletor de chuvas (RG200) acoplado a um sistema de armazenamento digital de dados, *data logger* (Global Water, GL 500-U-2-1), instalado na sede do Parque Nacional da Tijuca. Os dados pluviométricos da estação digital foram registrados num intervalo de 10 minutos entre cada registro e, posteriormente, esse intervalo foi alterado para 5 minutos com o intuito de sincronizar com o intervalo das estações fluvio-sedimentométricas descritas a seguir, onde foram periodicamente coletados dados desse sistema, integrados ao banco de dados desta pesquisa (Figura 4.1.3).

As coletas realizadas com o pluviômetro artesanal localizado no interior da clareira deram-se, logo após os eventos de chuva coletados para a amostragem de escoamento superficial, que será descrito adiante. Dessa forma, somente foram computados os valores acumulados para cada evento amostrado. Os dados deste pluviômetro tiveram boa correlação estatística com o do posto GEOHECO-UFRJ, podendo assim ser utilizados para as análises hidrológicas da clareira laboratório do Papagaio. Os mesmos estão distantes cerca de 1,5 km de distância em planta entre eles, porém com elevado desnivelamento topográfico.

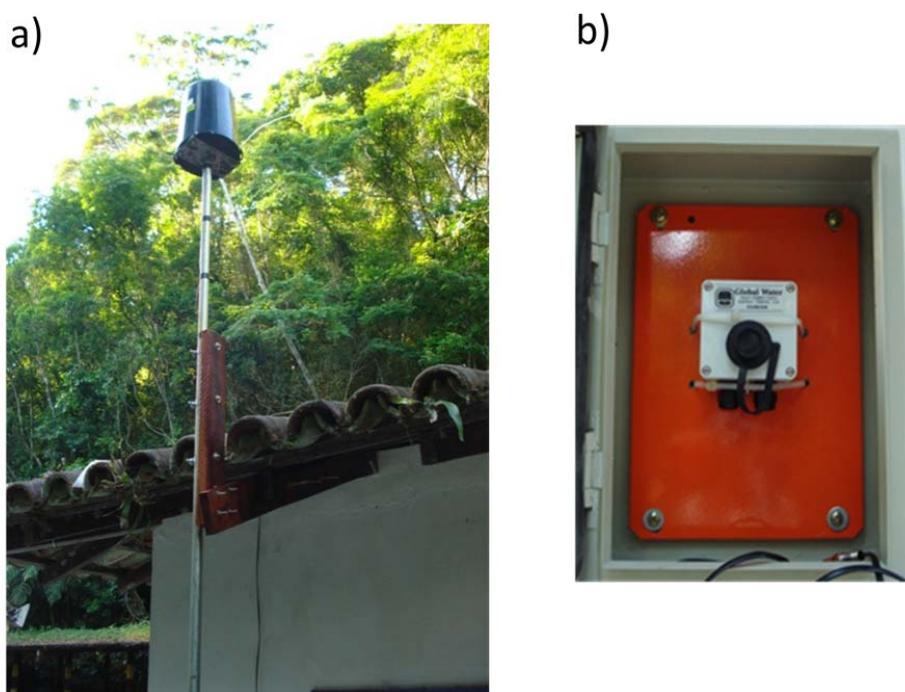


Figura 4.1.1: Detalhe do posto pluviométrico GEOHECO-UFRJ, (a) coletor de chuvas e (b) sistema de armazenamento digital dos dados de chuva.



Figura 4.1.2: Pluviômetro em área aberta, no interior da cicatriz de deslizamento do Papagaio.



Figura 4.1.3: Procedimento de coleta dos dados pluviométricos no posto pluviométrico GEOHECO – UFRJ.

O Pluviômetro digital do posto pluviométrico contou com problemas técnicos e ficou sem registros entre os dias 28 de maio a 07 de junho de 2010, e entre 18 de outubro e 19 de novembro. Para esse período, foram utilizados os dados da estação Alto da Boa Vista, localizada no Corpo de Bombeiros (CBMERJ-GSFMA), que integra o sistema de monitoramento Alerta-Rio da prefeitura da cidade do Rio de Janeiro. Essa estação fica a 1,4km do posto pluviométrico e numa altitude de 355 m. Os dados foram tratados estatisticamente, onde para os valores de precipitação do mesmo dia registrado, aplicou-se o coeficiente de correlação de Pearson, que se mostrou bastante significativo ($R^2=0,9384$). Os dados não foram correlacionados com a Capela Mayrink, que é mais próxima ao posto pluviométrico, cerca de 575 m, por conta da ausência de dados nessa estação para os meses de junho e novembro, período em que houve ausência de dados na estação localizada na área de estudo. Esses dados apenas comporam a série e os totais de precipitação, não sendo usados para análises detalhadas de vazão e turbidez, que será discutido mais adiante no trabalho.

4.2 Levantamentos de indicadores ambientais da clareira laboratório:

Para estudo em detalhe da recuperação florestal, efeitos de degradação de uma clareira de deslizamento e a produção de sedimentos oriundos destas clareiras. Foi avaliada uma área laboratório (clareira do Papagaio) gerada no ano de 1996. Essa clareira vem sendo monitorada desde sua geração (Cruz, 2001; Oswaldo Cruz, 2003; Vilela, 2003; Jordão, 2007). Assim, vem sendo possível avaliar o processo de regeneração da vegetação em seu interior e bordas, e consequente, reestruturação do topo do solo, que atua como regulador da infiltração da água para o interior do solo.

O plano amostral para o estudo dos indicadores geohidroecológicos da clareira de deslizamento consiste na divisão da área em oito parcelas de 10 x 10 m (Figura 4.2.1), através de proposta de metodologia de quadrantes, proposto por Newton (2007), levando em consideração os diferentes domínios de sucessão florestal. As parcelas foram distribuídas no interior da clareira, em suas bordas e na zona de deposição do material carregado pelo deslizamento. Os domínios, que são divididos

entre dois dígitos do deslizamento de 1996 e sua área de deposição (Figura 4.2.2) são representados pelas siglas listadas abaixo:

-
- DDBD: Dígito Direito Borda Direita;
- DDRI 1: Dígito Direito Revegetação Inicial 1;
- DDRI 2: Dígito Direito Revegetação Inicial 2;
- DDBE: Dígito Direito Borda Esquerda;
- DEBE: Dígito Esquerdo Borda Esquerda;
- DERI: Dígito Esquerdo Revegetação Inicial;
- DEBD: Dígito Esquerdo Borda Direita;
- ZD: Zona de Deposição;

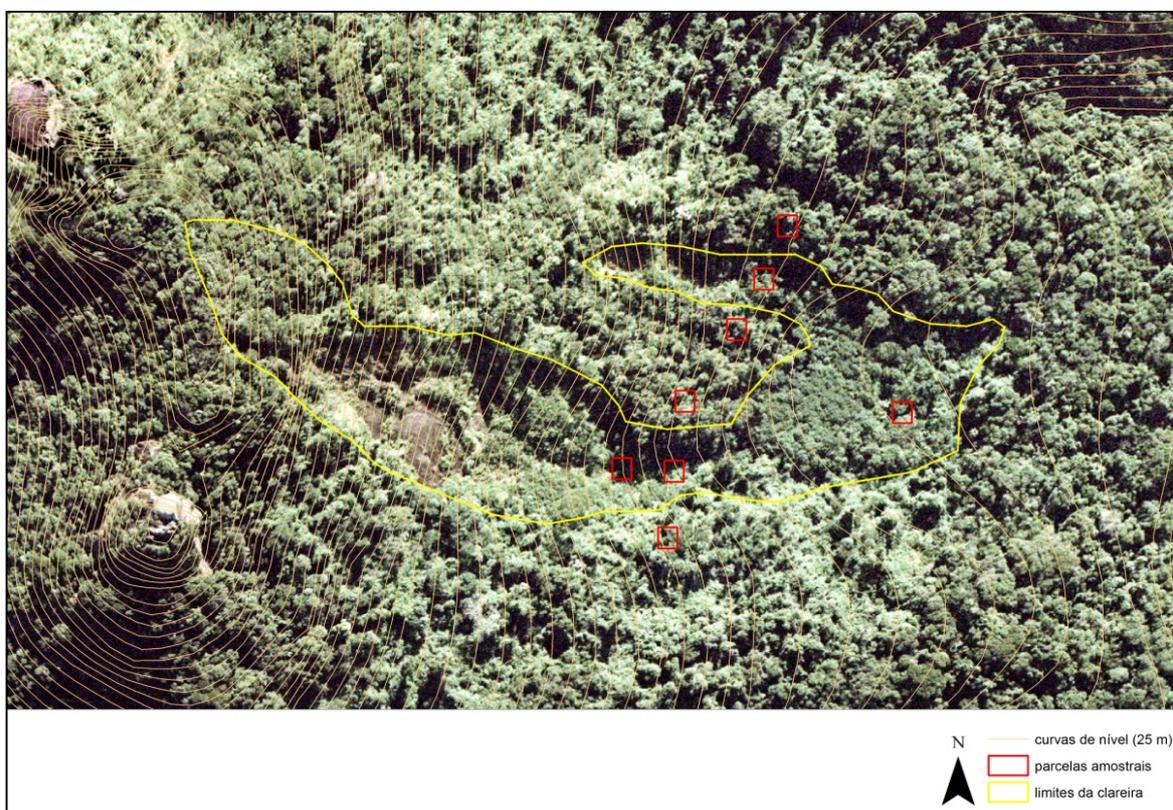


Figura 4.2.1: Localização das parcelas amostrais (10x10m) nos diferentes domínios sucessionais n interior da clareira do Papagaio e suas bordas.

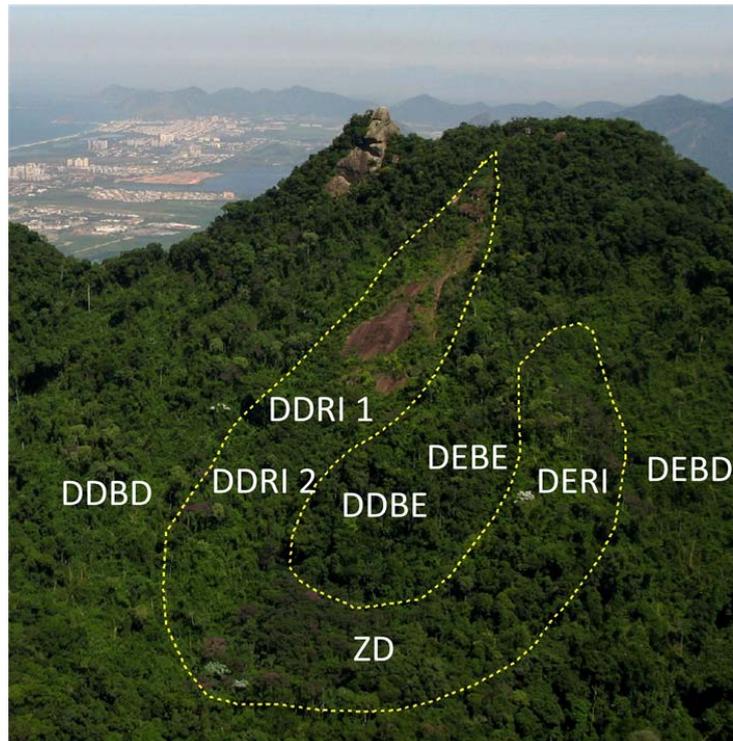


Figura 4.2.2: Visualização do plano amostral dos diferentes domínios sucessionais da clareira laboratório do Papagaio.

4.2.1 Levantamentos de indicadores da estrutura da vegetação:

O levantamento das características da estrutura da vegetação (Figura 4.2.1.1) foi feito através dos parâmetros: área basal, altura estimada por observação, diâmetro a altura do peito (DAP), medido numa altura superior a 1,30 m a partir do solo, fuste, presença de epífitas e indivíduos mortos em pé ou caídos sob o piso florestal. A medida mínima de DAP utilizada neste estudo, que foi de 2,5 cm, permite o levantamento de indivíduos jovens, comuns em áreas de revegetação.

Com o intuito de análise comparativa com estudos desenvolvidos por Cruz (2000) com foco na dinâmica erosiva no interior da clareira, os domínios que representam os mesmos caracterizados por esse estudo são os correspondentes: DDBD = Revegetação Induzida (RI); DDR2 = Revegetação Espontânea (RE) e DDBE = Borda Florestada. Os dados de inclusão de amostragem de vegetação desenvolvida de

Cruz (2000) foram os mesmos deste estudo. No domínio referente à revegetação induzida, foram empregadas técnicas de revegetação durante um projeto de Recuperação de áreas degradadas, desenvolvido pelo Laboratório de Geo-Hidroecologia-UFRJ (GEOHECO) em parceria com a EMBRAPA Agrobiologia.

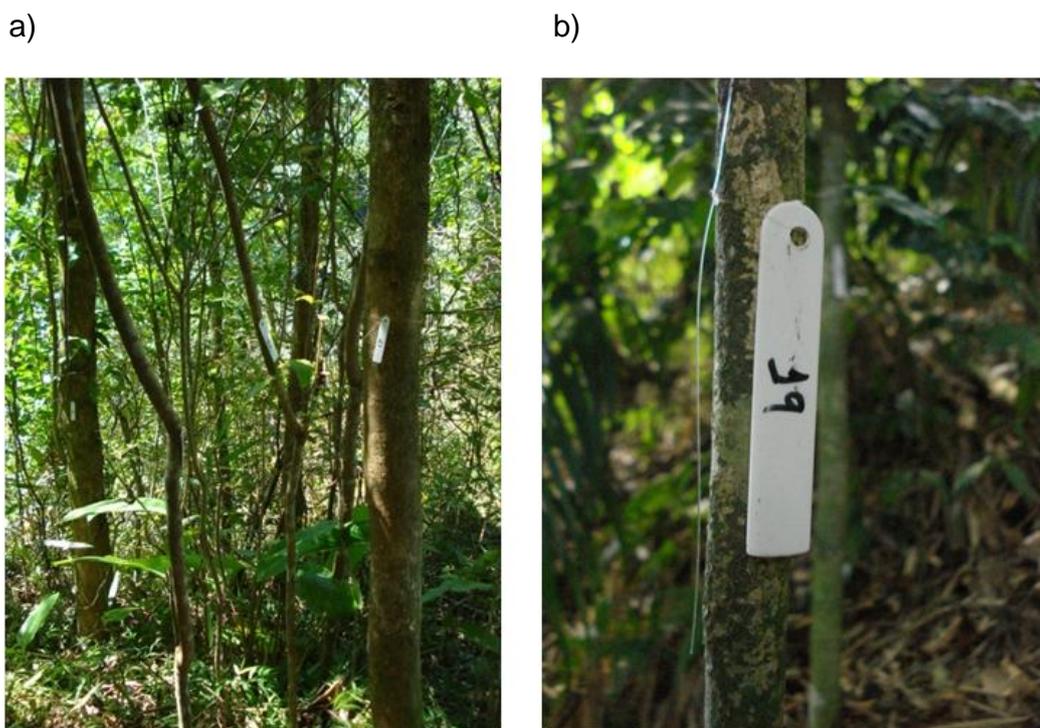


Figura 4.2.1.1: Parcelas de estrutura da vegetação (a) e detalhe de identificação de indivíduos arbóreos amostrados (b).

4.2.2 Levantamentos de indicadores do topo do solo e serrapilheira:

Para a análise das características físicas do topo do solo, foram coletados três pontos amostrais, escolhidos ao acaso por arremesso de uma moeda no interior das parcelas, nas profundidades entre 0 a 5 cm e 10 a 15 cm. Essas profundidades foram escolhidas, pela importância do topo do solo na regulação da infiltração e fluxos superficiais. As amostras foram caracterizadas fisicamente, segundo EMBRAPA (1997), analisou-se a: textura (dispersão total/método da pipeta); percentagem de agregados; e matéria orgânica (queima por peróxido de hidrogênio). O levantamento da

estrutura da serrapilheira, acumulada sobre o solo, foi realizado em quadrantes de 25 x 25 cm (Figura 4.2.2.1), nos mesmos pontos das coletas de solos, onde foi feita uma quantificação e descrição das camadas O₁ e O₂ e malha fina de raízes.



Figura 4.2.2.1: Coleta de serrapilheira acumulada disposta sobre o solo através de quadrado amostral de 50 x 50 cm.

4.2.3 Mensurações de escoamento superficial e fluxo de atravessamento:

Para a mensuração do escoamento superficial foram construídas 3 parcelas tipo *Gerlach* adaptadas (figuras 4.2.3.1 e 4.2.3.2) com área correspondente a 6 m² (3x2 m), localizadas no domínio de revegetação induzida (RI), revegetação espontânea (RE) e na borda florestada (BF). A declividade medida nas parcelas hidro-erosivas são observadas na figura 4.2.3.3. O estudo se concentrou no dígito maior da cicatriz clareira por conta da dificuldade apresentada na instalação das mesmas por conta do atual momento de ravinamento e sucessão florestal. As parcelas foram instaladas nos mesmos pontos dos estudos de Cruz (2000) e Oswaldo Cruz (2004). Outra peculiaridade é que nos estudos anteriores as parcelas eram de 3x1 m, dada a

inferência em campo de interferências nas coletas, ocorridas por descontinuidades das copas arbóreas, esta área foi ampliada.

As parcelas foram construídas com a área amostral cercada por uma lâmina de aço galvanizado e conectadas a uma calha de PVC com uma tampa de metal de forma a impedir a entrada chuva direta e por gotejamento. Um tubo de borracha leva a água e os sedimentos transportados para um recipiente de armazenamento de 50 L fixado na encosta. Ao redor de cada parcela hidro-erosiva foram instalados três pluviômetros artesanais feitos com tubo de PVC para a quantificação da precipitação terminal abaixo das copas arbóreas. Um destes pluviômetros artesanais foi instalado na área aberta da clareira como descrito no item anterior.

A amostragem regular de escoamento superficial e transporte de sedimentos de cada parcela foi feita através da mensuração do volume de água nos reservatórios (galões de 50 L) e retirada de sub-amostras de sedimentos transportados para dentro dos coletores após os eventos de chuvas. Estas sub-amostras (500 mL) foram coletadas através de uma mistura por agitação dos sedimentos em suspensão em um recipiente maior através de uma espécie de agitador manual construído artesanalmente. Os sedimentos são capturados ainda em suspensão e em processo de decantação dos grãos mais pesados por um coletor artesanal (figura 4.2.3.4).

A homogeneização das amostras torna-se importante, com o propósito de não haver o predomínio da fração de sedimentos em suspensão na amostragem. Posteriormente, em laboratório, estas sub-amostras são secas em estufa a 105° C e determinado através de pesagem o quanto foi carregado para cada amostra. O valor obtido foi extrapolado para o conteúdo de todo o escoamento e transformado de g/500 mL para g/L.



Figura 4.2.3.1: Localização das parcelas hidro-erosivas (3x2 m) no domínio inter-ravinas no interior da clareira e borda florestada. Onde: RE-Revegetação espontânea; BF -Borda Florestada; e RI -Revegetação induzida.



Figura 4.2.3.2: Parcela hidro-erosiva instalada na borda florestada da clareira laboratório.

Pontos	Borda Florestada	Revegetação Espontânea	Revegetação Induzida
I	25°	30°	29°
II	30°	22°	25°
III	28°	26°	30°
Média	28°	26°	28°

Figura 4.2.3.3: Quadro com medidas de declividade no interior das parcelas hidro-erosivas nos diferentes domínios.



Figura 4.2.3.4: Material de coleta e mensuração do escoamento superficial, interceptação e produção de sedimentos; (a) balde e agitador artesanal; (b) homogeneização do total de sedimentos escoado; (c) coleta de sub-amostra de sedimentos transportados.

O objetivo principal das mensurações na parcelas de escoamento superficial foi avaliar as resultantes hidro-erosivas em relação à diferença das características da reestruturação do topo do solo e da serrapilheira sob diferentes domínios de sucessão vegetal e presença de diferentes tipologias vegetais no dado momento sucessional da clareira, 14 e 15 anos após os eventos. Os dados de transporte de sedimentos gerados nessas parcelas hidro-erosivas não podem ser comparados a estudos de erosão dos solos (a literatura indica que são necessárias parcelas de maior área para esses estudos). Desta forma, a análise relativa ao transporte de sedimentos serve para comparações entre diferentes domínios de revegetação.

4.3 Medidas nas estações fluvio-sedimentométricas:

Para a mensuração das descargas fluviais e carga de sedimentos transportados nos canais fluviais nas bacias laboratório descritas no capítulo anterior, foram construídas estações fluvio-sedimentométricas (figuras 4.3.1 e 4.3.2). Buscou-se instalar essas estações, em pontos do canal fluvial, onde não houvesse nenhuma captação de água a montante do rio monitorado, para utilização pelas instalações do Parque Nacional da Tijuca ou para consumo de pessoas que habitam em seu interior. Nestas estações, foram instalados vertedouros compostos e equipamentos para monitoramento, que serão melhor descritos a seguir:



Figura 4.3.1: Estação Fluvio-sedimentométrica da bacia do riacho da Solidão.



Figura 4.3.2: Estação Fluvio- Sedimentométrica da bacia do rio da Fazenda.

4.3.1 Mensurações de descargas fluviais e transporte da carga de sólidos em suspensão.

Os vertedouros compostos são constituídos de duas seções, uma triangular com ângulo em 90° e outra caso a vazão do rio exceda esta seção de formato retangular (35 cm de altura). As seções no canal das estações são constituídas de uma lâmina de metal naval, encaixada numa estrutura de concreto estendida com o intuito de represar o fluxo que passa numa seção possível de ser calculada. Os vertedouros são necessários para mensurações de canais de pequena vazão, como o caso das bacias de cabeceiras de drenagem estudadas, visto a dificuldade de medir o fluxo em vazões muito pequenas e de escoamento difuso. Também foram instaladas réguas linimétricas na área adjacente a esses vertedouros. Esta régua foi instalada numa distância de quatro vezes a altura máxima de medida do vertedouro. Esta distância evita represamentos e distúrbios no fluxo natural, segundo a norma da ABNT, CPRH, N-2004. A régua permite a leitura visual do nível d'água do canal fluvial. A seção da lâmina foi nivelada com auxílio de estação total (figura 4.3.1.1). Não se buscou nesse

trabalho dividir o fluxo de base do fluxo de chuvas, pela dificuldade inerente a essa divisão, principalmente em bacias de rápida descarga fluvial com características similares as abordadas nesse estudo.

O cálculo de vazão é extraído da seguinte fórmula para vertedor triangular de 90 graus (ABNT, CPRH, N-2004):

$$Q = 1,420 \times H^{2/5}, \text{ onde:}$$

Q : vazão em m³/s

Fator de correção : 1,420

H : Altura do nível d'água entre o vertedouro e o espelho d'água;

E para seção retangular:

$$Q = 1,838 \times 1,3 \times H^{3/2}, \text{ onde:}$$

Q: vazão em m³/s

Fator de correção: 1,838

Largura do vertedouro em metros: 1,3

H = Altura do nível de água entre o vertedouro e o espelho de água;



Figura 4.3.1.1: Etapa de nivelamento de precisão da régua linimétrica em relação ao vértice do vertedouro.

O sistema de mensuração e armazenamento de dados digitais das estações é composto por sensores de pressão, que foram calibrados através de colunas d'água para expressar o nível de água: *Global Water* – modelo WL 400; Turbidímetros: *Global Water* – modelo WQ 720, faixa 0 – 1000 NTU (figura 4.3.1.2 e 4.3.1.3); e sistema de armazenamento de dados: *data logger* GL 500 U-7-1 (figura 34). A faixa de análise de medida da turbidez é a entre 0 a 1.000 NTU (*Nephelometric Turbidity Units*), calibrado através de solução industrializada para calibragem do sensor nesta unidade. Os sensores não tiveram registros entre os dias 25 de junho a 26 de agosto, onde uma forte chuva erodiu a base do vertedouro da estação rio da Fazenda fazendo com que o fluxo deixasse de escoar pela lâmina e entre 8 a 18 de agosto por problemas técnicos da estação Riacho da Solidão.



Figura 4.3.1.2: Detalhe da instalação dos Sensores de nível d'água e turbidez nas estações fluvio-sedimentométrica.

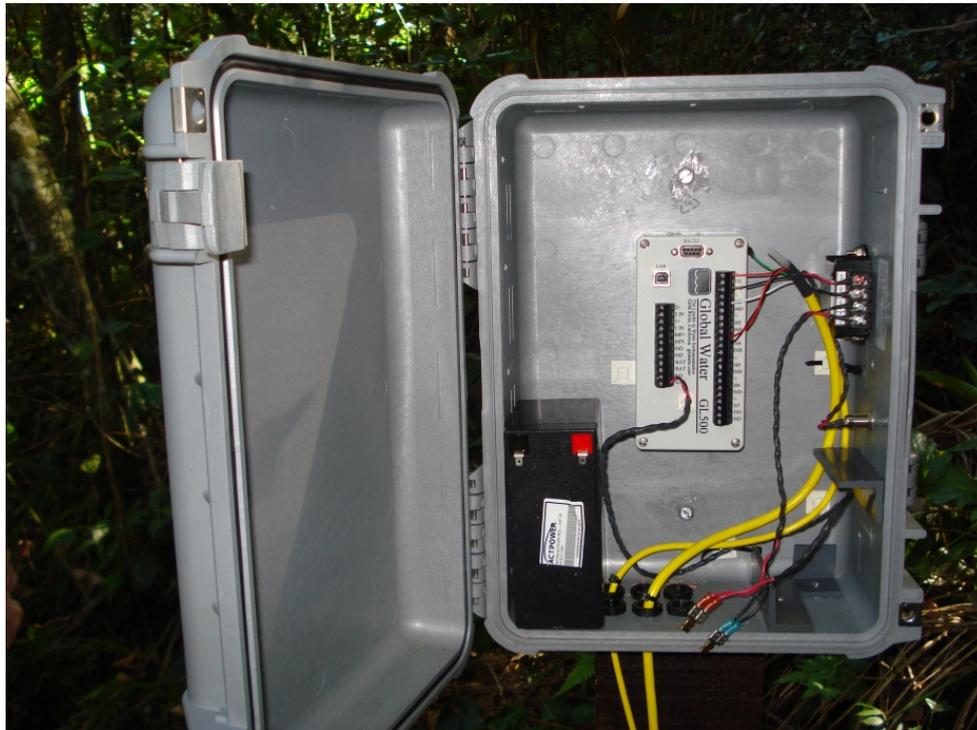


Figura 4.3.1.3: Detalhe do Sistema de armazenamento dos dados (Data Logger GL 500) compondo o sistema automático de aquisição dos dados da estação fluvio-sedimentométrica..

4.3.2 Mensurações da carga de sólidos transportados por carga de fundo.

Os resultados de material transportando de maior granulometria, pelo fundo do canal, por saltejo e arrasto, ou em fluxo na chuva, foi mensurado através de monitoramento batimétrico em um “grid” amostral de 50x50 cm (figura 4.3.2.1) na área de acúmulo de sedimentos. Foram traçados perfis transversais, a quantidade variava a partir da área de deposição de sedimentos e com medidas a cada 50 cm. Os níveis de referência foram dados por marcações em estacas fixadas nas margens dos rios, As medidas foram feitas após o evento de abril de 2010, logo após a construção do vertedouro entre os períodos de 08 de dezembro de 2010 a 06 de abril de 2011 e entre 06 de abril a 13 de maio de 2011. Já para a estação riacho da solidão período foi entre 12 de janeiro a 06 de abril de 2011 e entre 06 de abril e 13 de maio de 2011.



Figura 4.3.2.1: Detalhe do levantamento batimétrico de sedimentos depositados por carga de fundo a montante dos vertedouros.

4.3.3 Mapeamento das clareiras de deslizamentos, fontes de erosão e ajuste da base cartográfica.

Também foi realizado um mapeamento e georreferenciamento das fontes de erosão localizadas no interior das bacias, que compreende as cicatrizes de deslizamento de 1996; as trilhas; estradas pavimentadas ou não; e pontos de fuga d'água de estradas e trilhas com evidências de erosão (figura 4.3.3.1).

As cicatrizes de clareiras foram mapeadas e observadas o seu recobrimento vegetal ao longo do tempo através da utilização de fotografias aéreas do ano de 1996 na escala 1:20.000, tiradas logo após a ocorrência do evento erosivo; Ortofotografias aéreas dos anos de 1999, 2004 e 2008, adquiridas junto ao Instituto Pereira Passos (IPP) na escala 1:10.000; e fotografias aéreas do ano de 2004 na escala 1:15.000. O alto poder de resolução espacial das fotografias 1:15.000 possibilitou a análise em detalhes de trechos de maior interesse da área estudada. Como auxílio para a localização das clareiras geradas por deslizamentos de 1996, foi utilizado o mapeamento de uso e cobertura do maciço:da Tijuca de 1996 (GEOHECO – SMAC, 2000) e o mapeamento feito por Cruz (2000), na escala 1:20.000.

Já o mapeamento das estradas e trilhas foi feito com uso de GPS Garmin 60CSX através de percursos em campo, arquivo com mapeamento de logradouros desenvolvido por GEOHECO – SMAC, (2000) e a espacialização dos dados de campo foi realizado com auxílio do programa *ArcGis 9.3*. Todos os pontos de fuga d'água e erosão das trilhas e estradas situados no interior das bacias foram registrados e georreferenciado e tiveram a largura da calha da erosão mensurada (figura 37).

As áreas laboratório foram ajustadas para a base cartográfica através de georreferenciamento de precisão com utilização de um receptor Astech Promark 2 em modo estático e diferencial, onde utilizou para ajustamento a estação da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC), do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), localizada na divisão de geociências, em Parada de Lucas, município do Rio de Janeiro (Figura 4.3.3.2). A escala cartográfica dos mapeamentos e valores para índices morfométricos foi a de 1:10.000. Os índices aplicados foram o de densidade de drenagem, Índice de circularidade (Sthraler, 1952) e índice de

eficiência de drenagem (IED), criado por Coelho Netto *et al.* (2007). Em meio ao estudo verificou-se a alteração na rota do canal fluvial da bacia do rio da Fazenda após o fluxo detrítico do evento catastrófico de 1996, a rede de canais foi restituída através de ferramentas de fotointepretação.



Figura 4.3.3.1: Levantamento e medida das fugas de água e fontes de erosão de estradas e trilhas no interior das bacias de drenagem estudadas.



Figura 4.3.3.2: Detalhe do Georreferenciamento de precisão das estações Fluvio – Sedimentométricas.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Entradas atmosféricas por precipitação na área de estudo.

A série temporal de precipitação acumulada anual entre os anos de 1977 a 2009 na estação da Capela Mayrink é observada na figura 5.3.1, com ausência de dados acumulados em alguns anos. Nota-se nesta série que valores para o ano de 1988 como o mais chuvoso, alcançando 3.101 mm anuais. Outros anos se destacaram como chuvosos como 1996, 1998, 2001 e 2009. Já o ano de 1997 foi de menor umidade com apenas 1.264 mm de precipitação anuais, acompanhando de anos de 1978, 1984 e 1999 que também tiveram baixos valores acumulados de chuvas. A linha de tendência mostra um ligeiro acréscimo nos valores de chuvas anuais para este ponto do maciço da Tijuca. Os últimos anos mais chuvosos inverteram a tendência encontrada no estudo de Figueiró e Coelho Netto (2004) que apontou declínio nos totais anuais para o período entre 1977 a 2002 para a mesma estação.

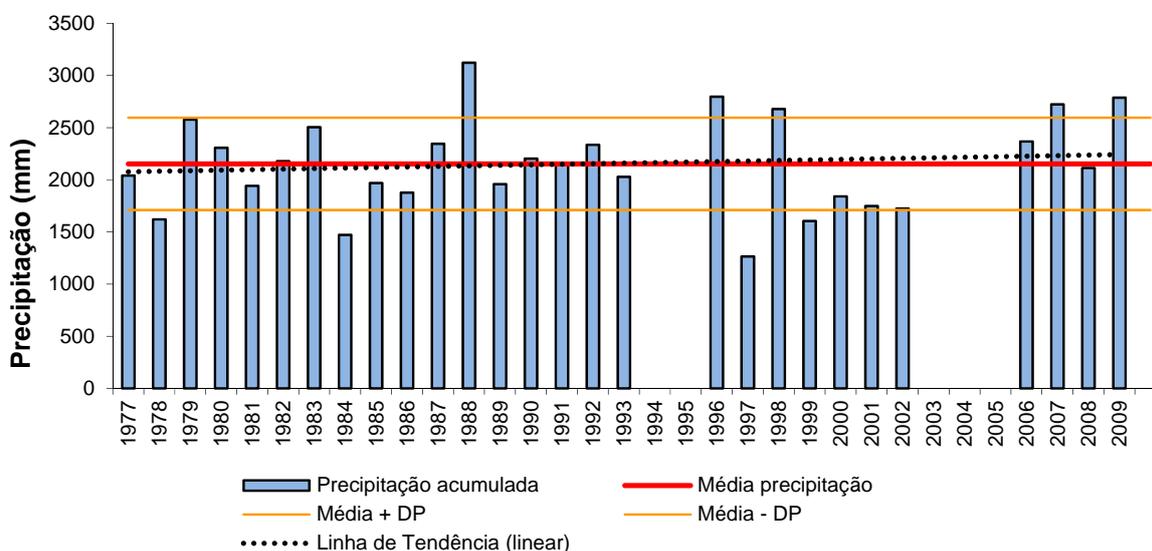


Figura 5.3.1: Histograma de precipitação acumulada anual da estação pluviométrica Capela Mayrink para o período de 1977 a 1993; 1996-2002 e 2006-2009.

Um total de 2.186 mm de precipitação foi computado para a série amostral na área de estudo para o ano de 2010. Este valor é próximo do valor médio de chuvas acumuladas anuais para a série temporal da estação Capela Mayrink, que é de 2.152 mm. Já o período entre janeiro a abril de 2011, que também foi amostrado, o total de precipitação foi de 407 mm. Os meses de março e abril foram bastante chuvosos, com 383 mm em março e 437 mm somente em abril de 2010 (figura 5.3.2). O período chuvoso que foi compreendido entre os meses de novembro a abril no maciço da Tijuca, apresentou-se atípico, estando abaixo do esperado para o período. Para Fevereiro registrou-se apenas 32 mm acumulados de chuvas.

Os valores de precipitação mensal estiveram abaixo para os valores médios encontrados na estação Capela Mayrink, com exceção apenas dos meses de março, abril e julho de 2010. Os valores da série histórica para os totais mensais mostram o valor acumulado para fevereiro de 1988 como o mais elevado para o período, com 967 mm de precipitação acumulada. Seguido de fevereiro de 1996 com 776 mm. O mês de fevereiro aparece com grande amplitude, pois muitas vezes recebe pouca precipitação, como visto em abril de 2011. Os valores médios mensais não oscilam muito, onde os valores são elevados entre setembro a abril (período chuvoso), seguidos entre o período entre maio a agosto que é mais seco. A estiagem mensal pode ser observada em diversos meses ao longo do período.

Os valores acumulados diários de eventos de precipitação para toda a amostragem no posto pluviométrico GEOHECO-UFRJ entre janeiro de 2010 a abril de 2011, indicam o predomínio de chuva na classe entre 0 a 10 mm, com 144 casos dos eventos. Chuvas desta intensidade são totalmente interceptadas pelas copas florestais, podendo aumentar linearmente o atravessamento com o aumento da chuva, tal como indicou estudo realizado por Miranda (1992) na estação experimental do alto rio da Cachoeira no maciço da Tijuca. O número de eventos foi diminuindo com o aumento no valor acumulados das chuvas, onde somente 3 eventos excederam 100 mm diários de precipitação.

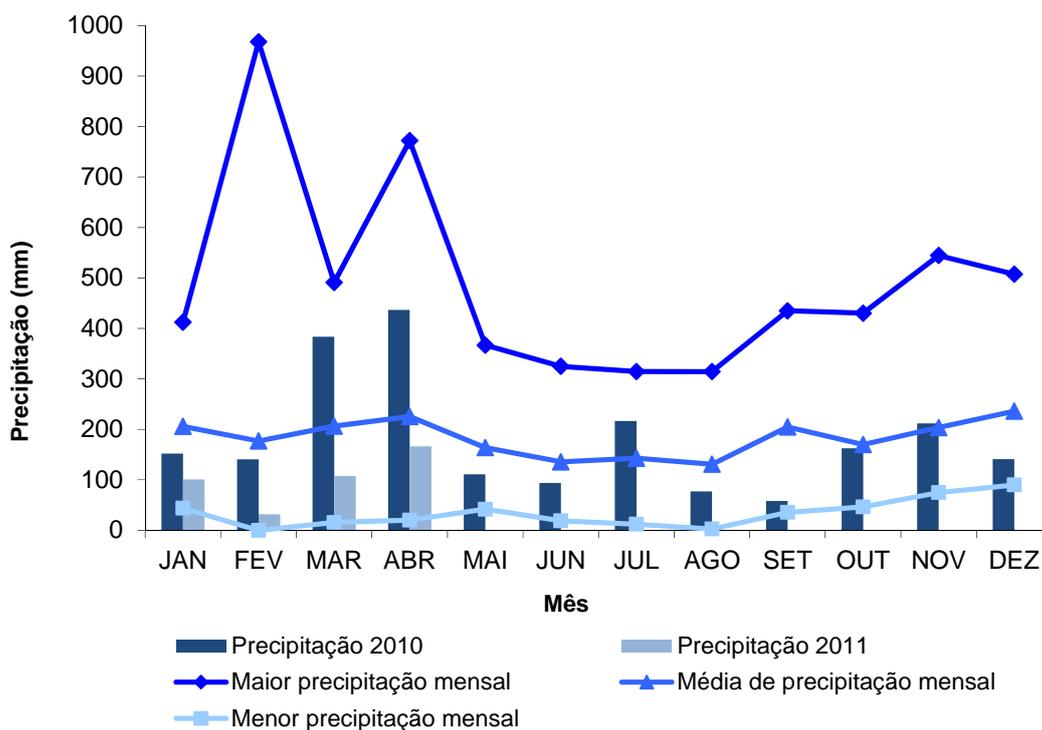


Figura 5.3.2: Precipitação acumulada mensal e média mensal e máxima e mínima de chuvas acumuladas mensais da estação Capela Mayrink para o período de o período de 1977 a 1993; 1996-2002 e 2006-2009.

Em valores percentuais, vistos na figura 5.3.3, mostram que 76% das chuvas se concentram entre 0 a 10 mm, seguido dos valores acumulados de 21,8% entre 10,1 a 50 mm; 3,1% entre 50,1 a 100 mm; e somente 1,6% para chuvas maiores que 100,1 mm. Estes valores encontram-se dentro do esperado quando comparados a um período temporal maior, entre 1967 a 1975 e 1977 a 1983 na estação Meteorológica Alto da Boa Vista, no estudo de Coelho Netto (1985). Observa-se para o período abordado nesse estudo pelo posto pluviométrico GEOHECO-UFRJ, ligeiro aumento de chuvas entre 0,2 a 10 mm e declínio das chuvas entre 10,2 a 100 mm. Os valores encontrados pela autora foram de 58,8% para chuvas entre 0,2 a 10 mm; 33,8% entre 10,1 a 50 mm; 5,6% entre 50,2 a 100 mm e 1,4% dos eventos ultrapassaram 100,2 mm. Os valores em classes de chuvas diárias desse período também se mostraram diferente do visto por Figueiró e Coelho Netto (2004) que apontaram para decréscimo

de chuvas nas chuvas inferiores a 20 mm/dia e aumento nas chuvas superiores a 100 mm/dia.

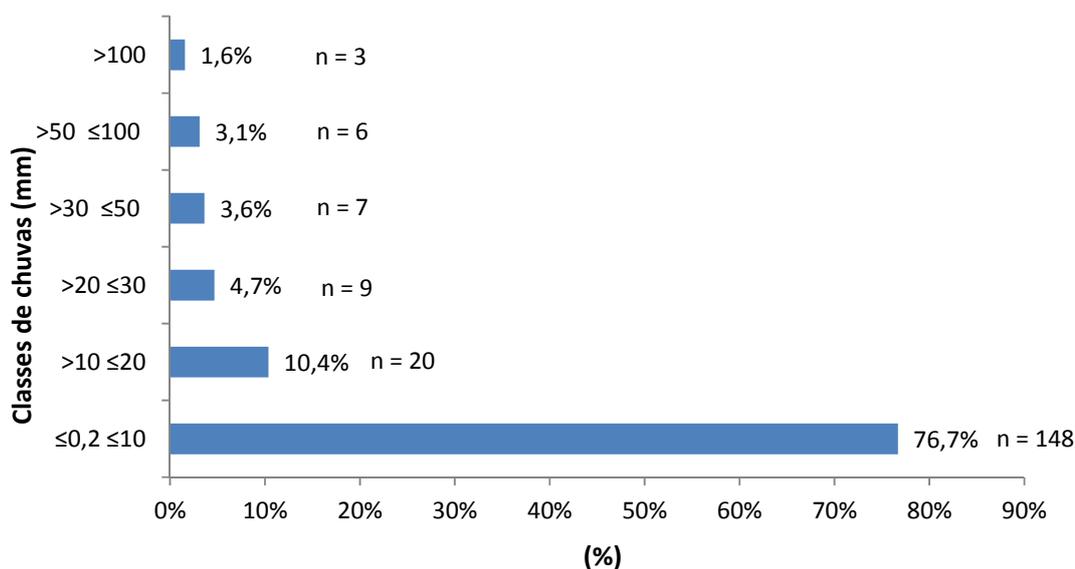


Figura 5.3.3: Percentagem de ocorrência de chuvas em classes de precipitação para o posto pluviométrico GEOHECO-UFRJ entre janeiro de 2010 a abril de 2011.

Entre os dias 5 a 8 de Abril de 2010, ocorreu um evento de extrema precipitação no maciço da Tijuca, onde os dados do Posto pluviométrico GEOHECO-UFRJ registrou 320,8 mm em 48 horas. A intensidade máxima alcançada de 29,8 mm/h as 18 hs do dia 5. Para toda a semana chuvosa o total chegou a 348,2 mm entre 5 a 8 de abril e com intensidade média de 3,8 mm/h. Observa-se nas figura 5.3.4, picos de chuvas em determinadas horas com grande concentração de pluviosidade para um curto período. Este evento erosivo que foi precedido de um mês de março muito chuvoso detonou em diversos pontos do Maciço da Tijuca e na região metropolitana do Rio de Janeiro, gerou diversos deslizamentos de solos e rochas, com diversas perdas sociais e de vidas humanas. Estas catástrofes naturais são recorrentes na história da cidade do Rio de Janeiro, como anteriormente abordado.

através de características próprias de rápido crescimento. Guariguata (1990) aponta para alta densidade dessas espécies em clareira de deslizamentos em encostas íngremes em Porto Rico, com destaque a *Cecropia peltata*. Estas espécies pioneiras e secundárias iniciais de rápido crescimento tendem a ser substituídas por espécies de avançado estágio sucessional. O autor viu para a mesma área uma diminuição considerável da população dessas espécies em clareira de mais de 52 anos e ausência das mesmas em áreas de floresta clímax.

Uma maior colonização vegetal é observada nas bordas esquerdas de ambos os dígitos. Devido ao elevado desvio padrão nestes domínios, a diferença no porte estrutural da vegetação pode ser melhor visualizado nos resultados do cálculo de área basal (figura 5.2.1.4). Indicando área basal de 62,15 m²/ha em DEBE e 64,01 m²/ha para o DDBE, valores elevados quando comparado aos demais domínios e para áreas preservadas, como visto por Basile (2004), na mata do Pai Ricardo (tabela 5.2.1.2) com valores de 32,25 m²/ha e em área de floresta tardia, por Negreiros (*op. cit.*) com valores variando entre 30 a 32 m²/ha. Foi observado nestes domínios indivíduos de grande porte, como exemplo do maior amostrado com 69,5 cm de DAP e 30 m de altura estimada localizado em DDBE e elevada densidade de espécies secundárias iniciais de rápido crescimento. Isto indica estes domínios, como mais avançados no seu estágio sucessional. Atribui-se a isso, a diferenciação no aspecto da encosta, que é voltada para sudeste, recebendo assim menos insolação e gerando condições diferenciadas micro-climáticas (umidade, luminosidade e temperatura) do que na borda oposta que tem aspecto da encosta voltada para noroeste.

As bordas direitas dos deslizamentos por conta de seu estágio sucessional, apresentaram elevada densidade de indivíduos, 6700 indivíduos/hectare em DDBD e 8.700 indivíduos/hectare em DEBD, atribuí-se como antes citado, ao fato de presença de maior luminosidade, que confere ao estágio sucessional atual destes domínios maior recrutamento e chegada de espécies secundárias iniciais.

Ocorre em ambas as bordas do dígito direito, um elevado número de árvores mortas em pé, 10,4% no DDBE e 11,9% no DDBD. Algumas dessas árvores são de grande porte, um indício de degeneração da vegetação por efeito de borda. Esses indivíduos permanecem com suas funções hidrológicas de fluxo de tronco e infiltração. As suas raízes naturalmente se decompõem no interior do solo, gerando dutos de

variados diâmetros que proporcionam diferentes taxas de infiltração. A saturação rápida dos solos rasos de encostas íngremes em chuvas de grande intensidade pode detonar novos deslizamentos, como no caso do evento gerador da clareira laboratório que ocorreu nas bordas de um deslizamento ocorrido em 1988.

Tabela 5.2.2.1: Resumo dos valores dos indicadores da estrutura da vegetação nos diferentes domínios da clareira laboratório.

	Dígito Direito				Dígito Esquerdo			Zona Deposição
	Borda Direita	Revegetação Inicial (p1)	Revegetação Inicial (p2)	Borda Esquerda	Borda Direita	Revegetação Inicial	Borda Esquerda	
Total Indivíduos	67	75	86	48	87	29	56	87
Área basal (m²/ha)	16,81	14,50	18,75	64,01	14,03	2,84	62,15	26,06
Médio DAP (cm)	4,79	4,29	4,65	5,32	5,08	15,00	7,59	4,18
Máximo DAP (cm)	15,92	11,46	16,56	69,75	20,70	8,28	48,73	27,07
Média altura (m)	6,31	4,12	6,29	5,21	6,84	3,45	6,72	5,28
Máxima altura (m)	16,00	10,00	16,00	30,00	15,00	8,28	20,00	25,00
Mínimo altura (m)	2,00	1,50	2,00	1,00	2,00	1,50	1,50	1,50
Densidade de Indivíduos ind/ha	6700	7500	8600	4800	8700	2900	5600	8700

As bordas do dígito direito (mais extenso e largo) se diferenciam entre si, dada a posição da parcela DDBD que se localiza na borda interna da clareira. Nesta borda foram efetuadas técnicas de revegetação em parceria com a EMBRAPA - Agrobiologia. Mudanças de leguminosas foram inoculadas por rizóbio e fungos micorrízicos em laboratório e plantadas neste domínio com o intuito de fixar nitrogênio e ciclagem de outros nutrientes no solo. Este plantio ocorreu logo após a ocorrência do evento erosivo. Em termos de recuperação florestal, percebe-se através dos dados estruturais e por sua composição que esta técnica não se diferenciou das áreas onde ocorreu a revegetação espontânea, representada pelos domínios (DDRI, DDRI 2, DERI).

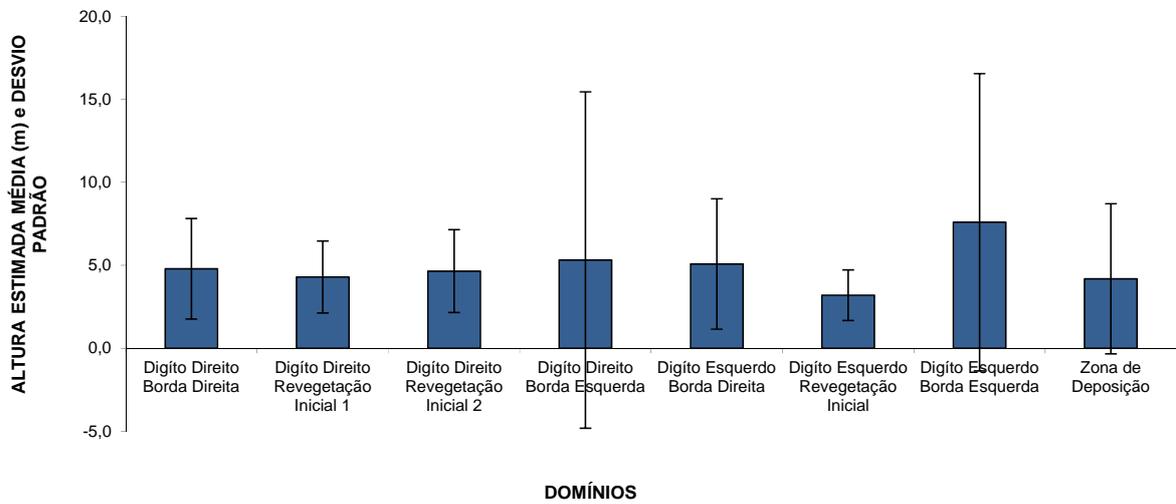


Figura 5.2.2.1: Altura estimada média e desvio padrão nos diferentes domínios no interior da clareira de deslizamento e suas bordas.

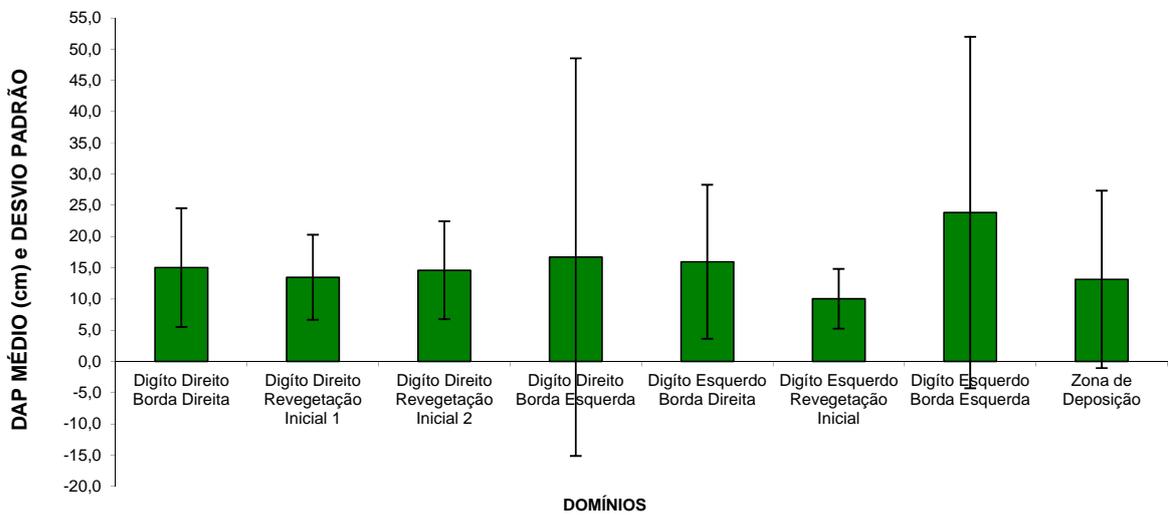


Figura 5.2.2.2: DAP médio e desvio padrão nos diferentes domínios no interior da clareira de deslizamento e suas bordas.



Figura 5.2.1.3: Recolonização florestal da borda esquerda do dígito direito da clareira de deslizamento, destaca-se a recolonização florestal por espécies secundárias iniciais.

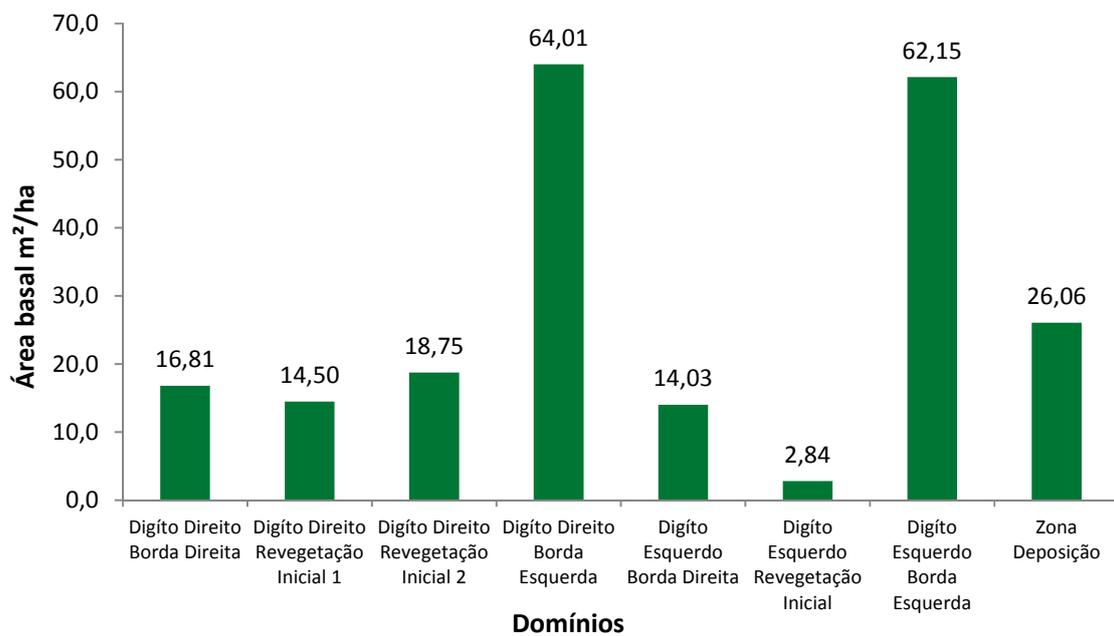


Figura 5.2.1.4: Área basal dos diferentes domínios sucessional do interior da clareira de deslizamento e suas bordas.

Tabela 5.2.1.2: Valores estruturais para a área de floresta climácica do Pai Ricardo, localizado na vertente sul do maciço da Tijuca, Rio de Janeiro, RJ.

PARÂMETROS ANALISADOS	GEOHECO/UFRJ(2000)	BASILE, 2004
Área laboratório	Mata do Pai Ricardo	Mata do Pai Ricardo
Posição/topografia	fundo de vale	encosta
Área (m ²)	800	1024
Nº Indivíduos	178	345
DAP médio (cm)	12,8	8,18
Maior DAP (cm)	165,50	70,60
Área basal total (m ² /ha)	97,30	36,62
Altura média (m)	9,20	7,51
Maior altura (m)	45	28
Mínimo de altura (m)	n.d.	1,30
árvores mortas (%)	1,10	0,57
densidade total (ind/ha)	2.225	n.d.

Na área do interior da clareira do deslizamento em ambos os dígitos, sob revegetação inicial encontram-se baixos valores de área basal comparado aos outros domínios. Estas áreas ficaram expostas a erosão e intensa luminosidade durante a abertura da clareira, apresentam valores de 14,50 m²/ha para DDRI 1; 18,75 m²/ha para DDRI 2; e apenas 2,84 m²/ha e densidade de indivíduos arbóreos de 7.500; 8.600 e 2.900 indivíduos/hectare, respectivamente nos domínios. Os valores de área basal para o dígito direito encontram-se próximos ao encontrado por Chirol (2009) nas áreas de revegetação no interior das clareiras, em clareiras (Gabião e Vista do Almirante) com formas semelhantes à cicatriz-laboratório após 20 anos de geração do evento. Já para a clareira da Vista Chinesa, também estudada por Chirol (*op. cit.*) e Negreiros (2006), de maior tamanho, os dados estruturais mostram inferiores à clareira estudada, que foi amostrada 13 anos após a ocorrência do evento erosivo. Estes dados confirmam a importância tamanho, orientação, forma, topografia e altura do dossel no entorno no processo de regeneração da clareira, como indicado por Eysenrode *et al.*(1998).

No interior dos dígitos dos deslizamentos, sob ação de revegetação inicial ocorrem estágios distintos sucessionais em áreas de solos incipientes, sofrendo ação de intemperismo, há o recobrimento por líquens e musgos com predomínio de *Gleichenia sp.*, (figura 5.2.1.5). Esta espécie recobre as áreas sob ação de forte luminosidade e de revegetação inicial. Também foi observada em clareiras de deslizamentos em Porto Rico (Guariguata, 1990) elevada colonização por essa espécie. Já nas áreas de maior umidade e solos mais espessos nestes domínios, seu interior é densamente colonizado por arbustos e herbáceas e espécies secundárias iniciais (figura 5.2.1.6). Através de mecanismos próprios de sobrevivência, estas espécies desenvolvem-se em áreas de solo pouco espesso, alta luminosidade e reduzido aporte de matéria orgânica, como ilustrado na figura 5.2.1.7. A chegada de espécies iniciais e conseqüente sombreamento de *Gleichenia* nesses domínios levaram à morte destas sob as copas arbóreas, evidenciando o avanço sucessional do interior da clareira, como visto na figura 5.2.1.8.



Figura 5.2.1.5: Interior da clareira de deslizamento sob revegetação inicial e densamente colonizada por *Gleichenia*.



Figura 5.2.1.6: Interior da clareira de deslizamento colonizada por espécies secundárias iniciais.



Figura 5.2.1.7: Detalhe de Enraizamento de espécies secundárias iniciais em área de revegetação no interior da clareira de deslizamento.

A zona de deposição, área na qual migraram os solos, banco gênico e matéria orgânica no deslizamento que gerou a clareira apresenta área basal de 26,06 m²/ha e médias de altura de 5,28 m e DAP de 4,18cm. Estes valores se apresentam inferiores aos domínio DDBE e DDBE. Esta área conta com a colonização de bambus em alguns pontos, o que levou ao decréscimo dos parâmetros estruturais. Porém esta área apresenta evidências de recuperação como bromélias, epífitas e alta densidade de indivíduos arbóreos. Trata-se do domínio que apresenta uma boa regeneração por conta de características acima citados (Guariguata, 1990; Montezuma 2006. Chirol, 2009) de melhor regeneração em clareiras. Observa-se na área do entorno florestado diversas áreas com presença de bambuzais.



Figura 5.2.1.8: Densa camada de necromassa de *Gleichenia*, evidenciando avanço sucessional no interior da clareira de deslizamento.

As médias de DAP e altura, comparadas ao estudo desenvolvido por Cruz (2000), indicam um processo de recuperação vegetal distinta em cada domínio observado, com crescimento estável na parcela com crescimento de revegetação induzida. A área de revegetação espontânea apresentou um desenvolvimento da sua estrutura florestal. A borda Florestada apresentou decréscimo em valores estruturais, como visto por Negreiros (2006) para a clareira da Vista Chinesa, indicando efeito de borda. Já a zona de deposição teve ligeiro aumento de seus parâmetros estruturais, observados nas figuras 5.2.1.11 e 5.2.1.12.

Os dados de índices estruturais apresentam um predomínio de árvores com DAP nas classes entre 1,5 a 10 cm. Somente no DEBE relatou-se a presença de classes superiores a 30 cm de DAP (figura 5.2.1.9). Os domínios DDBE e ZD mostraram-se, junto com DEBE mais distribuído nas diferentes classes. Já O DERI apresentou apenas indivíduos arbóreos com DAP até 10 cm. Já os dados de altura em classes mostram predomínio de classes de altura entre 2 a 5 m, menos no caso de DEBD, DDBD e DDRI 2 (figura 5.2.1.10).

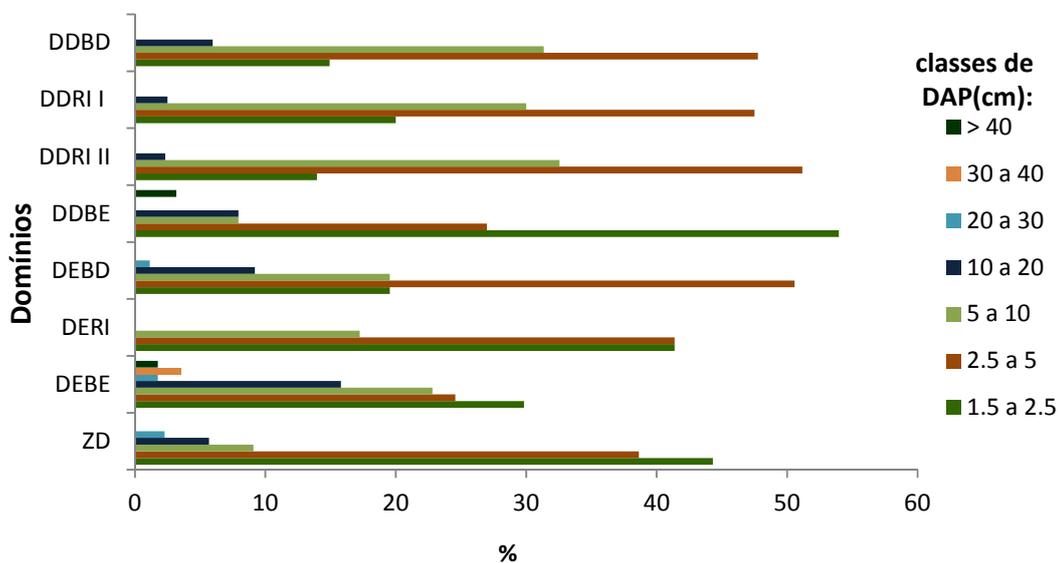


Figura 5.2.1.9: Classes de diâmetro a altura do peito (DAP) nos diferentes domínios sucessionais da clareira de deslizamento.

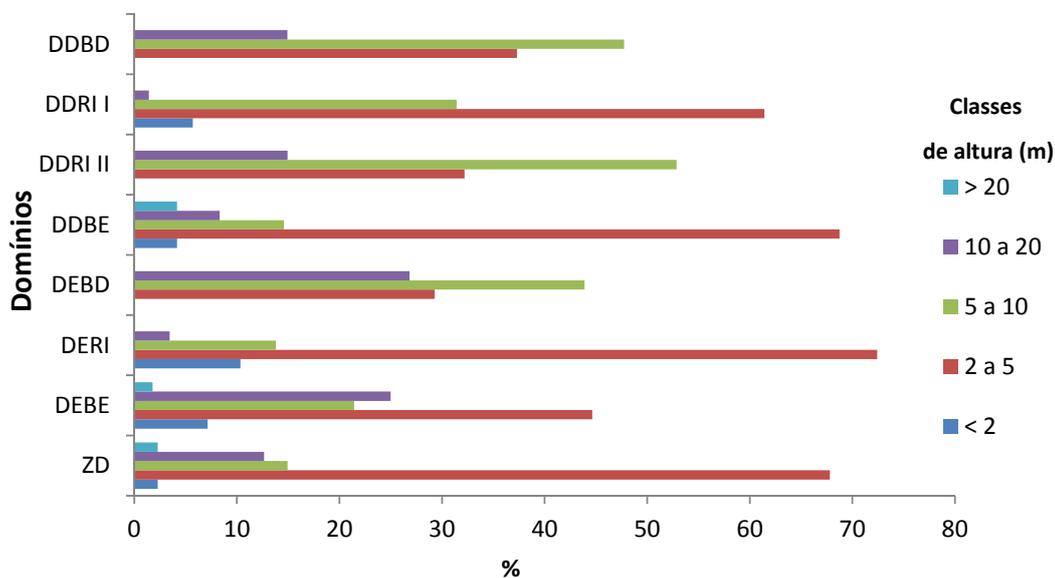


Figura 5.2.1.10: Classes de altura em diferentes domínios sucessionais da clareira de deslizamento.

Observa-se através dos dados de parâmetros estruturais, indicadores de um avanço sucessional no interior na cicatriz clareira laboratório. Isto também pode ser observado na seqüência temporal de ortofotos aéreas (figura 5.2.1.13). Porém os dados estruturais, quando comparados a áreas de floresta climácica, área de Secundária tardia e suas bordas imediatas mostram-se ainda com valores estruturais da vegetação inferiores ao que é esperado. Ressalta - se desta forma, que mesmo havendo o recobrimento vegetal, o mesmo ainda não retomou a plenitude das funções ecológicas, como incorporação da matéria orgânica do solo, assim como o retorno da funcionalidade hidrológica, principalmente dada pela reestruturação física do solo, que serão tratados a seguir.

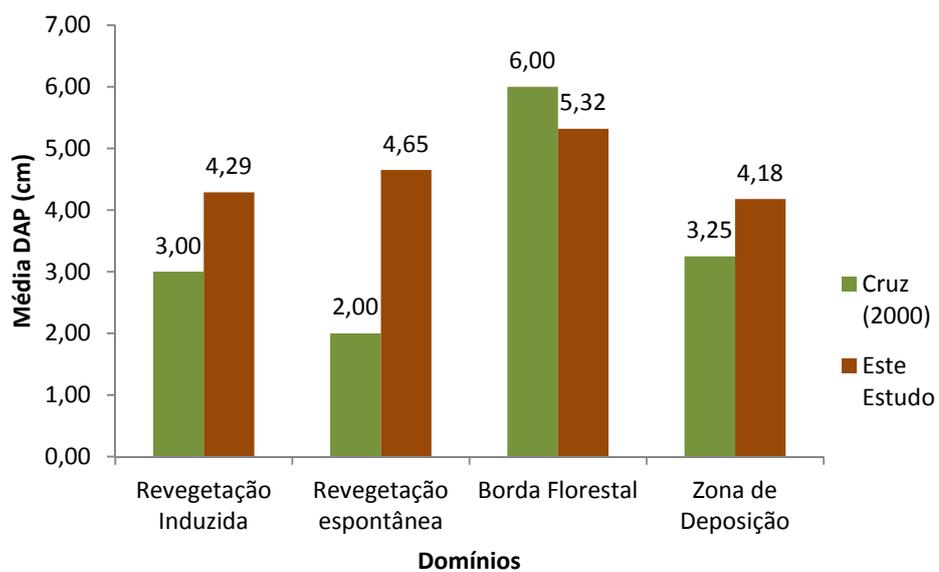


Figura 5.2.1.11: Comparativo de média de diâmetro a altura do peito (DAP) entre o estudo de Cruz (2000) e esse estudo nos diferentes domínios sucessionais estudados.

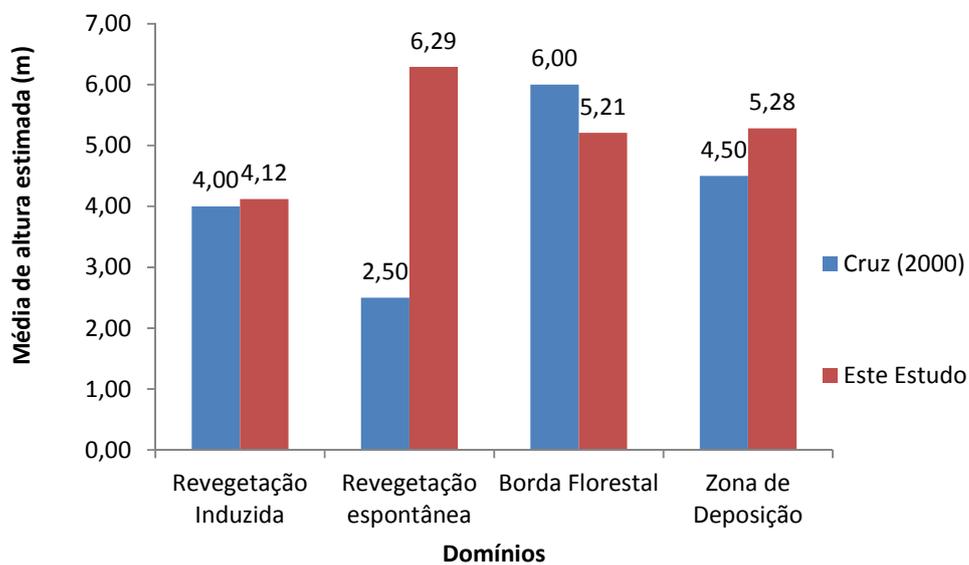


Figura 5.2.1.12: Comparativo de altura estimada entre o estudo de Cruz (2000) e esse estudo nos diferentes domínios sucessionais estudados.

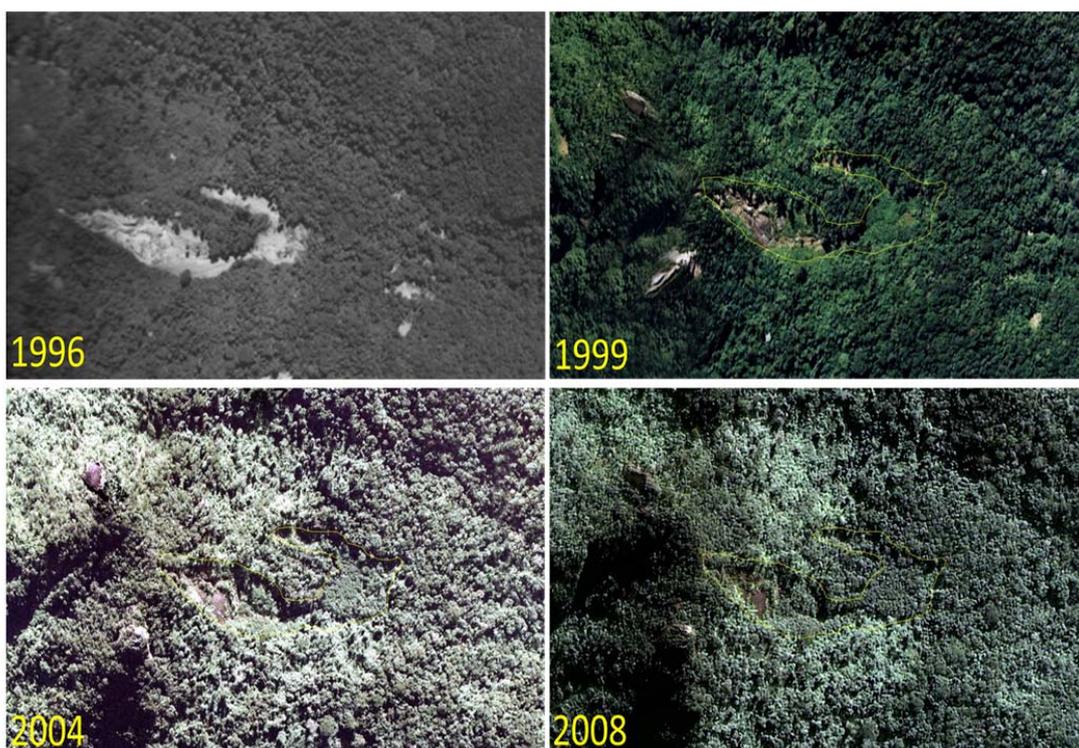


Figura 5.2.1.13: Seqüência temporal do recobrimento da vegetação na clareira de deslizamento estudada, ressalta-se diferente enquadramento na fotografia de 1996, por essa estar em uma escala diferente. Fonte: Ortofotografias IPP-Rio de Janeiro.

5.2.2 Características da Estrutura Física do topo do solo e serrapilheira

Os solos dos diferentes domínios da clareira de deslizamento na profundidade entre 0 a 5 cm superam em 70% a fração areia em todos os domínios nesta profundidade. Elevados valores de silte são encontrados no domínio DERI (16,53%) e DDBD (17,67%) ressalta-se que, neste domínio, os solos são muito rasos, tendo a ausência da camada amostrada inferior entre 10-15 cm. As médias dos valores de argila variaram entre 10 a 15% em todos os domínios. Os resultados estão detalhados na Figura 5.2.2.1. Os solos podem ser classificados como predominantemente franco arenosos. Algumas amostras foram classificadas como areia franca, e apenas uma como fração areia (figura 5.2.2.2). Os valores elevados da fração areia são esperados para os solos montanhosos florestados no maciço da Tijuca. Observou-se que a textura do solo não se alterou em padrões gerais dos valores encontrados por Cruz (2000).

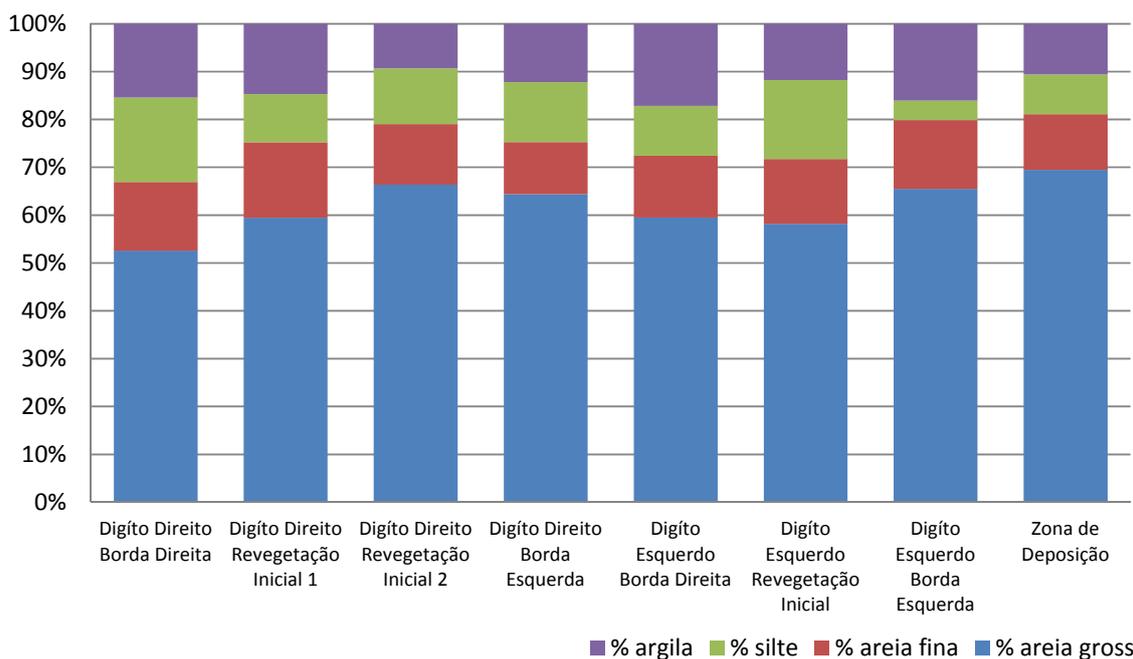


Figura 5.2.2.1: Textura do solo na profundidade entre 0 a 5 cm nos domínios sucessionais da clareira estudada.

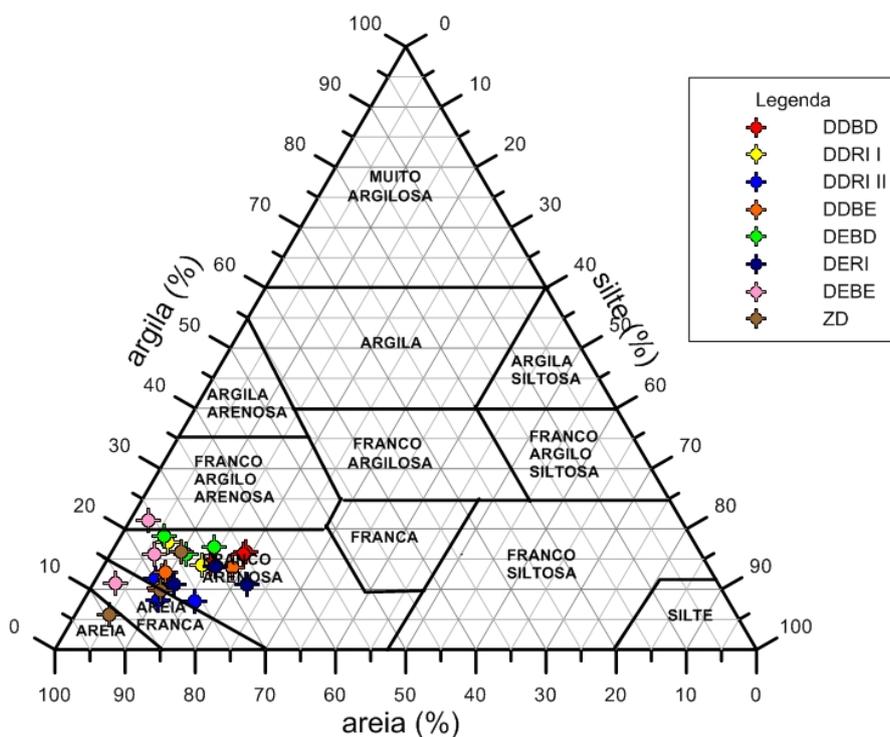


Figura 5.2.2.2: Triângulo textural na profundidade entre 0 a 5 cm nos domínios sucessionais da clareira estudada.

Os dados de textura dos solos na profundidade entre 10 a 15 cm, mostram uma redução nos percentuais de areia e argila, e aumento nos percentuais de silte, cerca de 10% a mais desta fração, como observado figura 5.2.2.3. A textura dos solos também não se diferenciou consideravelmente entre os domínios. O solo por sua composição textural, em sua maioria é Franco Argilo Arenoso (figura 5.2.2.4). Porém, algumas amostras na ZD apontaram valores de granulometria Franco Arenosa. Esse domínio apresentou os maiores valores percentuais da fração areia.

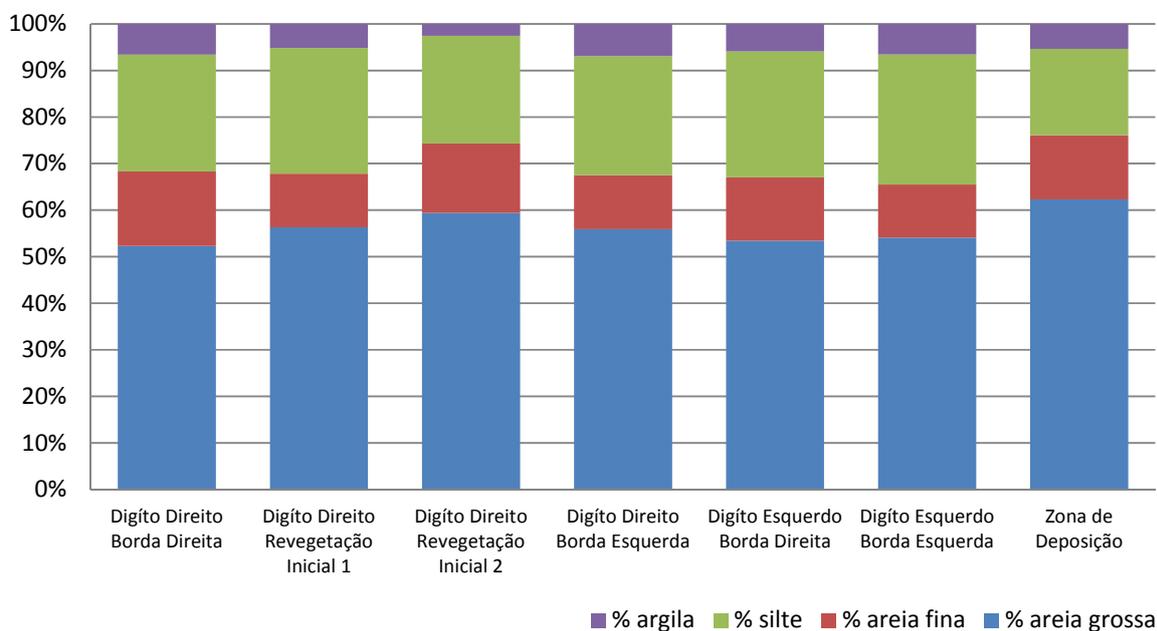


Figura 5.2.2.3: Textura do solo na profundidade entre 10 a 15 cm nos domínios sucessionais da clareira estudada.

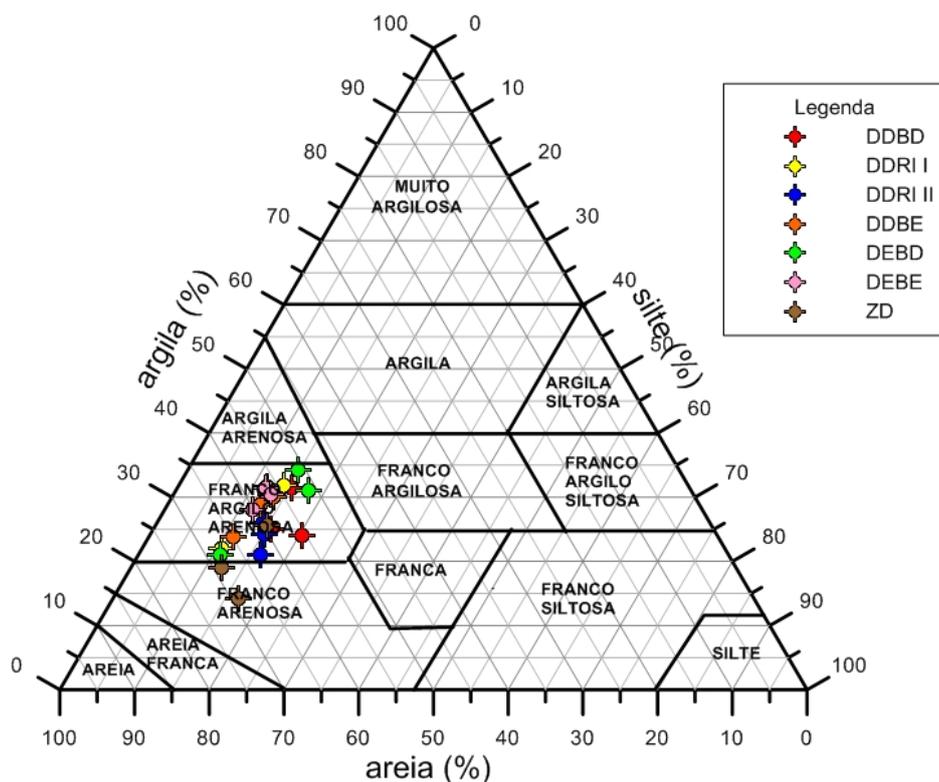


Figura 5.2.2.4: Triângulo textural na profundidade entre 10 a 15 cm nos domínios sucessionais da clareira estudada.

Os solos apresentaram a maior concentração de classes de agregados de solos entre 0,5 e 2 mm. Já, entre 0 a 5 cm de profundidade, os valores entre 0,5 a 1 mm os resultados apresentaram-se ligeiramente superiores as demais classes, em ambas as profundidades, ver Figura 6.2.2.5. Os valores percentuais de agregados maiores de tamanho superior a 2 mm, decaiu quando comparados aos valores encontrados por Cruz (2000). Os valores não mudaram muito a sua estrutura de agregados entre as profundidades (Figura 5.2.2.6). Os agregados do solo, assim como a reestruturação física do mesmo, têm papel importantíssimo no processo de regulação dos processos de infiltração da água da chuva.

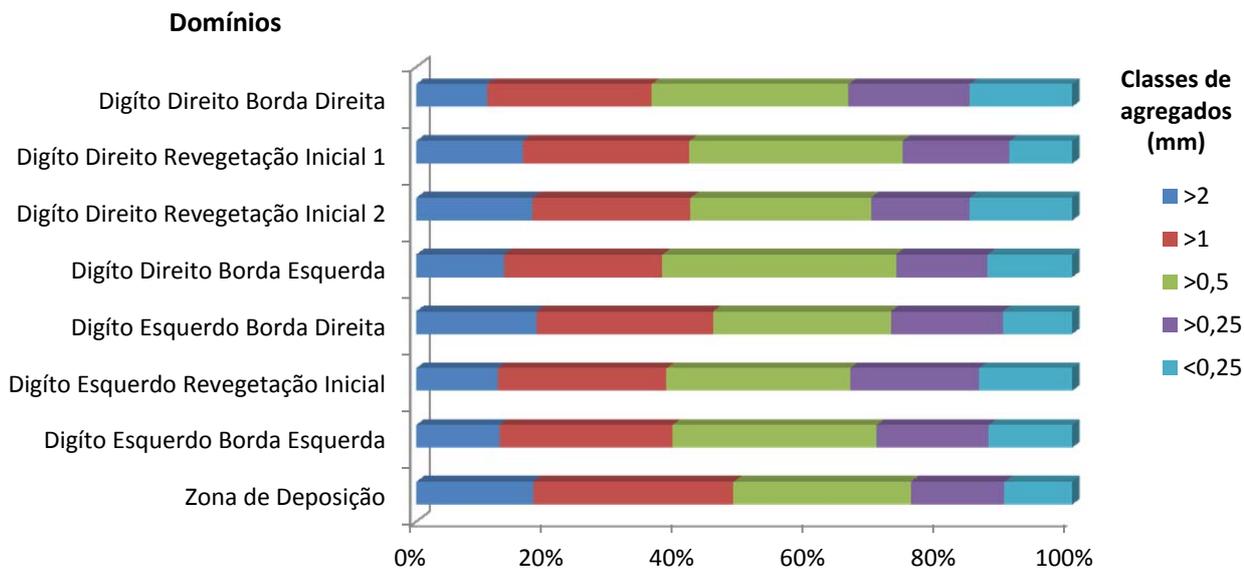


Figura 5.2.2.5: Porcentagem média de agregados do solo nos domínios da clareira estudada na profundidade entre 0 a 5 cm.

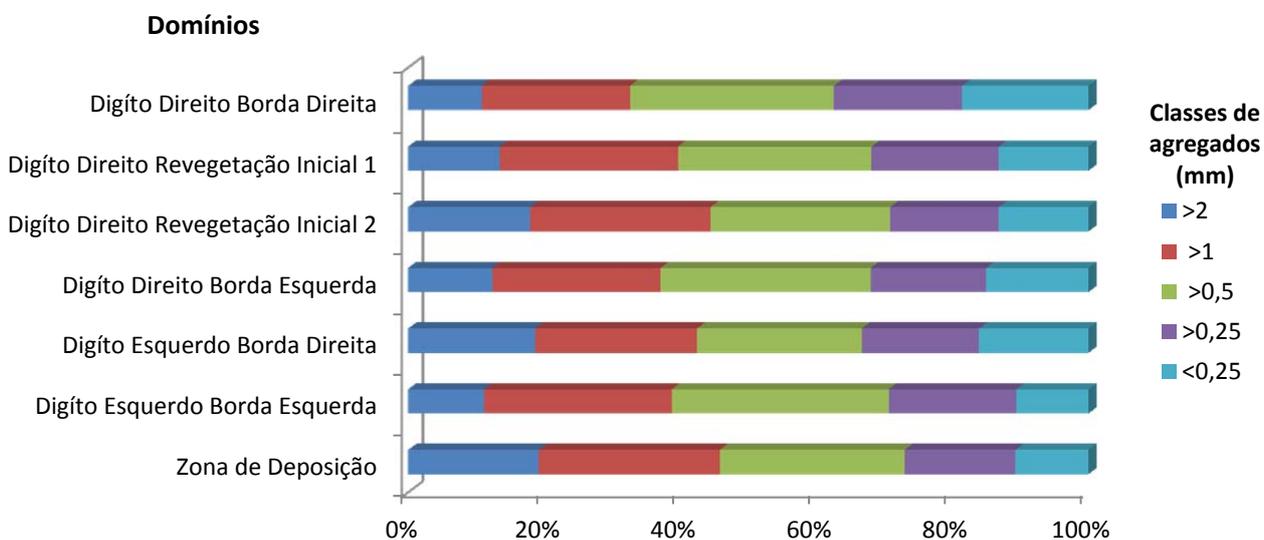


Figura 5.2.2.6: Porcentagem média de agregados do solo nos domínios da clareira estudada na profundidade entre 10 a 15 cm.

Os dados de matéria orgânica apresentaram-se com valores variando entre 4 a 12 % do solo, como visto na figura 5.2.2.7. A zona de deposição apresentou os maiores valores de matéria orgânica do solo, como esperado, pois essa área concentrou toda a matéria orgânica na ocasião do evento erosivo que gerou a clareira. Os valores mantiveram-se similares nas duas profundidades abordadas (0 a 5 e 10 a 15 cm). No domínio da zona de deposição, as taxas variaram mais nas diferentes profundidades. Ressalta-se a inexistência de dados para o domínio DERI, por conta da ausência dessa profundidade nesse domínio. Estes valores de matéria orgânica estão ligados aos teores da fração argila, responsável pela sua absorção no solo, não gerando assim, uma perda desses teores por lixiviação. Valores de matéria orgânica de 7,33% foram encontrados por Negreiros e Coelho Netto (2009) em área de floresta secundária tardia no maciço da Tijuca. Observa-se, dessa forma, que os teores de matéria orgânica estão chegando próximos de área de floresta melhor conservada.

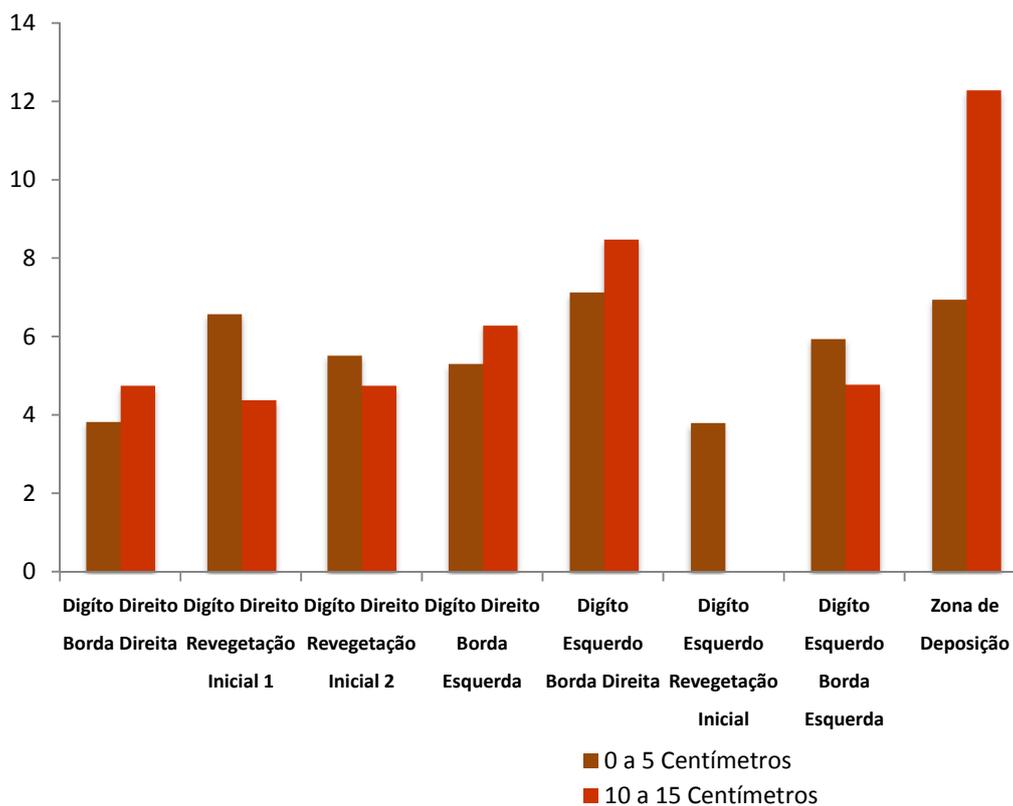


Figura 5.2.2.7: média de porcentagem de matéria orgânica nos diferentes domínios sucessionais da clareira estudada. O Dígito esquerdo da borda esquerda só tem uma amostragem por conta da ausência de solo de 10 a 15 cm.

Os valores da descrição da estrutura da serrapilheira acumulada sob o solo podem ser visualizados na figura 5.2.2.8 encontrou-se predomínio da camada O₂, mostrando que o processo de decomposição está ocorrendo nesses domínios, O domínio DDRI foi o único que apresentou acúmulo na camada O₁. Esse fato se dá pela grande presença de serrapilheira de *Gleichenia*, que se apresenta com mais lenta decomposição, dada a sua maior quantidade de lignina, característica de espécies pioneiras. A presença de malha fina de raízes esteve presente em quase todas as amostras. O domínio que apresentou melhor estado da vegetação (DDBE) com a menor percentagem média da camada O₁. O domínio DDRI 1 com reduzidos valores de O₁ em área de revegetação Inicial se encontra numa área de maior umidade dada sua microtopografia, que confere a esses ambientes maior eficiência na decomposição da serrapilheira, como observado por Miranda *et al.* (2009).

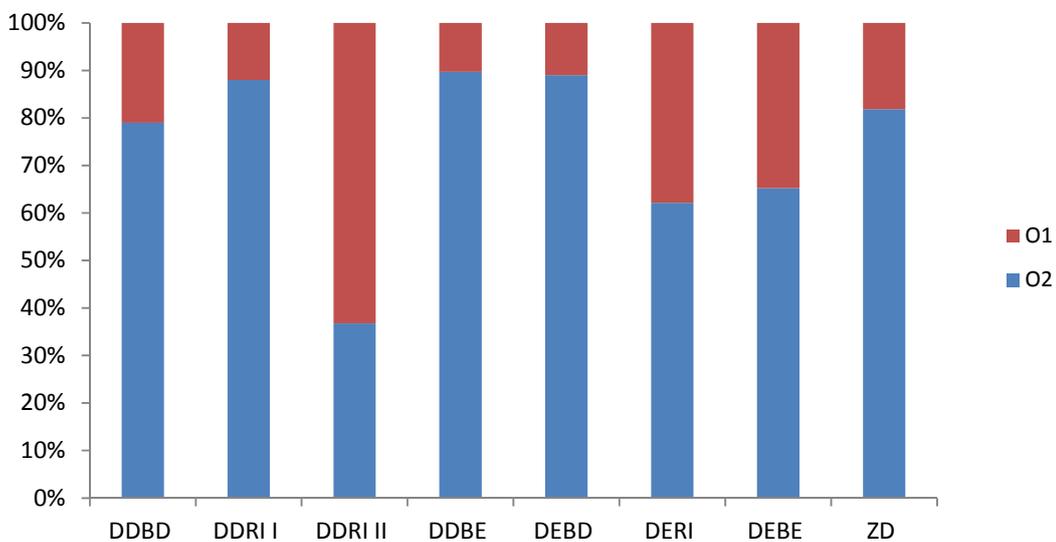


Figura 5.2.2.8: Porcentagem média de composição de estrutura da serrapilheira em camadas O₁ e O₂ nos diferentes domínios sucessionais da clareira estudada

5.2.3 Resultante hidrológica da clareira laboratório e borda florestada.

Para a análise da hidrologia da clareira utilizou-se os dados de precipitação do pluviômetro artesanal instalado no interior da clareira em uma área com abertura das copas. Este pluviômetro quando correlacionado com os dados de precipitação destes eventos mensurados no posto pluviométrico GEOHECO-UFRJ, apresentou uma boa correlação ($R^2=0,7488$), permitindo assim, a utilização dos dados. Este valor e a reta de correlação podem ser vistos na figura 5.2.3.1.

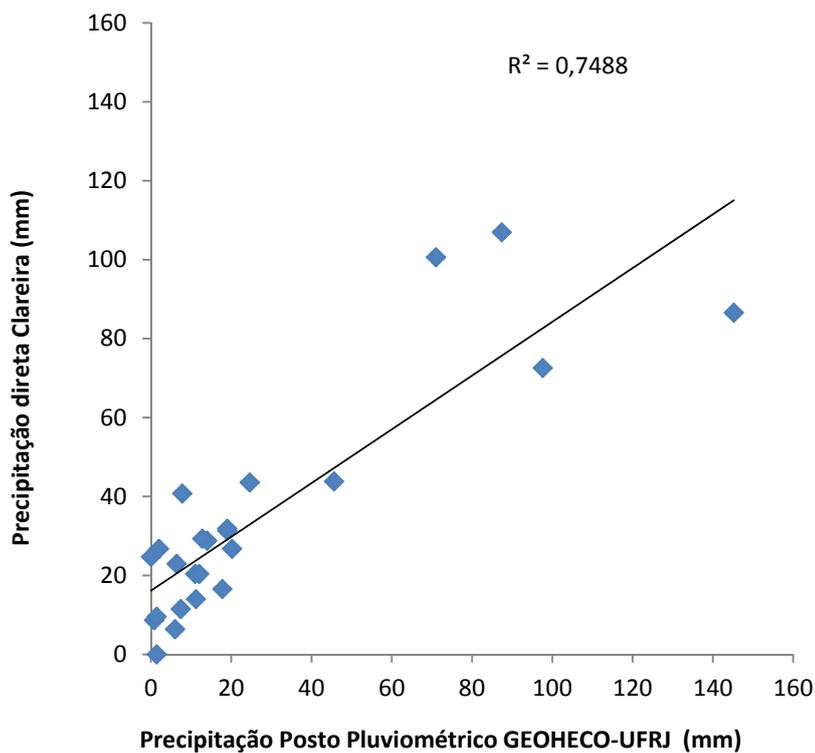


Figura 5.2.3.1: Correlação de dados de precipitação entre o posto pluviométrico GEOHECO – UFRJ e pluviômetro em área aberta situado na clareira estudada.

Os dados de interceptação apontaram para valores médios de 25,8% na Borda florestada (BF); 17,2% na área de revegetação induzida (RI) e apenas 6,8% na área de revegetação espontânea (RE), seguido de valores de 74,2%, 82,8 e 93,2% de atravessamento para os domínios respectivamente. Observou-se em algumas chuvas, e com mais frequência no domínio de revegetação espontânea, valores de atravessamento superiores à precipitação aberta mensurada na cicatriz-clareira. O mesmo foi observado por Miranda (1992) e Negreiros (2004). Tal fato é assumido em função da umidade antecedente, composição e estrutura da vegetação, como o fato de árvores de grande porte ter galhos que se projetam em ângulos relativamente horizontais. Foot *et al.* (2005) em laboratório observou ângulos de troncos e galhos que favoreciam a essa concentração. Outro exemplo pode ser dado através das bromélias que acumulam água no interior de sua folhagem e, ao transbordarem, aumentam um fluxo contínuo em direção ao solo como visto por Vallejo e Vallejo (1981).

Os resultados de interceptação mostram que o domínio de revegetação espontânea, mesmo tendo valores estruturais semelhantes às áreas de revegetação induzida, apresentou-se com elevadas taxas de atravessamento. Essa diferença nas taxas de interceptação pode ser atribuída à presença de dossel contínuo na área revegetada por leguminosas. Os valores apresentam uma boa correlação entre o aumento das chuvas e o atravessamento ($R^2=0,9552$), porém se observa uma variação maior dos resultados à medida que a chuva aumenta (figura 5.2.3.2), resultado já esperado, evidenciado por estudos anteriores

Os valores da razão (Q) escoamento/ (P) precipitação total foram de 3,98% para RI, 3,23% para RE e 1,52% para BF. Coelho Netto (1987) achou valores para essa razão na floresta da Tijuca, variando entre 0,3 a 4,4% e média de 1% em áreas conservadas. Já Larsen *et al.* (1999) encontrou valores variando entre 0,2 a 0,5 % em floresta tropical bem conservada e de encostas em Porto Rico. Nas áreas de Floresta plantada, Sato (2008) encontrou valores médios de 0,1 a 0,2 % em floresta de eucalipto em divisores e encosta e Gomi *et al.* (2008) encontrou valores médios variando entre 1,2 a 3,6 % em áreas de floresta natural decídua no Japão e já para estas mesmas florestas sem manejo as médias de escoamento chegaram a variar a média entre 6,7% a 13%.

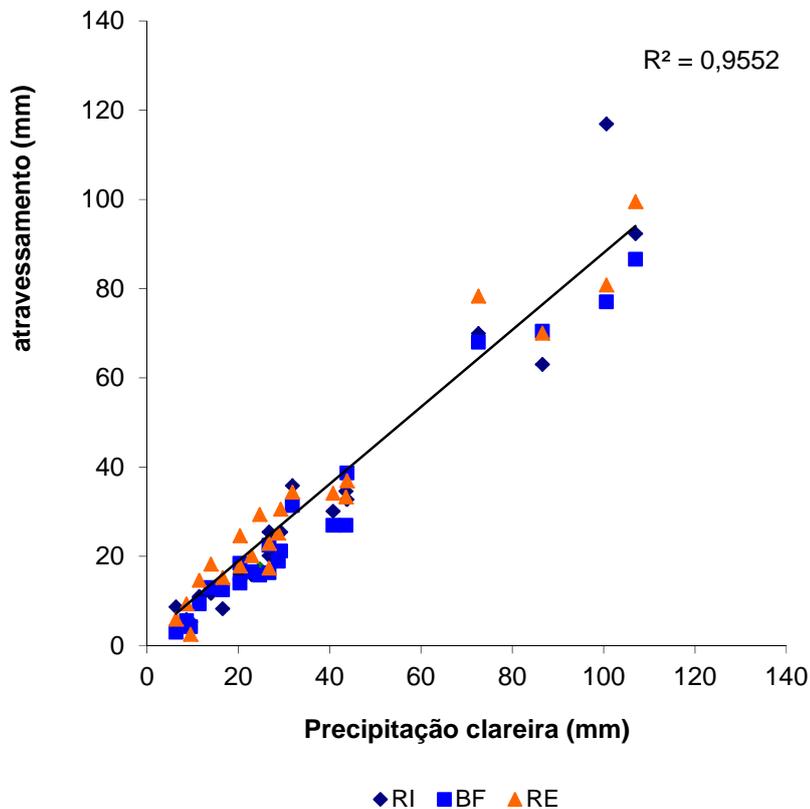


Figura 5.2.3.2: Correlação de dados de precipitação aberta na clareira estudada e fluxo de atravessamento nos diferentes domínios sucessionais amostrados.

Os resultados de escoamento superficial para as parcelas hidro erosivas, apresentaram valores da relação (Q) Escoamento superficial/ (At) Fluxo de atravessamento foi mais elevado para as áreas de revegetação induzida com valor médio de 5,2%, seguido do domínio de revegetação espontânea com média de 3,8%; e a borda Florestada com 3,3% após 15 anos de sua geração. Este maior escoamento em RI, chegando em alguns eventos a 8,2%, pode ser explicado por diferença no aporte de serrapilheira frente aos demais domínios, fazendo com que ocorra a geração de mais escoamento. Negreiros e Coelho Netto (2009) encontraram valores de escoamento numa clareira de maior tamanho de 3,3% e 7,0% nas bordas, 3,4% para a

área de revegetação inicial no interior da clareira e de apenas 1,6% em área de floresta secundária tardia, após 18 anos da geração do evento. Em dois eventos de chuvas mensurados, não foi gerado escoamento no domínio da borda florestada. Estes resultados podem ser visualizados na figura 5.2.3.3 e tabela 5.2.3.1.

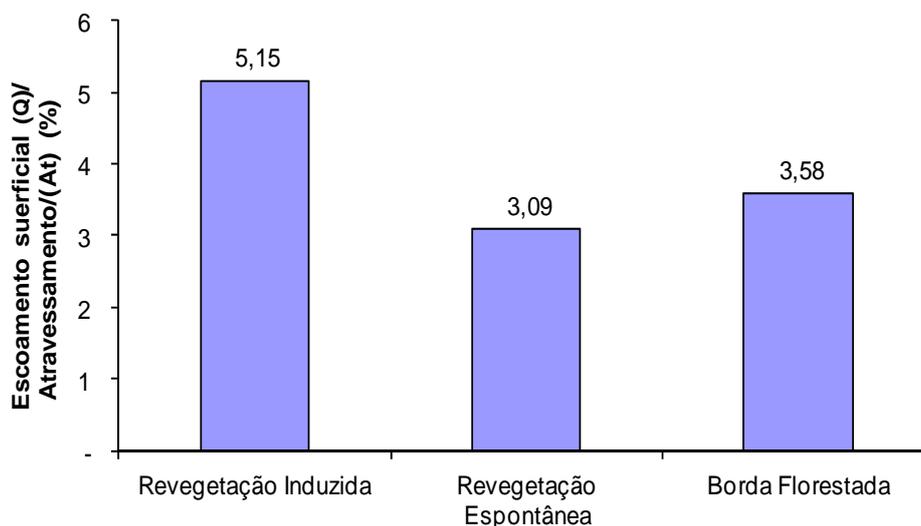


Figura 5.2.3.3: valores percentuais médios da razão Escoamento superficial(Q) / Fluxo de atravessamento (At) nos diferentes domínios estudados.

Os dados de escoamento superficial da razão Q/At obtiveram um ligeiro decréscimo dos valores percentuais nos domínios de revegetação induzida (RI) e na borda florestada (BF) de um período chuvoso para o outro. Isto mostra um processo gradativo da recuperação das funções hidrológicas da vegetação, a partir de seu avanço sucessional, e reestruturação física do topo do solo. Porém o domínio de Revegetação Espontânea (RE) teve um aumento nos valores da razão. Possivelmente, isto ocorreu pelo efeito da alteração da cobertura vegetal próxima ao solo nesse domínio, dada a morte das *Gleichenias*, que agiam em seu recobrimento como uma proteção maior ao solo, frente ao impacto direto da precipitação, já que nesse domínio, por ter indivíduos arbóreos de médio porte espaçados, o dossel florestal é bastante descontínuo. Os valores podem ser vistos na figura 5.2.3.4.

Em todos os domínios estudados a vazão (Q) em mm aumenta em direção as chuvas maiores, como visto na tabela 5.2.3.2. Em eventos de chuvas entre 0,2 a 20 mm, se observa a ausência de escoamento nos domínios RI e BD em alguns eventos.

Isto corrobora com Miranda (1992), que aponta que em condições de floresta conservada, a floresta atlântica intercepta chuvas de até 10 mm. Nota-se, elevados coeficientes de correlação para os domínios BF (0,8686), RE (0,8669) e RI (0,9108). Os domínios BF e RE apresentam maiores variações no escoamento superficial, na medida em que o atravessamento aumenta (figura 5.3.2.5 a 5.3.2.7).

Tabela 5.2.3.1: Valores de precipitação em área aberta na clareira deslizamento estudada e valores da relação Q/At nos diferentes domínios sucessionais da clareira laboratório.

Eventos	Precipitação Clareira (mm)	Revegetação Induzida Q/At (%)	Revegetação Espontânea Q/At (%)	Borda Florestada Q/At (%)
14/01/2010	-	3,65	4,90	2,27
15/01/2010	-	7,46	5,61	2,82
19/01/2010	31,3	8,32	5,09	3,60
21/01/2010	8,7	3,12	2,11	1,34
22/01/2010	43,8	8,14	4,06	2,58
25/01/2010	28,8	4,89	3,31	3,52
09/02/2010	14,0	5,69	2,28	9,30
17/02/2010	24,7	3,77	0,43	5,40
25/02/2010	72,6	4,88	3,19	0,00
28/02 e 01/03/2010	86,6	5,95	3,93	2,72
02/03/2010	22,9	5,76	2,48	4,03
3 e 4/03/2010	16,6	7,50	1,91	2,66
4 e 5/03/2010	20,4	5,65	3,45	4,20
6 e 7/03/2010	107,0	4,87	3,68	4,62
13/03/2010	20,4	5,61	4,39	4,76
14/03/2010	43,5	4,34	3,25	4,02
15/03/2010	26,7	5,56	5,82	0,00
16/03/2010	29,3	5,89	3,00	3,53
17/03/2010	40,7	5,53	3,66	3,09
29 e 30/03/2010	100,6	4,70	5,26	4,33
18/01/2011	31,8	3,72	3,39	3,71
01/02/2011	26,7	8,27	5,10	-
23/02/2011	9,5	4,71	9,82	3,93
28/02/2011	6,4	0,00	2,24	0,00
22/03/2011	11,5	2,27	4,55	2,68
Média 2010	41,03	5,06	3,26	2,80
Média 2011	17,19	4,68	5,00	2,57
Média Geral	35,84	5,21	3,83	3,37

Tabela 5.2.3.2: Valores de vazão média, desvio padrão e vazão máxima e mínima em diferentes classes de chuva em diferentes domínios da clareira laboratório do Papagaio.

Classes de chuvas	n° de eventos	Revegetação Induzida				Revegetação Espontânea				Borda Florestada			
		Q média	Desvio Padrão	Q Máxima	Q Mínima	Q Média	Desvio Padrão	Q Máxima	Q Mínima	Q Média	Desvio Padrão	Q Máxima	Q Mínima
< 20mm	7	0,28	0,25	0,67	0,00	0,28	0,20	0,67	0,00	0,29	0,39	1,21	0,00
20 – 50 mm	14	1,47	0,61	2,67	0,65	1,06	0,47	1,93	0,13	0,83	0,21	1,17	0,35
50-100 mm	3	3,04	0,96	3,75	1,94	2,72	0,59	2,91	2,50	1,91	0,21	2,50	1,32
> 100mm	2	5,00	0,71	5,50	4,50	3,36	0,41	4,25	3,67	3,67	0,47	4,00	3,33

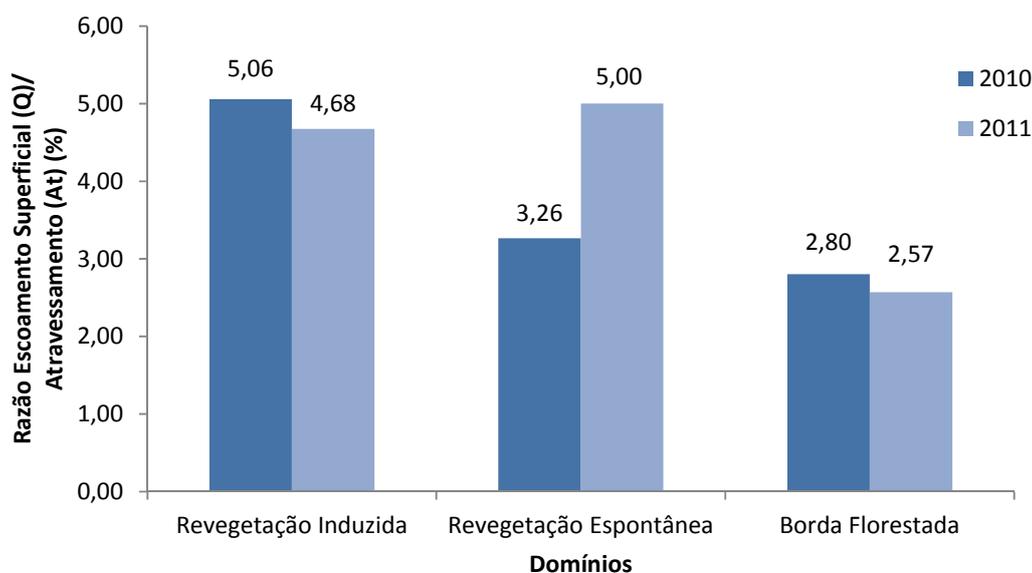


Figura 5.2.3.4: Valores percentuais médios da razão escoamento superficial(Q) / fluxo de atravessamento (At) nos diferentes domínios estudado dos eventos amostrados nos anos de 2010 e 2011.

Os dados referentes ao escoamento superficial Q/At, quando analisados ao longo do tempo, e comparados aos estudos de Cruz (2000) e Oswald Cruz (2004), ver figura 5.2.3.8, mostram um decréscimo acentuado nas taxas de escoamento na área de revegetação induzida por leguminosas, cerca de 4,5 pontos percentuais. Isto mostra

a eficiência desta técnica no processo de recuperação das funções hidrológicas da vegetação. A área de revegetação apresentou-se estável com uma taxa variando entre 4,5 a 5,15%. Na área da borda florestada, esses valores mostraram um decréscimo entre os estudos anteriores, porém, neste estudo, as taxas se mostraram um pouco superior, podendo ser afetada hidrológicamente por efeito de borda.

As taxas encontradas de valores de escoamento superficial são baixos frente à presença de forte distúrbio no sistema florestal, e que se encontra ainda em processo de reabilitação funcional do topo do solo e de redução da cobertura vegetal. Em campo observou-se no interior da cicatriz clareira, uma forte presença de fraturamento das rochas, pressupondo assim, uma grande infiltração da água por essas fraturas. Assim, ocorre a redução de valores de escoamento superficial. Em atividades de campo observou-se em uma ocasião, a infiltração total da água que corria em uma ravina no interior da clareira. Esta evidência corrobora a hipótese da importância das fraturas como mecanismo de infiltração nessas encostas. Este fenômeno pode ser visualizado na figura 5.2.3.9.

Os resultados de transporte de sedimentos mostram uma maior concentração de sedimentos nos primeiros eventos, que foram amostrados no período chuvoso de 2010, como visto na tabela 5.2.3.3. A carga de sedimentos aumenta na mesma proporção que a quantidade de escoamento superficial. Isto acarretou uma grande amplitude dos valores encontrados. Estes resultados quando comparados ao estudo de Oswaldo Cruz (2004) aponta um decréscimo em todos os domínios na carga de sedimentos transportados por escoamento superficial (Figura 5.2.3.10) para o período de 7 anos. Notou-se uma diminuição brusca nos valores transportados pela borda florestada. O autor citado mencionou que houve um elevado valor concentrado de sedimento neste domínio, porém, quando comparados aos domínios com maior produção total de escoamento esse valor não é muito significativo nos valores totais transportados.

Cabe ressaltar, que não houve mensuração da carga de sedimentos erodidos pelos ravinamentos no interior da clareira, dada a impossibilidade de fazer essas medidas. No período analisado por esse estudo, os principais ravinamentos já tenham o seu talvegue inciso na rocha, diminuindo assim esses valores de erosão.

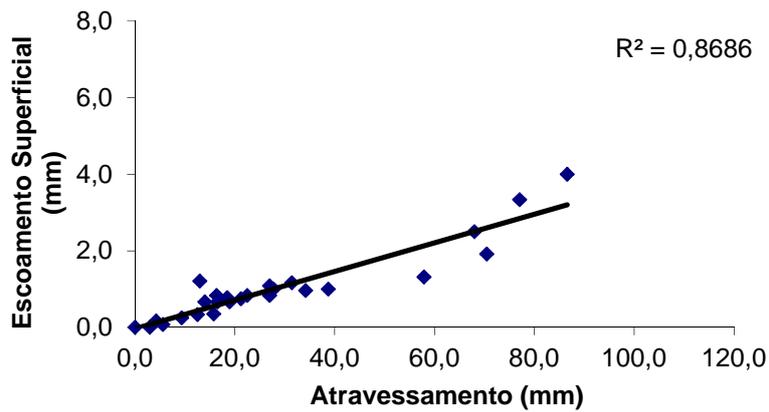


Figura 5.2.3.5: Correlação entre valores de escoamento superficial e atravessamento no domínio sucessional de borda florestada da clareira estudada.

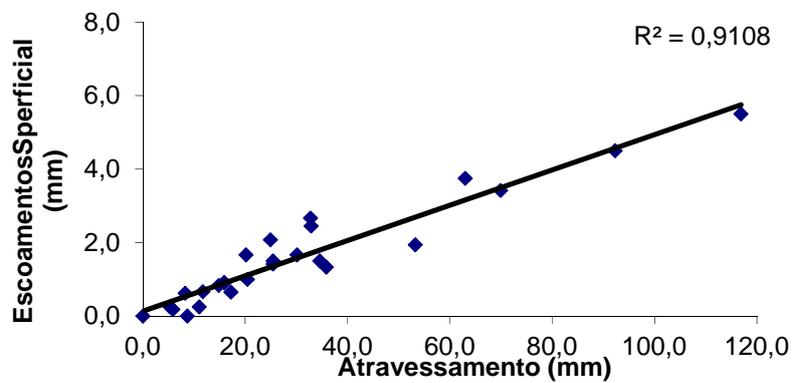


Figura 5.2.3.6: Correlação entre valores de escoamento superficial e atravessamento no domínio sucessional de revegetação induzida da clareira estudada.

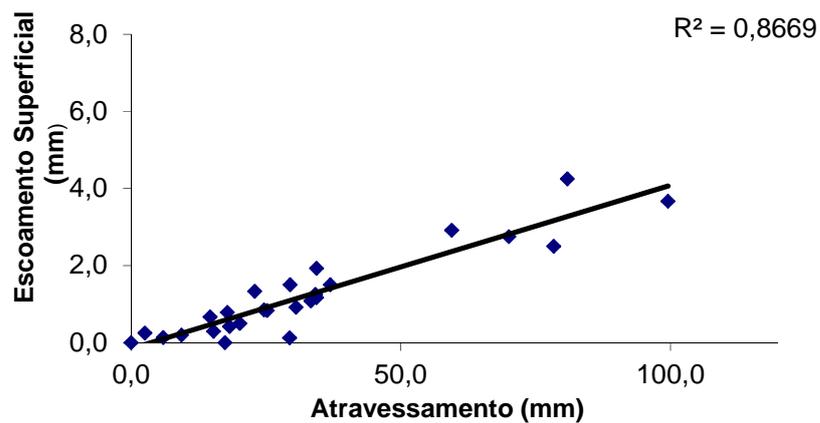


Figura 5.2.3.7: Correlação entre valores de escoamento superficial e atravessamento no domínio sucessional de revegetação espontânea da clareira estudada.

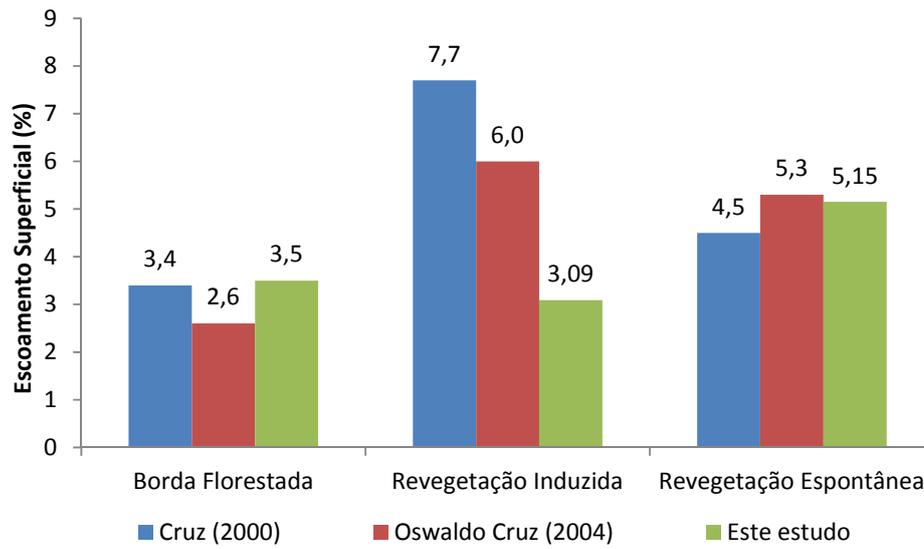


Figura 5.2.3.8: Valores percentuais médios de escoamento superficial nos diferentes domínios sucessionais da clareira estudada e em três diferentes estudos ocorridos nos mesmos pontos ao longo do tempo.



Figura 5.2.3.9: Evidência em campo de infiltração de água através das fraturas das rochas no interior da clareira estudada.

Tabela 5.2.3.3: Valores de escoamento superficial em litros (L) e transporte de sedimentos em gramas (g) e gramas por Litro (g/L) nos diferentes domínios sucessionais da clareira estudada nos eventos amostrados.

EVENTOS	Borda Florestada			Revegetação Espontânea			Revegetação Induzida		
	Q (L)	(g)	(g/L)	Q (L)	(g)	(g/L)	Q (L)	(g)	(g/L)
14/01/2010	7,90	0,04	0,08	17,48	0,11	0,21	11,65	0,04	0,09
15/01/2010	5,79	0,01	0,03	11,58	0,10	0,20	14,72	0,03	0,07
19/01/2010	6,00	0,29	0,58	9,00	1,32	2,64	12,45	0,94	1,88
21/01/2010	0,45	2,09	4,19	1,18	0,71	1,43	1,10	0,29	0,58
22/01/2010	6,00	0,11	0,22	9,00	1,26	2,52	16,00	0,10	0,20
25/01/2010	4,00	0,03	0,07	5,00	0,07	0,14	6,00	0,03	0,07
09/02/2010	7,25	0,10	0,20	2,50	0,07	0,13	4,00	0,09	0,17
17/02/2010	2,10	0,06	0,11	0,75	0,09	0,18	3,90	0,10	0,20
25/02/2010	15,00	0,04	0,08	15,00	0,03	0,05	20,50	0,06	0,12
28/02 e 01/03/2010	11,50	0,03	0,07	16,50	0,01	0,01	22,50	0,01	0,02
02/03/2010	4,00	0,04	0,07	3,00	0,05	0,10	5,50	0,04	0,07
3 e 4/03/2010	2,00	0,05	0,09	1,75	0,05	0,09	3,73	0,38	0,77
4 e 5/03/2010	4,65	0,08	0,17	5,10	0,05	0,09	5,40	0,40	0,81
6 e 7/03/2010	24,00	0,03	0,06	22,00	0,43	0,87	27,00	0,37	0,75
13/03/2010	4,00	0,06	0,13	4,70	0,09	0,18	5,00	0,10	0,19
14/03/2010	6,50	0,03	0,07	6,50	0,07	0,13	9,00	0,04	0,08
15/03/2010	5,00	0,02	0,03	8,00	0,05	0,10	8,50	0,04	0,07
16/03/2010	4,50	0,01	0,02	5,50	0,01	0,02	9,00	0,01	0,03
17/03/2010	5,00	0,03	0,06	7,50	0,01	0,02	10,00	0,04	0,07
29 e 30/03/2010	20,00	0,03	0,05	25,50	0,04	0,08	33,00	0,23	0,46
18/01/2011	7,00	0,02	0,09	7,00	0,04	0,21	8,00	0,02	0,08
01/02/2011	5,00	0,03	0,14	-	-	-	10,00	0,02	0,09
23/02/2011	1,00	0,05	0,24	1,50	0,05	0,27	1,50	0,05	0,27
28/02/2011	0,00	-	-	0,80	0,06	0,30	0,00	-	-
22/03/2011	1,50	0,14	0,31	4,00	0,04	0,07	1,50	0,18	0,36
Média 2010	7,28	0,16	0,32	8,88	0,23	0,46	11,45	0,17	0,34
Média 2011	2,90	0,06	0,20	3,33	0,05	0,21	4,20	0,07	0,20
Média Geral	6,41	0,14	0,30	7,95	0,20	0,42	10,00	0,15	0,31

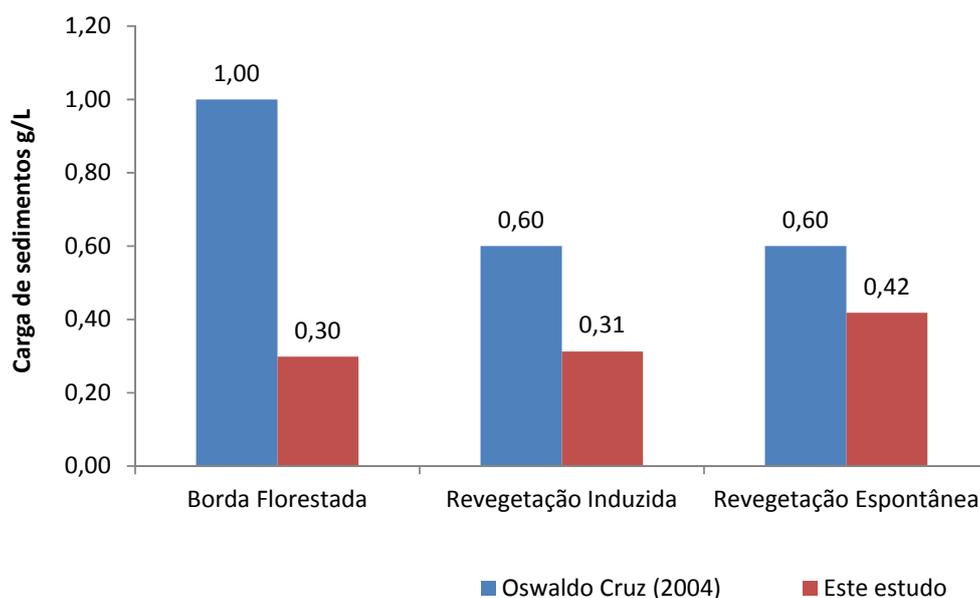


Figura 5.2.3.10: Valores médios de cargas de sedimentos transportados (g/L) nos diferentes domínios sucessionais da clareira estudada e comparados aos valores de estudos realizados anteriormente.

5.3 Resultante hidrológica e sedimentométrica nas bacias de estudo.

Os resultados referentes aos índices morfométricos das bacias de estudo apontam para uma densidade de drenagem de $0,0048 \text{ m/m}^2$ e índices de eficiência de drenagem (IED) de $0,0032 \text{ m/m}^2$ e $0,0038 \text{ m/m}^2$ para a bacia do rio da Fazenda (22 ha). Estes valores são considerados de elevada eficiência de drenagem como proposto nos estudos de Fernandes *et al.* (2006) e Coelho Netto *et al.* (2007). Os valores de IED para a bacia laboratório do rio da Solidão (8 ha) apresentaram valores de $0,0030$ de densidade de drenagem e Índice de eficiência de Drenagem (IED) de $0,00054 \text{ m/m}^2$, sendo de baixa eficiência de drenagem segundo estudo anteriormente citado. Cabe ressaltar que se nesses índices, fosse calculado o valor de área da superfície real do terreno, estes valores seriam alterados.

Os perfis longitudinais podem ser visualizados na Figura 5.3.1 e percebe-se a diferença altimétrica e do gradiente do canal entre as mesmas. Enquanto na bacia do rio da Fazenda a declividade é alta, conferindo ao canal bastante energia, a forma de sua bacia é alongada e apresenta índice de circularidade de $0,57$, com a presença de maciços rochosos nos topos, fazendo com que essa bacia tenha respostas rápidas

hidrológicas rápidas. O índice de circularidade da bacia do riacho da Solidão é de 0,8 e consta com densa presença de estradas pavimentadas e trilhas em seu interior.

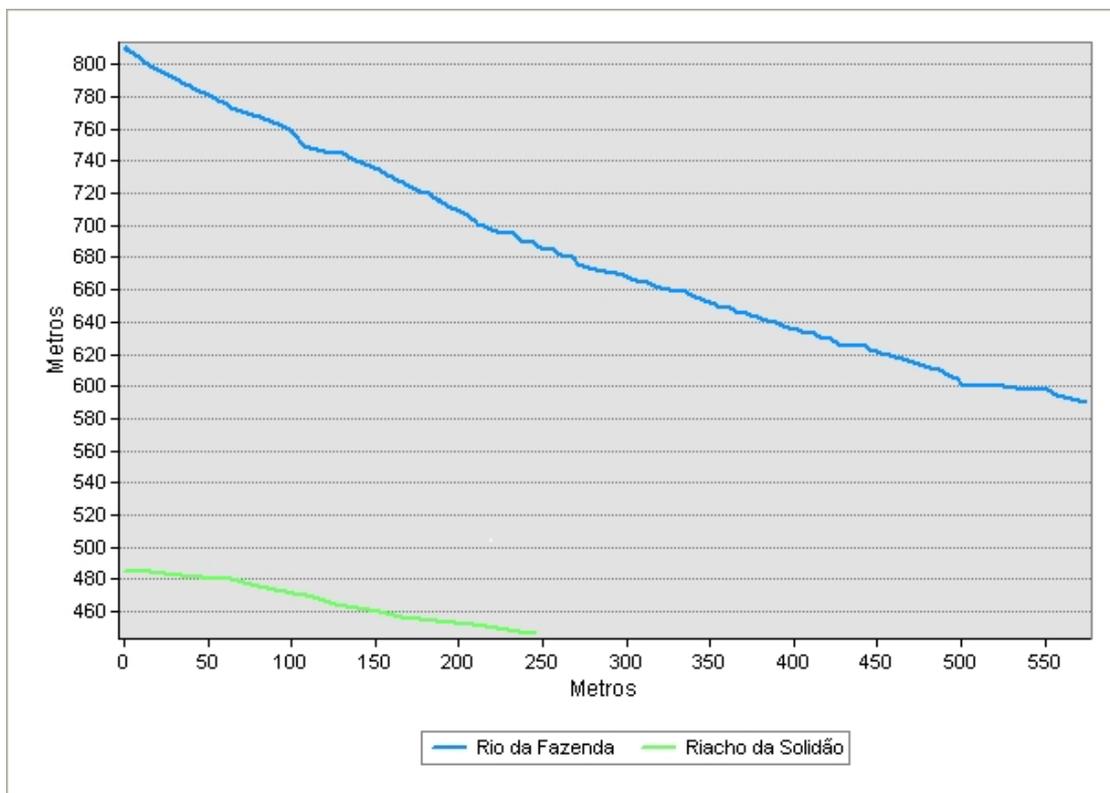


Figura 5.3.1: Perfil longitudinal dos canais fluviais do rio da Fazenda e riacho da Solidão que compõem as bacias de drenagem estudadas.

5.3.1 Bacia Rio da Fazenda.

Os valores médios mensais de vazão e turbidez no canal da bacia laboratório do rio da Fazenda podem ser visualizados na figura 5.3.1.1 e tabela 5.3.1.1, que mostra valores mais baixos de vazão de $0,00038\text{m}^3/\text{s}$ em fevereiro de 2011 e $0,00042\text{m}^3/\text{s}$ para março do mesmo ano. Estes baixos valores de escoamento se dão em resposta à estiagem ocorrida no mês de fevereiro de 2011, onde ocorreram apenas 32,0 mm de precipitação acumulada para a bacia estudada. Já o maior valor encontrado de vazão no canal fluvial foi em abril de 2011 em resposta a uma chuva de grande intensidade,

com acumulado para o evento superando 100 mm levando a valores de $0,52118\text{m}^3/\text{s}$ de vazão ao canal fluvial

Os maiores valores médios de vazão foram observados em janeiro de 2011 com $0,00721\text{ m}^3/\text{s}$, onde, o mesmo não sendo um mês tão chuvoso, quando comparado aos demais no período, apresenta valor médio mais elevado de vazão. Evidenciando o tempo de resposta da água no sistema florestal e a demora de sua saída do sistema pelo exutório da bacia. O mesmo aconteceu para o mês de julho, que foi atípico, com elevada precipitação, cerca de 216 mm e elevou os valores médios de vazão do mês de setembro, que foi seco. Os valores de vazão específica podem ser visualizados na tabela 5.3.1.2.

Os valores médios de turbidez mostraram uma tendência de aumento da carga de sedimentos no canal, junto com o aumento dos valores de vazão e precipitação, como o esperado. Os maiores valores são de $213,04\text{ NTU}^2$ para dezembro de 2010 e $179,72\text{ NTU}$ para de janeiro de 2011. Os valores de turbidez decaem no período menor precipitação e vazão no período chuvoso.

Os valores de turbidez e conseqüente transporte de sedimentos pode ser considerado elevado, a partir de comparação com estudo conduzido por Yusop e Suki (1994) que encontraram valores médios de 295 NTU para os período chuvoso em bacia similar em floresta tropical montanhosa na Malásia sob efeitos de cortes da vegetação. Os maiores valores médios mensais foram de 940 NTU, para a medida após o manejo. Para o período seco os valores médios de turbidez foram de apenas 5,8 NTU para o período mais seco. Em áreas de floresta em avançado estágio sucessional esses valores variaram entre 3 a 99 NTU com média de 54 NTU.

Os menores valores médios foram para o mês de março, que mesmo com precipitação superior a fevereiro, obteve menor vazão que em fevereiro, mais seco. Os valores voltam a se elevar com chuvas de grande intensidade no fim de março e para o mês de abril de 2011. Os valores de turbidez para os meses de outubro e novembro não se apresentaram consistentes para serem incluídos na discussão por ter se instalado lodo na lente de aferição do turbidímetro, que alterava a refração de luz que e capturada pelo aparelho. Este fato foi detectado somente após esses meses.

Tabela 5.3.3.1: Valores de precipitação acumulada mensal, vazão média, máxima e mínima, turbidez na estação fluvio-sedimentométrica do rio da Fazenda.

Meses	Precipitação (mm)	Q Média (m ³ /s)	Desvio Padrão	Máxima Q (m ³ /s)	Mínima Q (m ³ /s)	Turbidez média (ntu)
Setembro/2010	58,4	0,00378	0,001477	0,01343	0,00038	189,4814
Outubro/2010	162,6	0,00455	0,008705	0,17337	0,00149	-
Novembro/2010	212,2	0,00434	0,003449	0,06066	0,00168	-
Dezembro/2010	141,0	0,00442	0,005032	0,09621	0,00141	213,0451
Janeiro/2011	101,0	0,00721	0,007505	0,16741	0,00117	179,7225
Fevereiro/2011	32,0	0,00143	0,001646	0,04713	0,00038	41,5641
Março/2011	107,6	0,00294	0,007992	0,08193	0,00042	39,9878
Abril/2011	166,4	0,00493	0,02265	0,52118	0,00060	106,8874

Tabela 5.3.3.2: Valores de precipitação acumulada mensal, Vazão específica média, Máxima e mínima, turbidez na estação fluvio-sedimentométrica do rio da Fazenda

Meses	Vazão Específica Média m ³ /s/km ²	Desvio Padrão	Vazão Específica Máxima m ³ /s/km ²	Vazão Específica Mínima m ³ /s/km ²
Setembro/2010	0,017185	0,00671	0,061051	0,001734
Outubro/2010	0,020709	0,039571	0,788066	0,006793
Novembro/2010	0,019729	0,015680	0,275729	0,007640
Dezembro/2010	0,020111	0,022873	0,437317	0,006404
Janeiro/2011	0,032781	0,034117	0,760937	0,005319
Fevereiro/2011	0,006520	0,007485	0,214235	0,001734
Março/2011	0,134062	0,0226939	0,372428	0,001914
Abril/2011	0,0224317	0,101265	2,369007	0,002741

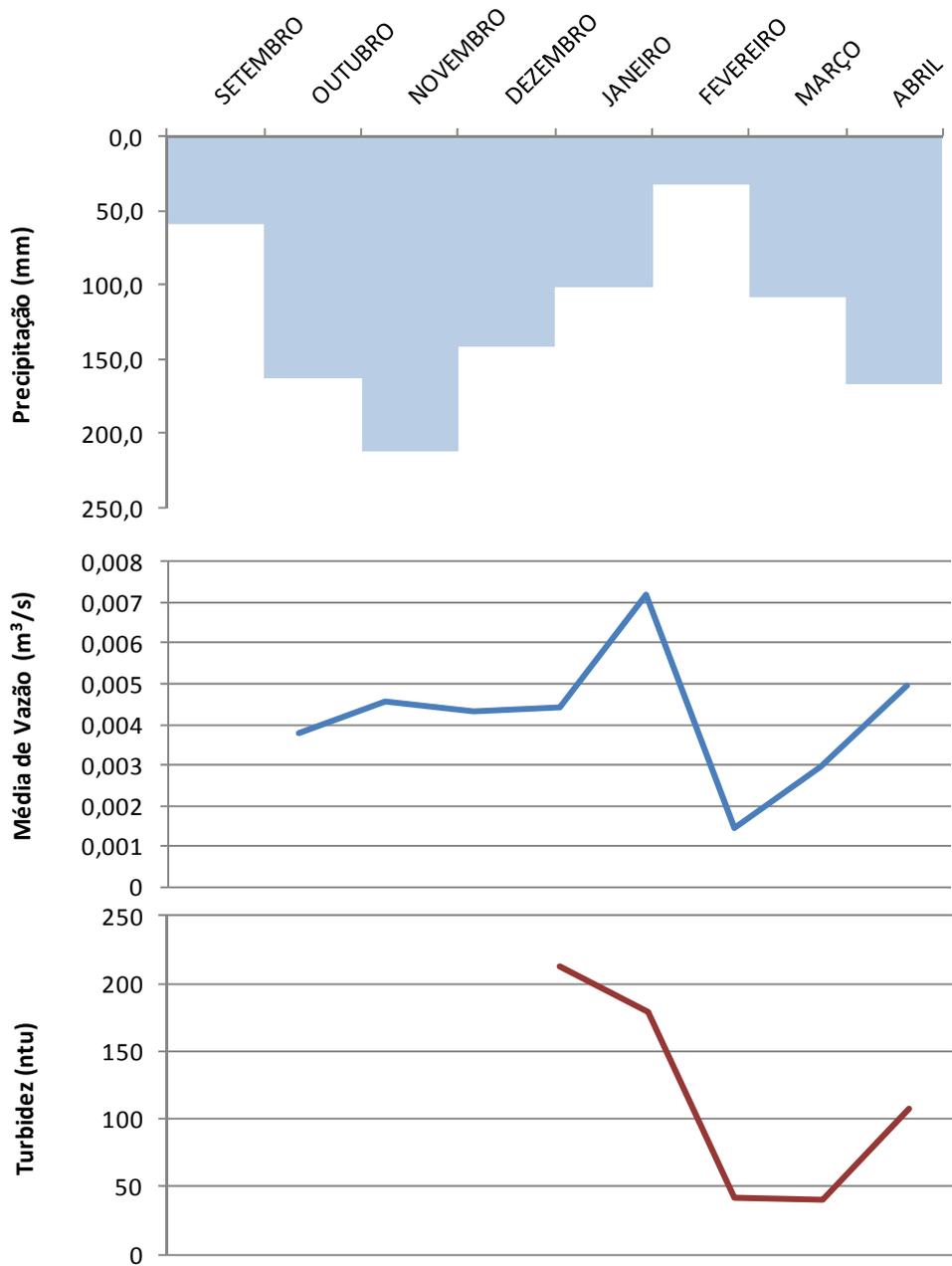


Figura 5.3.1.1: Valores médios mensais de vazão média, vazões máximas e mínimas e turbidez na bacia estudada do rio da Fazenda.

A hidrógrafas, de forma geral, obteve respostas rápidas na carga de sedimentos finos transportados em suspensão, inferido pelo aumento da turbidez do canal fluvial; e aumento da vazão para a bacia analisada frente aos eventos de precipitação. A forma da bacia, sua elevada declividade e presença de picos rochosos em suas cabeceiras de drenagem favorecem este fenômeno, como visto por Coelho Netto (1985).

Para eventos de menor intensidade, inferiores a 10 mm, como visto para o dia 10 de março de 2011 (figura 5.3.1.2), os valores de turbidez e vazão apresentam rápida resposta no canal fluvial frente ao evento de chuva e decaem logo depois. Já para o evento de intensidade similar no dia 28 de setembro (figura 5.3.1.3), os valores de turbidez se mantiveram após o pico da vazão. Este fato ocorreu em outras chuvas pós evento de grande intensidade de abril de 2010, no qual gerou enorme carga de sedimentos a serem transportados pelo canal fluvial

Em um evento de média intensidade ocorrido entre 05 e 06 de dezembro de 2011, detalhado na figura 5.3.1.4, percebeu-se um aumento da vazão e da turbidez em resposta rápida ao evento de precipitação e posteriormente um pico de vazão ocorreu outro pico na descarga de sedimentos, possivelmente causada pelo atraso de chegada dos sedimentos até o ponto amostrado ou até mesmo entrada rápida de sedimentos no canal fluvial oriundo de uma forma erosiva como um deslizamento de solos.

Já o evento entre 24 a 28 de abril de 2011 (figura 5.3.1.5), que foi de grande magnitude, superando 120 mm, notou-se através da análise do evento dois picos de vazão que levaram a elevados valores de turbidez para o canal fluvial, 600 NTU para o primeiro pico e valores próximos a 1000 NTU no segundo. Nota-se no segundo pico uma resposta imediata ao aumento da turbidez, já que os mesmos foram mobilizados para transporte pelo canal fluvial neste primeiro momento. Os valores de vazão se mostraram bastante elevados, superando 0,5 m³/s. Notou-se para esta bacia, valores de turbidez e conseqüente transporte de finos em suspensão foram bastante elevados em eventos de grande intensidade e reduzidas taxas para período de ausência de chuvas.

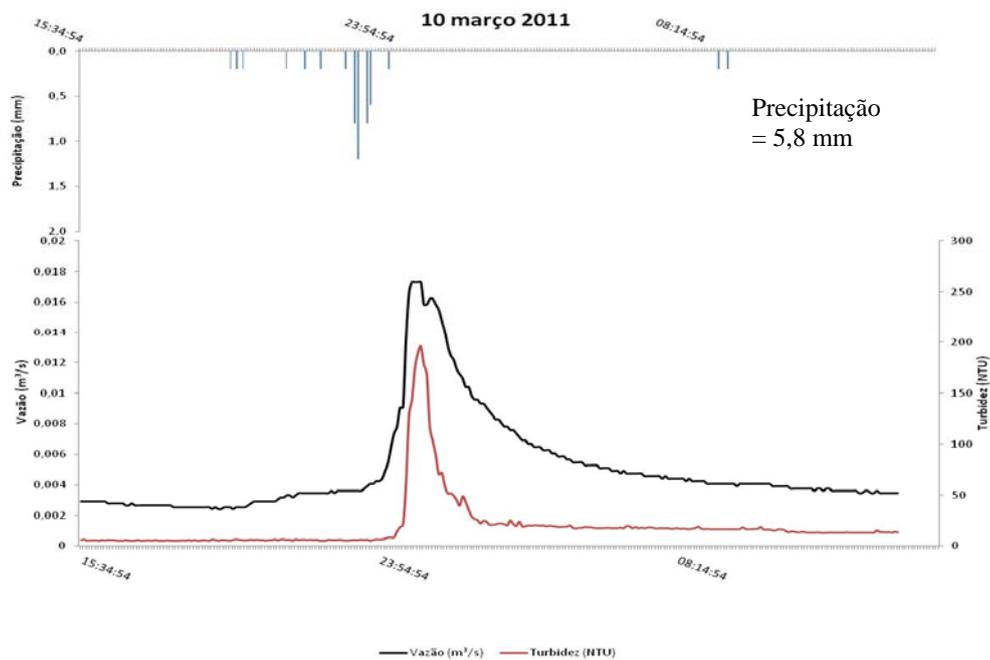


Figura 5.3.1.2: Vazão e turbidez na bacia do rio da Fazenda para o evento de 10 de março de 2011.

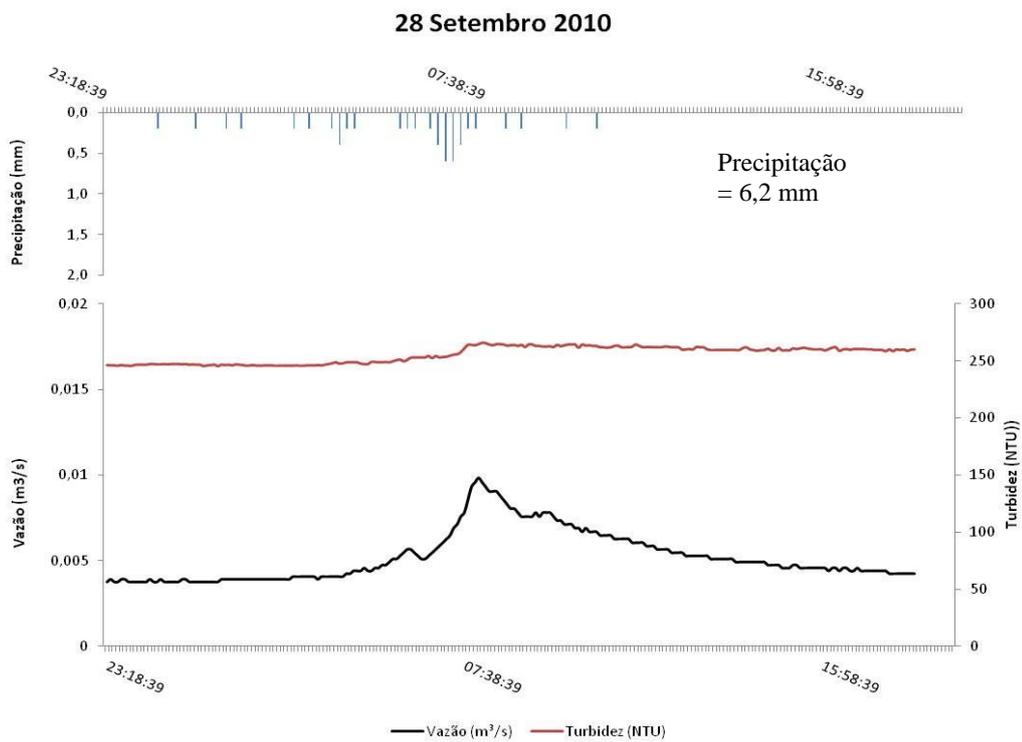


Figura 5.1.3.3: Vazão e turbidez na bacia do rio da Fazenda para o evento de 28 de setembro de 2010.

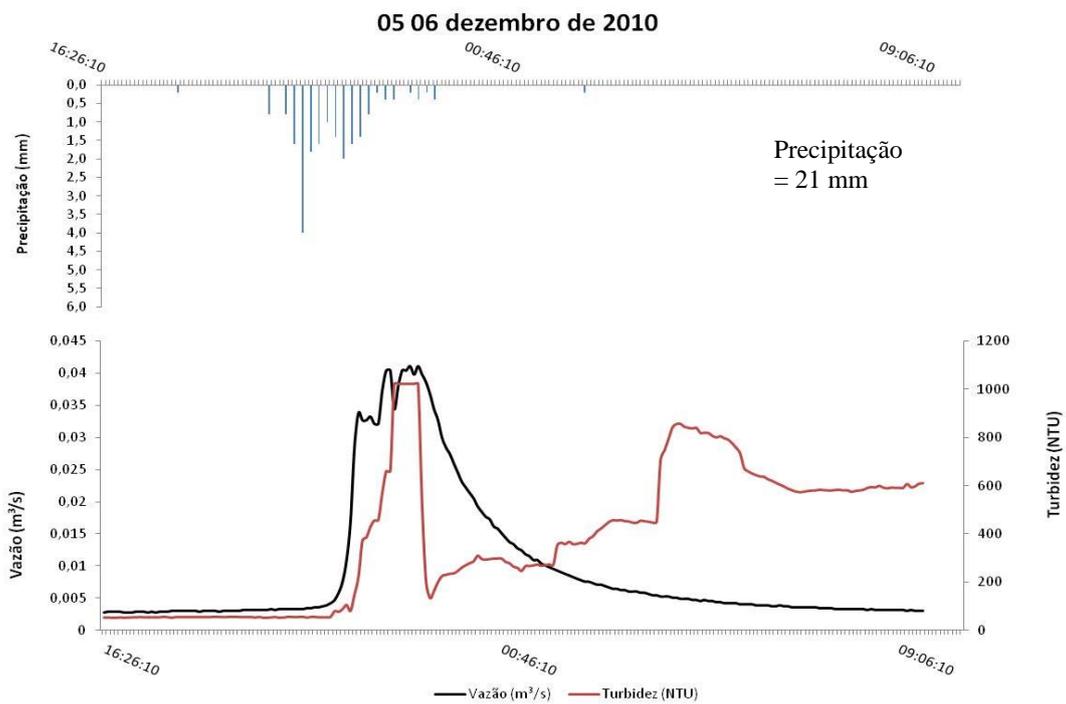


Figura 5.1.3.4: Vazão e turbidez na bacia do rio da Fazenda para o evento entre 05 a 06 de dezembro de 2010.

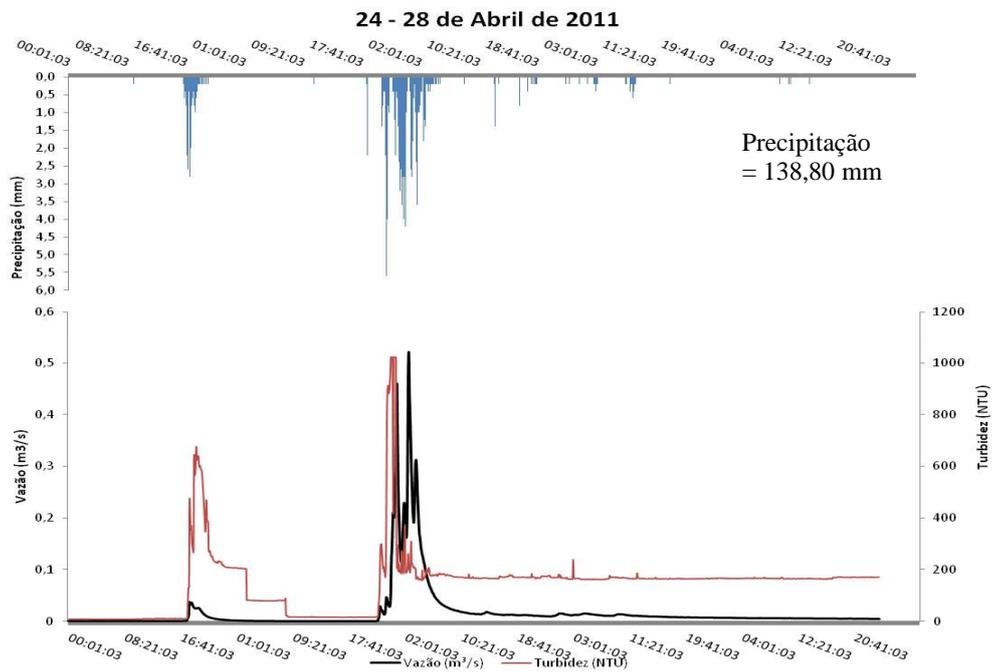


Figura 5.1.3.5: Vazão e turbidez na bacia do rio da Fazenda para o evento entre 24 a 28 de abril 2011.

Os valores de sedimentos transportados por carga de fundo e em fluxo de chuva e acumulados a montante dos vertedouros, como visto nas figuras 5.1.3.6 a 5.1.3.8 na bacia laboratório do rio da Fazenda apresentaram os valores de acúmulo de sedimentos no fundo do canal fluvial de $5,9 \text{ m}^3$ somente para o evento de grande intensidade entre 8 a 10 abril de 2010. $0,67 \text{ m}^3$ para o período entre 8 de dezembro de 2010 a 06 de abril de 2011 e $3,90 \text{ m}^3$ para o período entre 06 de abril de 2011 a 13 de maio de 2011, que também abrangem o evento de grande intensidade, só que este em abril de 2011. Os valores de material transportados por carga de fundo quando extrapolados pela área da bacia apresentaram valores de $2,6 \times 10^{-5}$, 3×10^{-6} e $1,7 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{m}^2$ respectivamente para os períodos amostrados.

Em ambos os eventos extremos ocorreu o total assoreamento dos vertedouros, como visto na figura 5.3.1.9, assim, nestes eventos só se obteve os valores mínimos transportados, que foram os que ficaram retidos nestes pontos. Observou-se em campo, indícios de extravasamento dos sedimentos a jusante do vertedouro. Desta forma, observa-se que os maiores volumes de sedimentos transportados nestes eventos extremos, sendo seus valores superiores, quando comparados a todo um período, abrangendo também meses chuvosos.

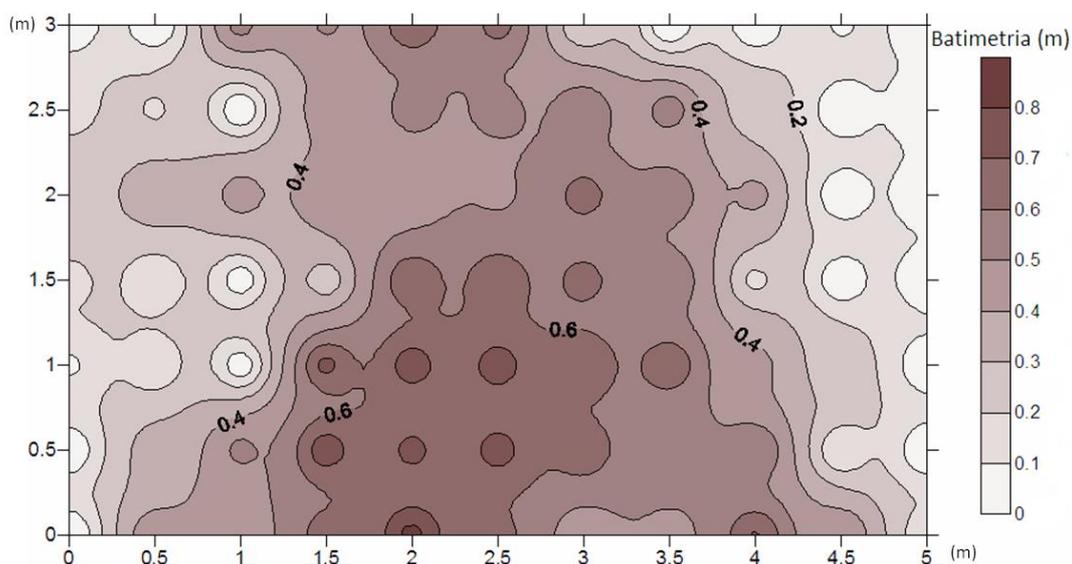


Figura 5.3.1.6: Representação de modelo de acúmulo de sedimentos a montante do vertedouro para a bacia do rio da Fazenda pós o evento de abril de 2010.

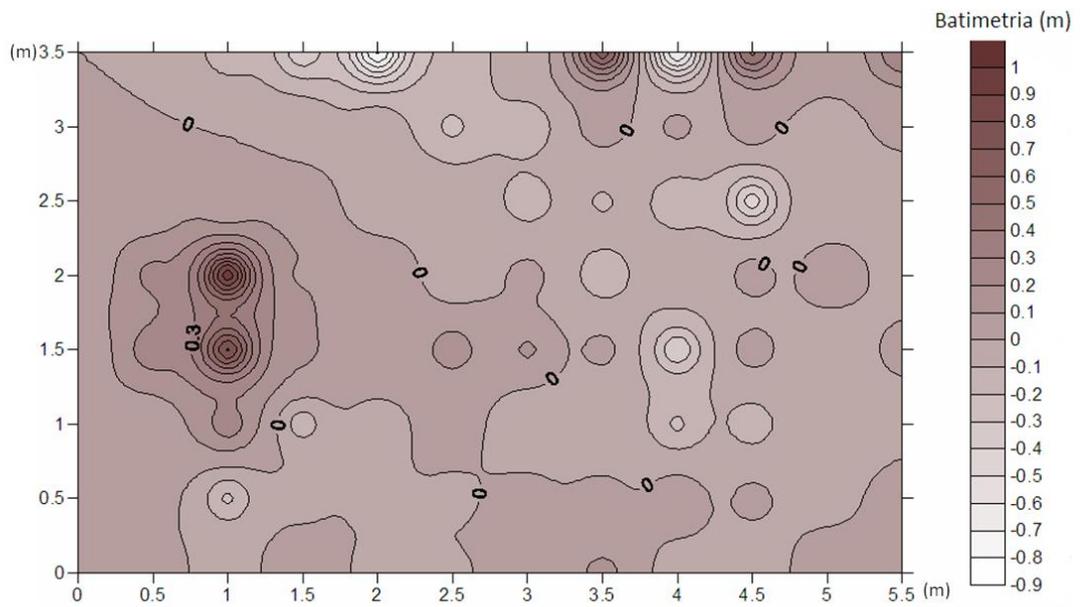


Figura 5.3.1.7: Representação de modelo de acúmulo de sedimentos a montante do vertedouro para a bacia do rio da Fazenda pós o evento entre 8 de dezembro de 2010 a 8 de abril de 2011.

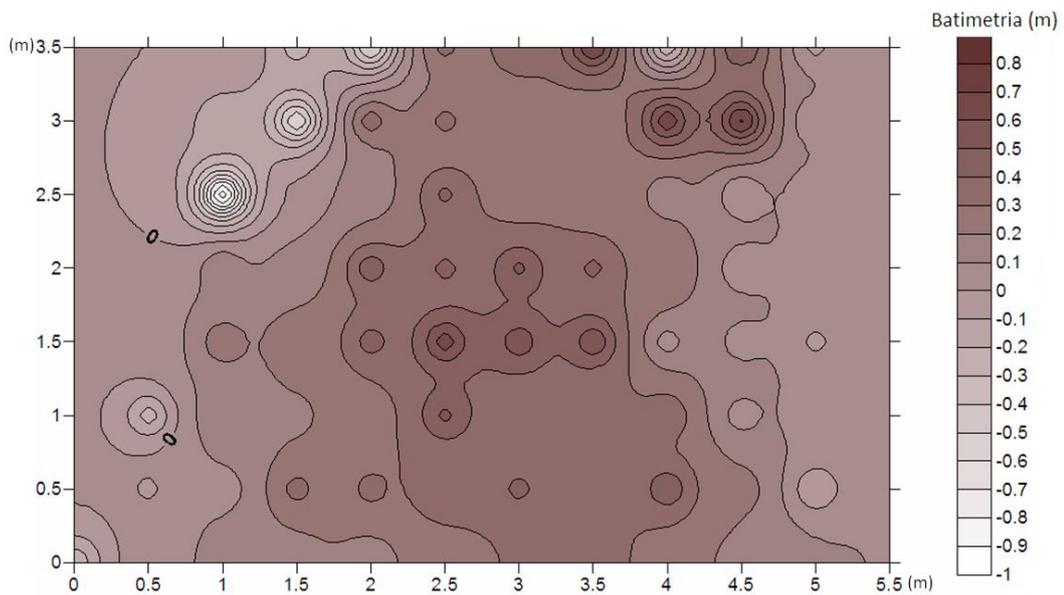


Figura 5.3.1.8: Representação de modelo de acúmulo de sedimentos a montante do vertedouro para a bacia do rio da Fazenda pós o evento entre 06 de abril de 2011 a 13 de maio de 2011.



Figura 5.3.1.9: Assoreamento completo pós eventos de grande intensidade de abril de 2010 da estação fluvio –sedimentométrica da bacia laboratório do rio da Fazenda.

As elevadas cargas de sedimentos transportadas nessa bacia laboratório, tanto finos, como os de maior granulometria, mostram a contribuição das clareiras geradas deslizamentos nessa bacia, que por sua vez são enorme fonte de sedimentos para o canal fluvial discutido nesse estudo e apontado por Negreiros e Coelho Netto (2009). Estes deslizamentos são apontados na figura 5.3.1.10, onde foram mapeadas as fontes de erosão e se evidencia uma ausência de estradas na bacia e apenas pequenos trechos de trilha no interior da bacia).

A regeneração da cobertura vegetal nestas clareiras de 14 anos faz com que ocorra um mosaico de floresta com estágios distintos de sucessão florestal em seu interior (figura 5.3.1.11). Este mosaico, através de componentes internos da vegetação vem a interferir na dinâmica hidrológica em seu interior. A geologia dessa bacia que é composta por Granito Favela e Biotita Gnaiss, rochas ricas em quartzo, faz com que se tenha uma enorme produção de sedimentos arenosos em seu interior e conseqüente transporte pelo canal fluvial. Isto acarreta constantes assoreamentos do

sistema de drenagem e da baixada adjacente, na qual se compreende a área urbana da cidade do Rio de Janeiro.

Desta forma, notou-se que a erosão e o transporte de sedimentos pelo canal fluvial durante o período amostral se tornam mais efetivas e que os maiores valores de sedimentos são transportados nos eventos de maior magnitude. Onde, pode ocorrer em eventos isolados de chuvas, sejam responsáveis pelas maiores alterações geomorfológicas no interior da bacia, transportando assim, mais sedimentos do que todo um período de chuvas regulares.

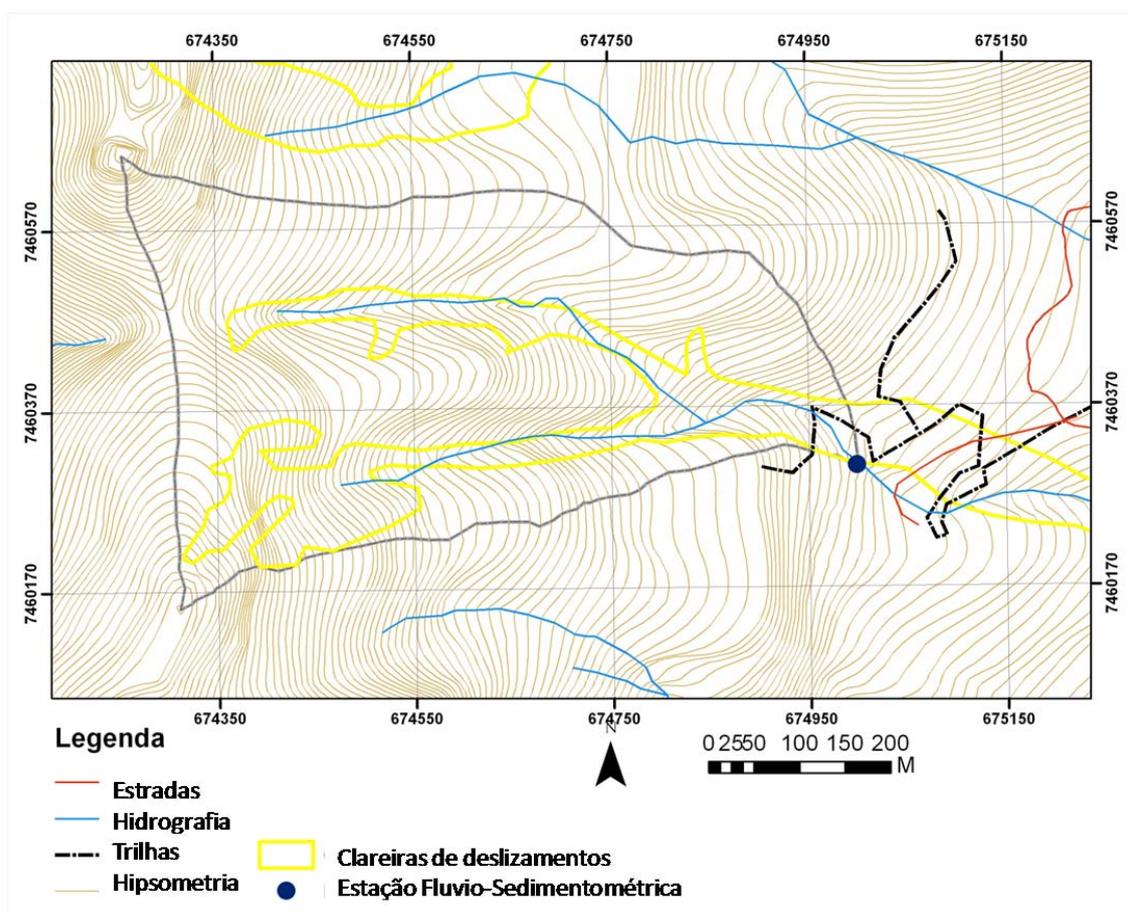


Figura 5.3.1.10: Mapeamento das fontes de erosão no interior da bacia do rio da Fazenda.

Figura 5.3.1.11: Seqüência temporal da recuperação florestal das clareiras geradas por deslizamento na bacia laboratório do rio da Fazenda. Nota-se diferente enquadramento para o ano de 1996 por conta de ser de escala 1:20.000, enquanto as demais fotografias são na escala 1:10.000.

5.3.2 Bacia do riacho da Solidão.

Os valores médios de escoamento superficial no canal fluvial mostraram uma resposta da vazão em m^3/s (tabela 5.3.2.1 e figura 5.3.2.1), acompanhando os valores de precipitação acumulada. Os valores médios de vazão foram altos para o primeiro mês mensurado (maio de 2010), resultado da saída de água do sistema florestal, frente aos meses de março e abril de 2010 que foram muito chuvosos. Os valores decrescem até o período de estiagem em agosto e setembro. O mês de fevereiro de 2011 foi bastante atípico com uma estiagem em meio ao período chuvoso, refletido no decréscimo de vazão ($0,0017 \text{ m}^3/\text{s}$), seguido de vazão baixa também em março de 2011.

Os valores de maior vazão média mensal foi em janeiro de 2011 com $0,00666 \text{ m}^3/\text{s}$, resposta aos meses de dezembro e novembro, mais chuvosos. O maior valor de vazão registrado foi para o evento de abril de 2011 com $0,431884 \text{ m}^3/\text{s}$. Os valores de vazão específica foram superiores ao encontrado na bacia do rio da Fazenda e podem ser visualizados na tabela 5.3.2.2. Este valor mais elevado pode ser explicado pelas características da bacia e sobretudo para a presença de estradas nesta bacia, que faz com que a mesma produza mais escoamento nos eventos de chuva. O nível de turbidez médio também foi o mais elevado em janeiro de 2011 com 444 NTU e os menores valores médios foram para outubro com 120 NTU e novembro com 126 NTU. Observou-se uma elevação dos níveis de turbidez acompanhando os meses mais chuvosos e posteriormente decrescem para o nível regular do período, cerca de 150 NTU.

Nas análises das respostas hidrológicas e sedimentológicas de cada evento de precipitação, percebeu-se uma resposta rápida da vazão no canal fluvial e um ligeiro atraso no pico de transporte de sedimentos, que se torna maior mais evidente nas chuvas mais intensas. Possivelmente esse atraso no pico dos sedimentos se deve à chegada dos sedimentos carregados através de fugas d'água nas estradas e trilhas do

parque. Elevados valores de turbidez foram encontrados na bacia em resposta aos eventos.

Em eventos de menor intensidade, como em 18 de Janeiro de 2011, em que choveu 16 mm (figura 5.3.2.2) foi observado um aumento no pico de vazão e também um atraso no pico da turbidez, após o pico os valores de turbidez se mantiveram elevados. O mesmo foi observado numa chuva de 54 mm (figura 5.3.2.3) entre 27 a 29 de julho de 2010. Já a vazão neste evento, teve dois picos em resposta à precipitação. No evento de grande intensidade entre 16 a 19 de julho de 2010, (109 mm), a vazão teve diversos picos chegando a $0,05 \text{ m}^3/\text{s}$, em resposta a intensidade da precipitação, porém o aumento da turbidez se deu somente no primeiro pico da chuva (figura 5.3.2.4).

No evento mais extremo de precipitação registrado, ocorrido entre 24 a 28 de abril de 2011 (figura 5.3.2.5), com 138 mm de chuvas, notou-se elevados valores de vazão no canal fluvial, acompanhado de um pico de turbidez, o atraso na resposta do pico de sedimentos, já citado, se mostrou evidente neste evento. Essa chuva se diferiu das demais por ter sido de grande intensidade e concentrada, chegando assim aos picos encontrados na hidrógrafa e com os valores de turbidez superando 1000 NTU.

Os sedimentos de maior granulometria e transportados por carga de fundo ou misturados ao fluxo em suspensão em chuvas mais intensas, acumulados a montante dos vertedouros, como visto nas figuras 5.3.2.6 a 5.3.2.8 na bacia laboratório do rio da Fazenda apresentaram os valores de acúmulo de $10,9 \text{ m}^3$ somente para o evento de grande intensidade entre 8 a 10 abril de 2010. $0,34 \text{ m}^3$ para o período entre 12 de janeiro de 2011 a 06 de abril de 2011 e $5,13 \text{ m}^3$ para o período entre 06 de abril de 2011 a 13 de maio de 2011. Os valores de material transportados por carga de fundo quando extrapolados pela área da bacia apresentaram valores de $1,3 \times 10^{-4}$; $4,1 \times 10^{-5}$ e $5,13 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{m}^2$ respectivamente para os períodos amostrados. Os eventos extremos, também levaram ao completo assoreamento dos vertedouros, como visto na figura 5.3.2.9, como o acontecido na bacia do rio da Fazenda.

Tabela 5.3.2.1: Valores de Precipitação, vazão e turbidez média mensal na estação fluvi-sedimentométrica da bacia do riacho da Solidão.

Meses	Precipitação (mm)	Q Média (m³/s)	Desvio Padrão	Máxima Q (m³/s)	Mínima Q (m³/s)	Turbidez média (ntu)
Maio/2010	111,0	0,0081134	0,001347	0,025529	0,007143	134,74318
Junho/2010	94,0	0,0069480	0,001577	0,017728	0,004581	122,82698
Julho/2010	216,8	0,0059204	0,006747	0,051528	0,002003	142,54455
Agosto/2010	77,2	0,0034490	0,000622	0,007397	0,001268	179,97639
Setembro/2010	58,4	0,0036986	0,000824	0,006494	0,002314	136,87916
Outubro/2010	162,6	0,0038886	0,001853	0,036853	0,002428	120,09362
Novembro/2010*	212,2	0,0058112	0,003241	0,023661	0,002793	126,02450
Dezembro/2010	141,0	0,0058050	0,003160	0,025529	0,002428	173,17321
Janeiro/2011	101,0	0,0066629	0,005622	0,112967	0,002314	444,40834
Fevereiro/2011	32,0	0,0027993	0,000720	0,020988	0,001989	338,26597
Março/2011	107,6	0,0022862	0,000952	0,020988	0,001789	161,96441
Abril/2011	166,4	0,0036960	0,013461	0,431884	0,001789	199,26040

*A estação apresentou problemas técnicos entre 8 a 18 de novembro de 2010.

Tabela 5.3.2.2: Valores de Precipitação, vazão específica e turbidez média mensal na estação fluvi-sedimentométrica da bacia do riacho da Solidão.

Meses	Vazão Específica Média (m³/s/km²)	Desvio Padrão	Vazão Específica Máxima (m³/s/km²)	Vazão Específica Mínima (m³/s/km²)
Maio/2010	0,101417	0,016839	0,319111	0,089282
Junho/2010	0,086850	0,019722	0,221599	0,057259
Julho/2010	0,074004	0,084347	0,644096	0,025034
Agosto/2010	0,043112	0,007785	0,092467	0,015848
Setembro/2010	0,046232	0,010303	0,081172	0,028919
Outubro/2010	0,048607	0,023163	0,460666	0,030353
Novembro/2010*	0,072640	0,040515	0,295759	0,034910
Dezembro/2010	0,072562	0,039511	0,319111	0,030353
Janeiro/2011	0,083286	0,070284	1,412088	0,028919
Fevereiro/2011	0,034991	0,009006	0,262353	0,024862
Março/2011	0,028577	0,011911	0,262353	0,022359
Abril/2011	0,046200	0,168272	5,398548	0,022345

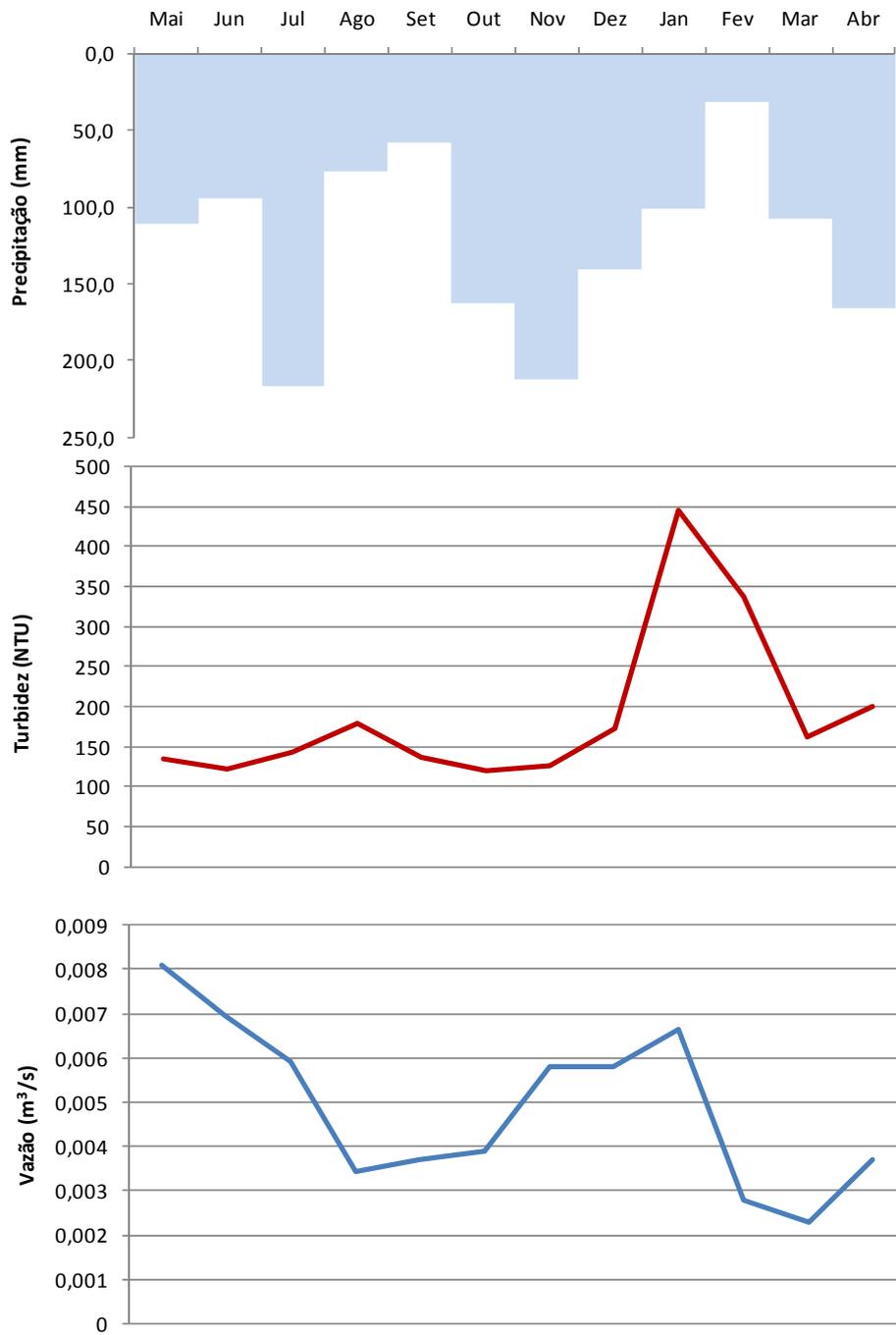


Figura 5.3.2.1: Valores médios mensais de Vazão Média, Vazões máximas e mínimas e turbidez na estação fluvio-sedimentométrica da bacia do riacho da Solidão.

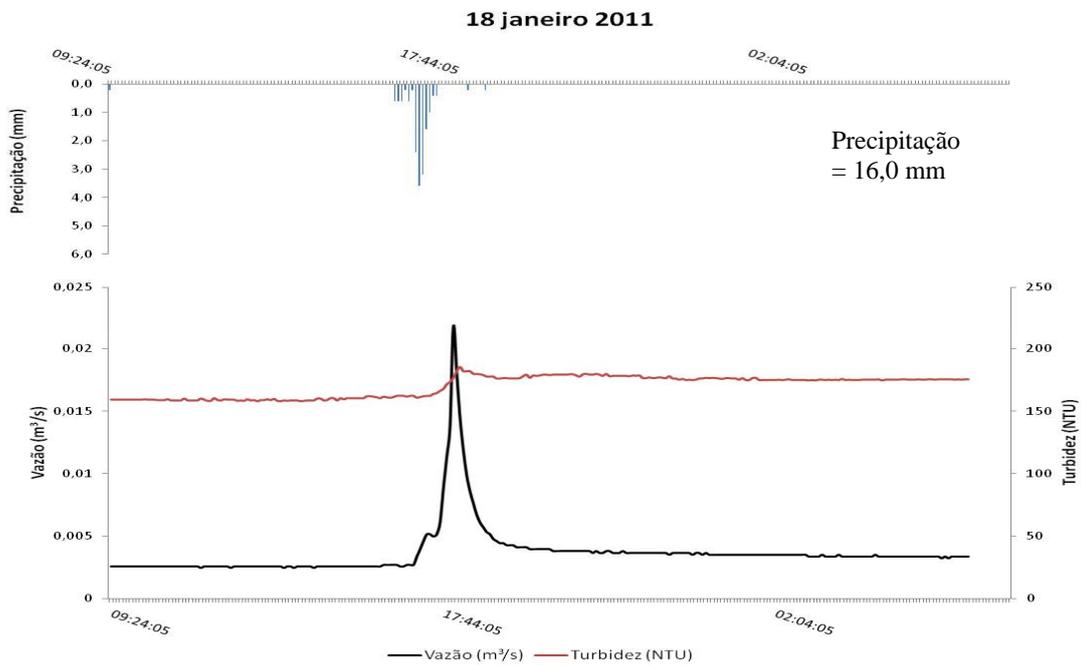


Figura 5.3.2.2: Vazão e turbidez na bacia do riacho da Solidão para o evento de 18 de janeiro de 2011.

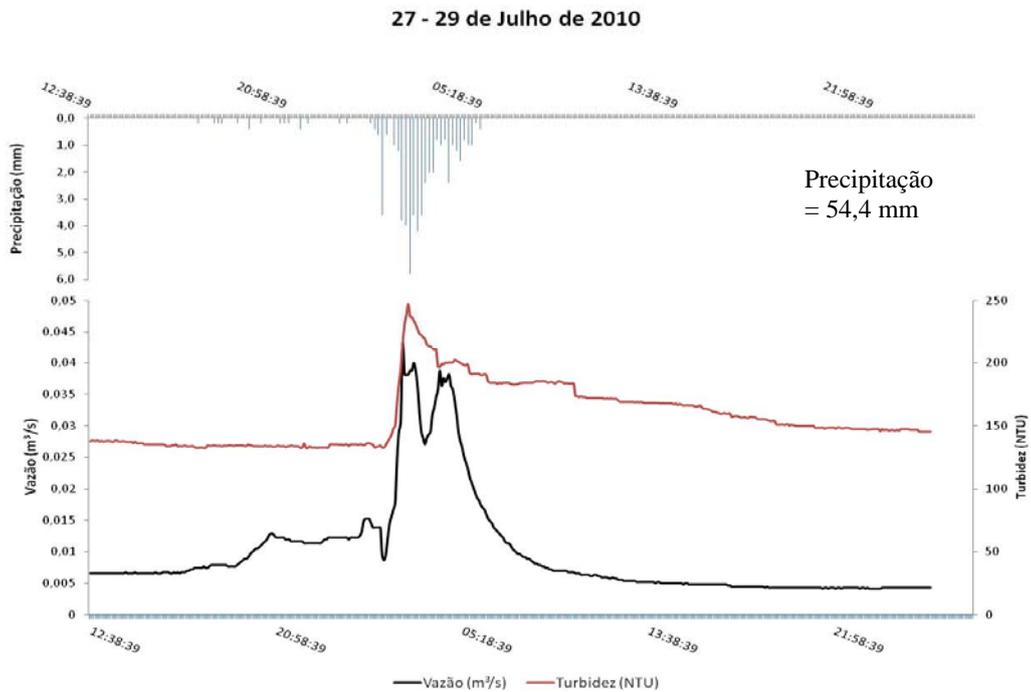


Figura 5.3.2.3: Vazão e turbidez na bacia do riacho da Solidão para o evento entre 27 a 29 de julho de 2010.

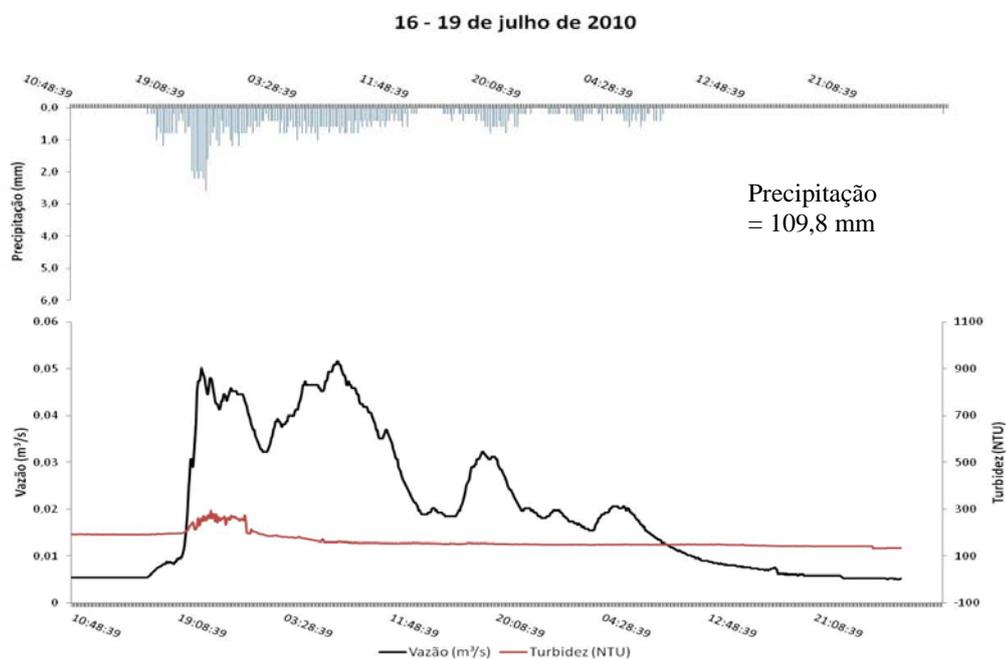


Figura 5.3.2.4: Vazão e turbidez na bacia do riacho da Solidão para o evento entre 16 a 19 de julho de 2010.

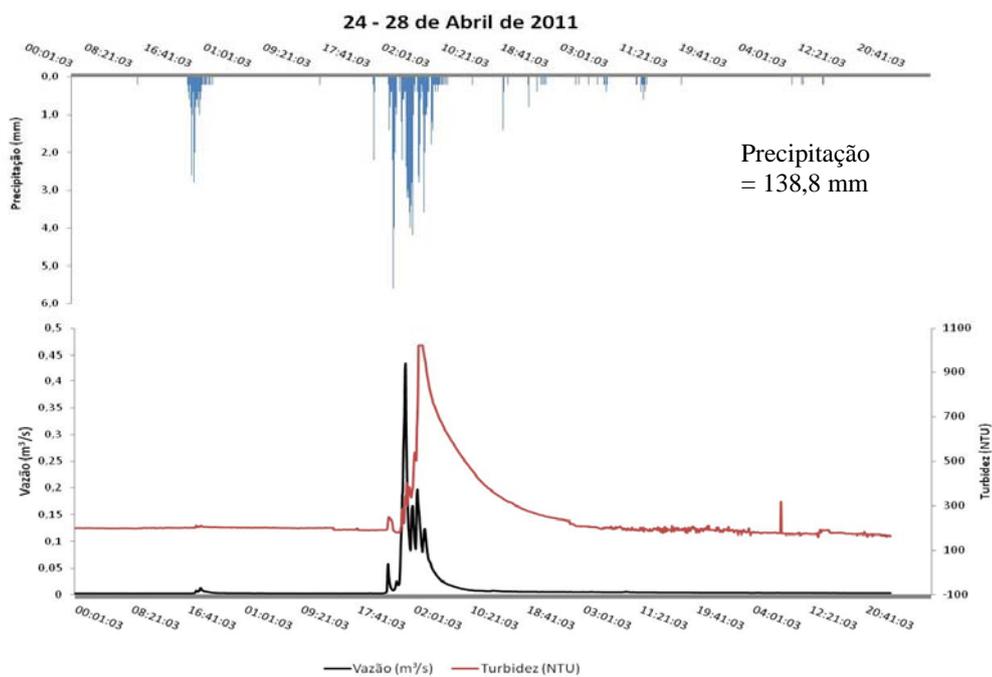


Figura 5.3.2.5: Vazão e turbidez na bacia do riacho da Solidão para o evento entre 24 a 28 de abril de 2011.

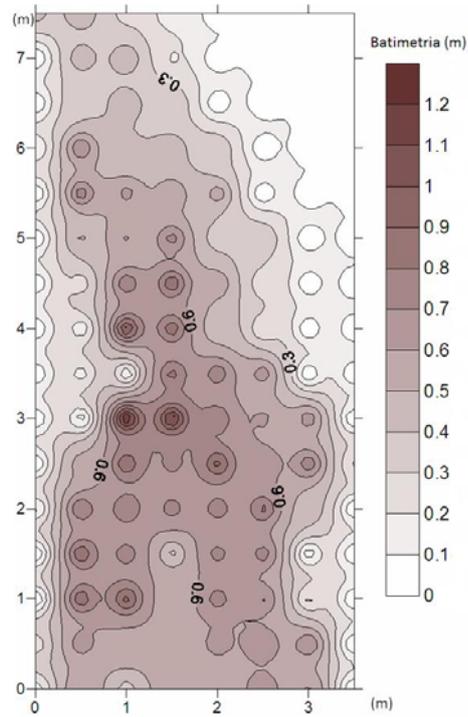


Figura 5.3.2.6: Representação de modelo de acúmulo de sedimentos a montante do vertedouro para a bacia do rio da Fazenda pós o evento entre 8 a 10 abril de 2010.

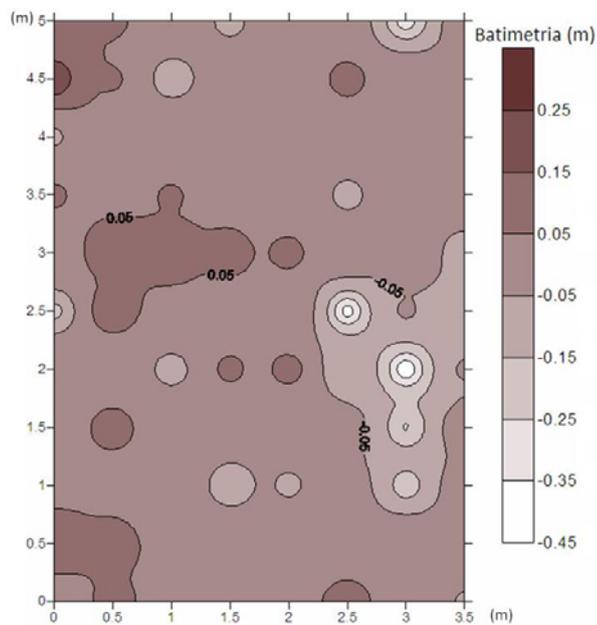


Figura 5.3.2.7: Representação de modelo de acúmulo de sedimentos a montante do vertedouro para a bacia do rio da Fazenda pós o evento entre 12 de janeiro de 2011 a 6 de abril de 2011.

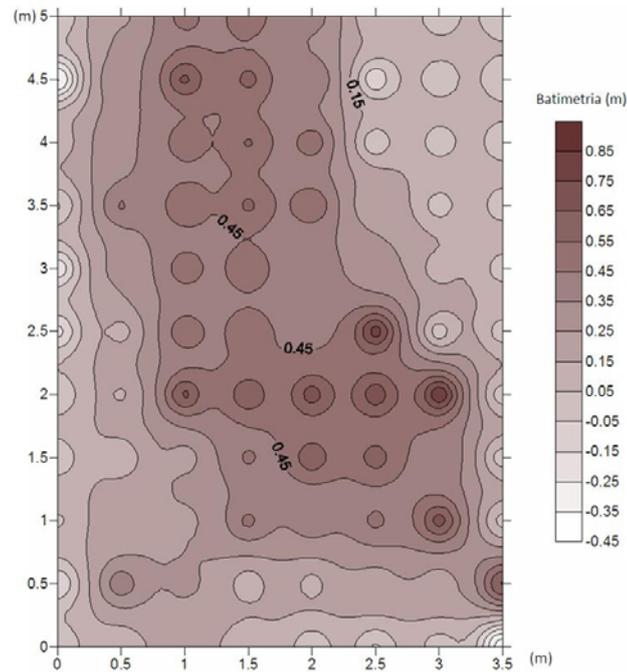


Figura 5.3.2.8: Representação de modelo de acúmulo de sedimentos a montante do vertedouro para a bacia do rio da Fazenda pós o evento entre 6 de abril de 2011 a 13 de maio de 2011



Figura 5.3.2.9: Evidência de completo assoreamento do vertedouro da bacia do rio da Solidão em abril de 2010.

Os valores altos de turbidez indicaram elevado transporte de sedimentos finos pelos canais fluviais, porém inferiores aos resultados encontrados na estação da bacia do rio da Fazenda. Porém, foi encontrado maior valor de sedimentos mais grosseiros nesta bacia. Isto pode ser atribuído ao fato desta bacia ser densamente cortada por trilhas e estradas pavimentadas. Estas estradas e trilhas apresentam fugas d'água (figura 5.3.2.10) que injetam fluxos de água concentrados na encosta, proveniente de escoamento superficial sobre a pavimentação que impermeabiliza o solo nas estradas que cortam o Parque Nacional da Tijuca, como ilustrado na figura 5.3.2.11. Estes resultados corroboram o que foi indicado pelo estudo de Coelho Netto (1985) que indicava as áreas de estradas, trilhas e estacionamentos no interior da Floresta da Tijuca, como as principais áreas de produção de escoamento superficial e erosão. A autora apontou resultados de $0,09 \text{ ton/m}^2/\text{ano}$ de sedimentos oriundo de trilhas. Valores elevados de sedimentos provindos de estradas e trilhas também foram encontrados em estudo desenvolvido por Rijdsdijk *et al.* (2007) na Indonésia, chegando a $7 \text{ kg/m}^2/\text{ano}$.

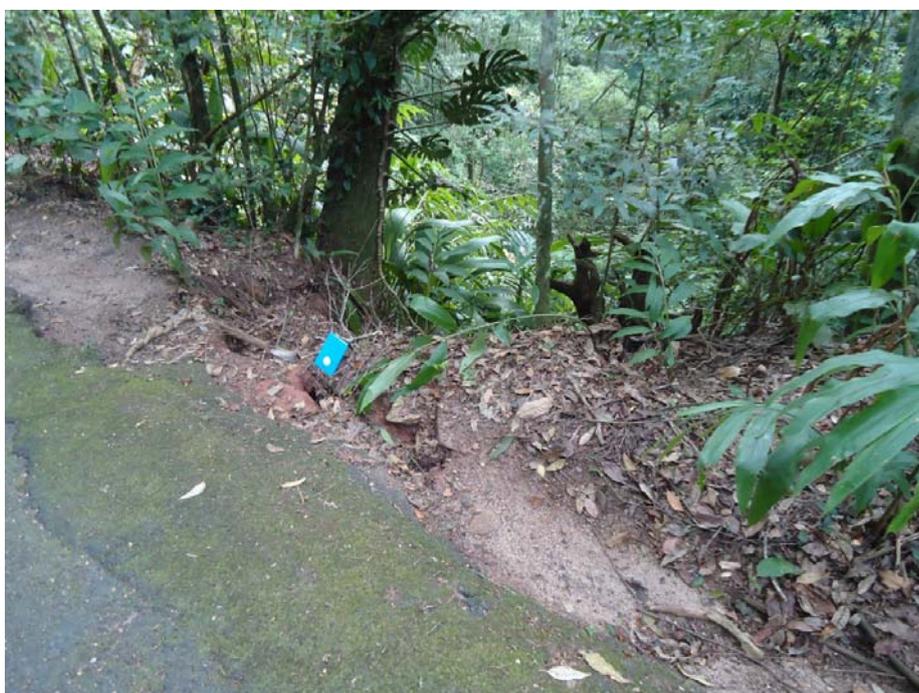


Figura 5. 3. 2.10: Fugas d'água da estrada promovendo erosão na encosta.



Figura 5.3.2.11: Escoamento superficial oriundo de estradas pavimentadas.

Foram mapeados um total de 16 pontos de erosão junto às estradas ou trilhas, em sua maioria, já se encontram feições erosivas incisivas e evidência de grande quantidade de sedimentos retirados, como visto na figura 5.3.2.12. Por muitas vezes a água escoar por longas calhas dos lados da estrada, concentrando assim maior quantidade de água em poucos pontos, o que aumenta o poder erosivo. A área pavimentada por asfalto que concentra a maioria dessas erosões.

Ao longo do estudo, ocorreu o assoreamento dos vertedouros em dois eventos extremos. Também ocorreu o completo assoreamento das caixas coletoras de sedimentos que foram construídas pela administração do Parque Nacional da Tijuca (figura 5.3.2.13) próximo ao açude da Solidão. Estas caixas foram construídas com o intuito de conter o assoreamento deste açude, pois se trata de uma atração turística do Parque Nacional. Porém o aporte de sedimentos extravasa essas caixas coletoras, ainda ocasionado o assoreamento do açude, como visto na figura 5.3.2.14. As rochas com elevados teores de quartzo favorecem a produção de sedimentos arenosos. Esta

elevada carga promove o assoreamento dos canais e lagoas nas baixadas adjacentes, aumentando a recorrência de enchentes em chuvas cada vez menos intensas, como discutido anteriormente.

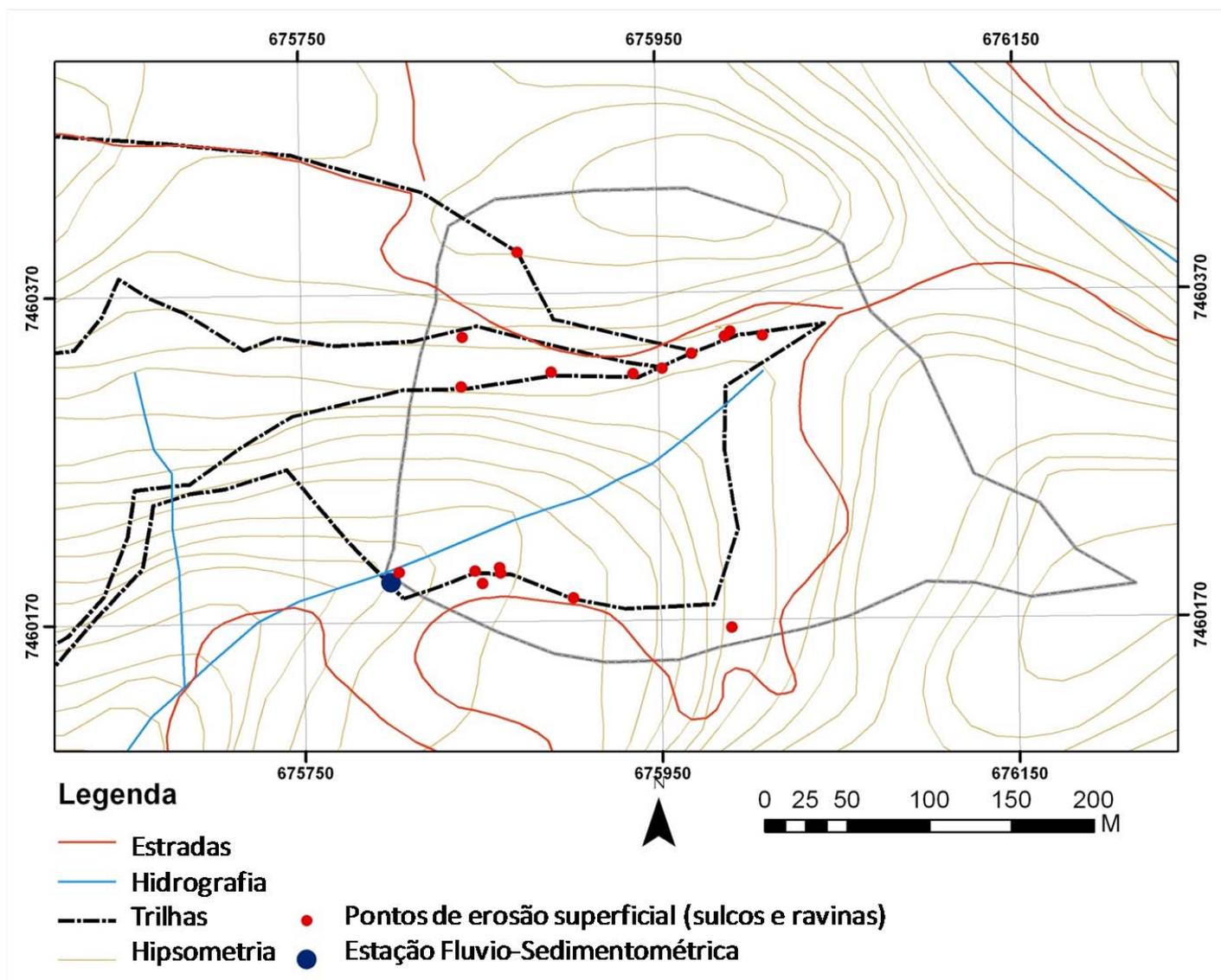


Figura 5.3.2.12: Mapeamento dos pontos de erosão associados a trilhas ou estradas no interior da bacia do riacho da Solidão.



Figura 5.3.2.13: Assoreamento das caixas coletoras de sedimentos a montante do açude da Solidão.



Figura 5.3.2.14: Assoreamento do açude da Solidão, evidenciado após evento de abril de 2010.

6 CONCLUSÕES

Os dados de precipitação do período analisado mostram-se dentro do esperado em relação à frequência de intensidade de chuvas, onde a linha de tendência mostra um ligeiro acréscimo nos valores de chuvas anuais para este ponto do maciço da Tijuca. Invertendo a tendência dos últimos anos que era de diminuição dos totais anuais.

Quanto a recuperação da funcionalidade hidrológica e ecológica da clareira laboratório, observou-se que vem ocorrendo o processo de revegetação da clareira, porém, esses dados, quando comparados a áreas de floresta climácica e áreas de floresta secundária tardia, mostram-se ainda com valores estruturais inferiores ao que é esperado após 14 anos de sua geração. Ressalta-se que, mesmo havendo o recobrimento vegetal, a mesma ainda não retomou a plenitude das funções ecológicas, como incorporação da matéria orgânica do solo, assim como, o retorno da funcionalidade hidrológica, dada pela reestruturação física do solo.

Diferenças na recomposição vegetal foram vistas entre as diferentes bordas dos deslizamentos, por conta condições diferenciadas micro-climáticas (umidade, luminosidade e temperatura), dada a maior ou menor exposição de insolação, revegetação mais efetiva do que na borda mais úmida.

Os solos não se diferenciaram consideravelmente entre os domínios da clareira laboratório e entre 0 a 5 cm e 10 a 15 cm de profundidade, apresentando elevada presença de agregados do solo entre 0,5 a 2 mm. Como já esperado em solos florestados. Os agregados do solo, assim como a reestruturação física, tem papel importantíssimo no processo de regulação dos processos de infiltração da água da chuva.

Também observou-se neste estudo, que, em áreas onde ocorreram revegetação em parceria com a EMBRAPA – Agrobiologia na clareira laboratório, logo após a ocorrência do evento erosivo, através de mudas de leguminosas inoculadas por rizóbio e fungos micorrízicos com o intuito de fixar nitrogênio e ciclagem de outros nutrientes no solo, que os resultados dos dados estruturais da vegetação e sua

composição interna não se diferenciaram da área de revegetação espontânea. Porém do ponto de vista hidrológico, nas áreas onde foi efetuada a técnica de revegetação induzida, obteve-se inferior atravessamento e escoamento superficial

Os dados de atravessamento para a clareira laboratório apresentaram valores elevados. Em algumas chuvas e com mais frequência em área onde ocorreu revegetação espontânea,

Estes valores foram superiores a área de precipitação aberta mensurada na cicatriz-clareira. O mesmo foi observado por Miranda (1992) e Negreiros (2004). Estes valores apresentam uma boa correlação entre o aumento das chuvas e o atravessamento, porém observa-se uma variação maior dos resultados à medida que a chuva aumenta, resultado já esperado, evidenciado por estudos anteriores

As taxas encontradas de valores de escoamento superficial são baixas frente à presença de forte distúrbio no sistema florestal neste estudo e com ligeiro decréscimo quando comparada a estudo desenvolvido por Cruz (200) e Oswaldo Cruz (2004), encontrando-se ainda em processo de reabilitação funcional do topo solo e recuperação da cobertura vegetal. Em campo, visualizou-se, no interior da cicatriz clareira, uma forte presença de fraturamento das rochas, pressupondo, assim, uma grande infiltração da água por essas fraturas. Assim, ocorre a redução de valores de escoamento superficial. Visualizou-se, em uma ocasião, a infiltração total da água pelas fraturas que corria em uma ravina no interior da clareira. Esta evidência corrobora a hipótese da importância das fraturas como mecanismo de infiltração nessas encostas.

Os resultados de transporte de sedimentos mostram uma maior concentração de sedimentos para os primeiros eventos estudados. A carga de sedimentos aumenta na mesma proporção que a quantidade de escoamento superficial. Acarretando uma grande amplitude dos valores encontrados. Esses resultados, quando comparados ao estudo de Oswaldo Cruz (2004), apontam um decréscimo em todos os domínios na carga de sedimentos transportados por escoamento superficial.

Os valores de vazão específica mostraram maiores valores para a bacia do rio da Solidão, que mostra forte influência das estradas pavimentadas na produção de

escoamento superficial imediato aos eventos de chuva, fazendo que menos água fique retida no sistema florestal. Elevadas cargas de sedimentos foram encontradas na bacia laboratório do rio da Fazenda, que foi afetada por diversos deslizamentos em 1996, tanto de sedimentos mais finos, como os de maior granulometria, que se misturam ao fluxo nos eventos de chuva. Mostram, assim, a forte contribuição das clareiras geradas por deslizamentos nessa bacia na produção de sedimentos, como visto neste estudo e apontado por Negreiros e Coelho Netto (2009).

A regeneração da cobertura vegetal nessas clareiras, no interior da bacia faz com que ocorra um mosaico de floresta com estágios distintos de sucessão florestal em seu interior. Este mosaico, por sua vez, através de componentes internos da vegetação vem a interferir na dinâmica hidrológica em seu interior, assim como a geologia, que é composta por Granito Favela e Biotita Gnaiss, rochas ricas em quartzo, proporcionando enorme produção de sedimentos e consequente transporte pelo canal fluvial.

Foram encontrados valores elevados de turbidez, pressupondo intenso transporte de sedimentos finos e grosseiros pelos canais fluviais na bacia do riacho da Solidão. Isto foi atribuído ao fato dessa bacia ser densamente cortada por trilhas e estradas pavimentadas. Essas estradas e trilhas apresentam fugas de água que injetam fluxos de água concentrados na encosta, proveniente de escoamento superficial sobre a pavimentação que impermeabiliza o solo nas estradas que cortam o Parque Nacional da Tijuca.

A bacia do rio da Fazenda mesmo tendo maior amplitude de relevo e sofrendo efeito das clareiras de deslizamentos que são grande fonte de produção de sedimentos por escoamento superficial, como evidenciado nesse estudo apresentaram valores inferiores a bacia cortada por estradas e trilhas. Este elevado transporte de sedimentos pode estar ficando retido em áreas de topo do solo, com vegetação mais preservada, localizado a jusante desses deslizamentos, excetuando as áreas de ravinas, ou estes valores que são elevados quando comparado a outros estudos, são discrepantes comparados a bacia com estradas. Evidenciando assim, um fator preponderante na produção de sedimentos nas bacias florestadas. Estes

resultados corroboram o que foi indicado pelo estudo de Coelho Netto (1985), que indicava as áreas de estradas, trilhas e estacionamentos no interior da Floresta da Tijuca, como as principais áreas de produção de escoamento superficial e erosão.

Sob a ótica da ecologia da paisagem, este estudo confirmou a necessidade da preservação destes fragmentos florestais inseridos numa matriz urbana, visto que a degradação florestal em seu interior e em suas bordas pode desencadear processos erosivos cada vez mais acelerados dada a magnitude das transformações do ambiente. Os resultados encontrados nesse estudo podem dar subsídios ao entendimento da recuperação da dinâmica hidrológica das bacias com presença de clareiras de deslizamentos e de bacias com intervenção de estradas e trilhas em áreas montanhosas de floresta tropical. Este entendimento torna-se cada vez mais necessário, devido aos cada vez mais frequentes eventos catastróficos na região montanhosa do sudeste do Brasil.

Cabe ressaltar que novos estudos se fazem necessários, para melhor compreender a dinâmica do comportamento de bacias de drenagem sob ação de degradação por clareiras e estradas. E também do entendimento do retorno de suas funcionalidades ecológicas e hidrológicas ao longo do tempo nestas clareiras, visto as diversas indagações e hipóteses geradas nesse estudo.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMARAL, C.; FEIJÓ, R. L. (2004) Aspectos ambientais dos escorregamentos em áreas urbanas, in: Reflexões sobre a geografia física no Brasil, (Vitte, A. C., Guerra, A. J. T; orgs.), Rio de Janeiro, Ed. Bertrand Brasil, pp. 193-223.
- ARMSON, K. A. (1977) Forest soils: properties and processes, University of Toronto Press, Canada, 390p.
- BACCA, J. M. (2002) "Dinâmica da Paisagem: métodos analíticos, modelos de classificação e simulação prognostica, sob a ótica geoecológica, Tese de doutorado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 204p.
- BALL, D. F. (1964) Loss in ignition as an estimate of organic matter and organic carbon in no calcareous soils, in: Journal of Soil Science, 15, pp. 84 - 92.
- BARCELOS, C. (2003) Informações sobre água e saúde no Brasil: fontes de dados e possibilidades de interrelacionamento. In: O estado das águas no Brasil 2001 – 2002 (Freitas, M. A. V.), Brasília, Agência Nacional de Águas, pp. 247 – 255.
- BASILE, R. O. N. C. (2004) Estrutura da floresta atlântica de encosta e arquitetura de raízes arbóreas; Maciço da Tijuca - RJ. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 115p.
- BRANDÃO, A. M. P. (2001) Clima urbano e enchentes na cidade do Rio de Janeiro, in: Impactos ambientais urbanos no Brasil (Guerra, A. J. T. e Cunha, S. B.,orgs.) Ed. Bertrand Brasil, pp. 47-95.
- BUDOWSKI, G. (1965) Distribution of tropical american rain forest species in the light of sucessional processes, in: Turrialba,15 -1, Costa Rica, pp. 42-44.
- BUSS, P. (1997) Os mecanismos da saúde pública, in: Tormentas Cariocas (Rosa, L. P.; Lacerda, W. A.), COPPE-UFRJ, pp. 68-78.

- CASTRO JR., E. (1991) O Papel da Fauna Endopedônica na Estruturação Física dos Solos e o seu Significado para a Hidrologia de Superfície, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 150p.
- CASTRO JR., E. (2002) "Valor indicador da fauna de macroartrópodes edáficos em fragmentos primários e secundários do ecossistema de Floresta Atlântica de Tabuleiros, ES, Tese de doutorado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 284p.
- CASTRO JR., E.; ROCHA LEÃO, O. M.; TURETTA, A. P. D.; CRUZ, E. S.; BALESDANT, F. C.; SENRA, L. C.; COELHO NETTO, A. L. (1997) Estudo da colonização espontânea e resultantes hidro-erosivas em cicatrizes de movimento de massa: cicatriz da Vista do Almirante, PARNA Tijuca, RJ, in: anais do III SINRAD, pp. 259-269.
- CHINEA, J. D.; HELMER, E. H. (2003) Diversity and composition of tropical secondary forests recovering from large-scale clearing: results from the 1990 Inventory in Puerto Rico, in: Forest ecology and management, 180, pp.227-240.
- CHIROL, A. A., (1999) "Estudo dos microartrópodes do topo do solo em uma cicatriz de movimento de massa: o caso da cicatriz da vista do almirante - PARNA Tijuca; Rio de Janeiro" IGEO/UFRJ (Monografia de Graduação), 61p.
- CHIROL, A. A. (2003) Relações solo-fauna durante sucessão florestal em cicatrizes de movimento de massa, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 148p.
- CHIROL, A. A. (2008) REESTRUTURAÇÃO FUNCIONAL DAS RELAÇÕES SOLO-FAUNA EM CICATRIZES DE MOVIMENTO DE MASSA. Encontro de Pesquisadores Parque Nacional da Tijuca.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1981) Geomorfologia Fluvial, São Paulo, ed. Edgar Blucher, 313p.
- CLEVELÁRIO JR. (1988) Quantificação de massa e do reservatório de nutrientes na serrapilheira da bacia do alto rio da Cachoeira, Parque Nacional da Tijuca e

avaliação da sua participação na ciclagem de nutrientes, Dissertação de Mestrado, Departamento de Geoquímica, UFF, 122 p.

COELHO NETTO, A. L. (1979) O processo erosivo nas encostas do maciço da Tijuca, RJ, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 112 p.

COELHO NETTO A. L. (1985) Surface hydrology and soil erosion in a tropical mountainous rainforest drainage basin, RJ, Phd thesis, Katholieke Univ. Leuven, Belgium, 181 p.

COELHO NETTO, A. L. (1987) Overlandflow production in a tropical rainforest catchment: the role of litter cover, in: CATENA, vol. 14, p. 213-231.

COELHO NETTO A. L. (1992) O Geoecossistema da floresta da Tijuca, in: Natureza e sociedade no Rio de Janeiro (Abreu, M. A. A., org.), Biblioteca Carioca/IPLANRIO, pp.104–142.

COELHO NETTO, A. L., (1994) Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia, in: Geomorfologia; uma atualização de bases e conceitos, (Guerra, A. J. T., Cunha, S. B., orgs.) Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, pp.93-148.

COELHO NETTO, A. L. (1996) Produção de sedimentos em bacias fluviais florestadas do maciço da Tijuca, RJ: respostas aos eventos extremos de fevereiro de 1996, Rio de Janeiro. in: Anais do II Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, pp. 199-209.

COELHO NETTO, A.L.; AVELAR, A. S; CRUZ, E. S. (1999) Conditions and problems for landslides in southeastern Brazil. In: IDNDR Symposium on Mitigation of Water-related Disasters, Nagoya, Japão, pp. 16-18.

COELHO NETTO A. L. (1998) Diagnósticos de erosão para o planejamento regional: subsídios metodológicos sob enfoque geo-hidroecológico, in: Anais do VI Simpósio Nacional de Controle da Erosão, Presidente Prudente, SP.

COELHO NETTO A. L. (2005) A interface florestal-urbana e os desastres naturais relacionados à água no maciço da Tijuca: desafios ao planejamento urbano numa

- perspectiva sócio ambiental, in: Revista do Departamento de Geografia, 16, pp. 46-60.
- COELHO NETTO A. L., AVELAR, A. S. FERNANDES, M. C.; LACERDA, W. A. (2007) Landslide susceptibility in a mountainous geocosystem, Tijuca Massif, Rio de Janeiro. The role of morphometric subdivision of the terrain. In: *Geomorphology*, 87, pp.120-131.
- CORLETT, R.T. (1995) Tropical secondary forests, in: *Progress in Physical Geography*, 19, 2, pp. 159-172.
- CORREA, R. S. (2004) Efeito dos incêndios florestais na zona de enraizamento em encostas íngremes: vertente norte, maciço da Tijuca, RJ, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 90 p.
- CRUZ, E. S. (2001) Reativação erosiva e revegetação em cicatrizes de movimento de massa nas encostas florestais: Maciço da Tijuca, RJ, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 128 p.
- CRUZ, E. S.; VILELA C.; COELHO NETTO, A. L. (1999) Spatial distribution of the 1996 – Landslide scars at the Tijuca massif and subsequent erosion: the Influence of topography and vegetation changes. In: *Anais IGU – GERTEC Meeting*; Rio de Janeiro, pp.15-29.
- DAVIS, W. E. (1939) “ Measurement of Precipitation above Forest Canopies, *Journal of Forestry*, vol. 37, pp. 324-329.
- DENSLOW, J.S. (1980.) “Gap portioning among Tropical Rainforest Trees”. *Biotropica*, 12, pp.:47-55.
- DENSLOW, J.S. (1987). Tropical rainforest gaps and tree species diversity. *Annual Review of Ecology and Systematic*, 18, pp.: 431-451.

- DEWALT, S.; MALIAKAL, S. K.; DENSLOW, J.S. (2003) Changes in vegetation structure and composition along a tropical forest chronosequence: implications for wildlife. *Forest Ecology and Management* 182, pp. 139 – 151.
- DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M. L. (1996) *Landslide recognition*, John Wiley & Sons, England.
- DUNNE, T, LEOPOLD, L. B. (1978) “*Water in Environmental Planning*” W. H. Freeman and Company, Nova York, 818p.
- ELEWIJCK, L. V. (1989) Influence of leaf and branch slope of stemflow amount, *Catena*, vol. 16, pp.525-533.
- EMBRAPA (1997) *Manual de métodos de análise de solo*. Ministério da Agricultura e do Abastecimento, Rio de Janeiro, 212 p.
- EYSENRODE, D. S. V.; BOGAERT, J.; HECKE, P. V.; IMPENS, I. (1998) Influence of tree-fall orientation on canopy gap shape in a Ecuadorian rain forest, in: *Journal of Tropical Ecology*, 14, pp. 865-869.
- FERNANDES, M. C.; LAGUENS, J. V. M.; COELHO NETTO, A. L. (1999) O processo de ocupação por favelas e sua relação com os eventos de deslizamentos no maciço da Tijuca, in: *Anuário de Geociências da UFRJ*, vol. (22), pp. 45-59.
- FERNANDES, M. C.; LAGUENS, J. V. M.; COELHO NETTO, A. L. (1999) O processo de ocupação por favelas e sua relação com os eventos de deslizamentos no maciço da Tijuca, in: *Anuário de Geociências da UFRJ*.
- FERNANDES, M. C.; AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. (2006) Domínios Geo-Hidroecológicos no Maciço da Tijuca, RJ: Subsídios ao entendimento dos processos hidrológicos e erosivos. In *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*. Vol.29-2. pp. 122-148.

- FIGUEIRÓ, A. S., COELHO NETTO, A. L. (2004) Variabilidade pluviométrica e degradação ambiental no entorno do maciço da Tijuca – Rio de Janeiro, in Anais do V Simpósio Nacional de Geomorfologia e I Encontro Sul-Americano de Geomorfologia, Santa Maria, Rio grande do Sul.
- FIGUEIRÓ, A. S., COELHO NETTO, A. L. (2007) Análise da variabilidade térmica em zonas de bordas florestais com interface urbana no maciço da Tijuca, Rio de Janeiro – RJ, in Ciência e Natura, UFSM, 29 (2), pp. 173 – 186.
- FOOT, K.; MORGAN, R. P. C. (2005) The role of leaf inclination, leaf orientation and plant canopy architecture, in: soil particle detachment by raindrops, in: Earth Surface Processes and Landforms, 30, pp. 1509-1520.
- FORMAN, R.T.T. (1995): “Land Mosaics – the ecology of landscapes and regions”.
- FORMAN, T.T., GODRON, M. (1986): “Landscape Ecology” John Wiley e Sons, 619 p.
- FRAVER,S. ; BROKAW, N. V. L.; SMITH, A. P. (1998) Delimiting the gap phase in the growth cycle of a Panamanian Forest, in: Journal of Tropical Ecology, 14, pp. 673-681.
- FREIRE ALEMÃO, A.V. (1997) Recarga e drenagem em solos florestados: o papel dos sistemas radiculares, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ. 136p.
- GARAY, I.; KINDEL, A ; JESUS, R. M. (1995) Diversity of humus form in the Atlantic forest ecosystems (Brazil) The Table Land Atlantic Forest, in: Acta Oecol., 16, pp. 553-570.
- GARAY, I.; SILVA, B. A. O. (1995) Húmus Florestais: síntese e diagnóstico das interrelações vegetação/solo, in: Oecologia Brasiliensis, 1, pp. 19-46.
- GARCIA-RUIZ, J.M, REGUES, D., ALVERA, B., RENAULT L.R., MUELA, P.S., RONAL, E. N., NAVAS, A. LETON, J. MARTI-BONO, C., ARNAEZ, J (2008) Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the Central Pyrenees. Journal of Hydrology, 356, pp.245 – 260.

GEOHECO-UFRJ / SECRETARIA MUNICIPAL DE MEIO AMBIENTE – RIO DE JANEIRO-RJ (2000) Estudos de qualidade ambiental do Geocossistema do Maciço da Tijuca: Fase 2: Subsistema Hidrográfico da Zona Sul (SSHZS). Rio de Janeiro: Prefeitura da Cidade do Rio de Janeiro.

GILBERT, G. K. (1887) Report on the geology of the Henry mountains, Us Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region. Washington DC, Government Printing Office, 160p.

GOMI, T., SIDLE, R. C., UENO, M. MIYATA, S., KOSUGI, K. (2008) Characteristics of overland flow on steep forested hillslopes of central Japan. *Journal of Hydrology*, 361, pp. 275-290.

GUARIGUATA, M. R., (1990) Landslide disturbance and forest regeneration in the upper Luquillo mountains of Puerto Rico, in: *Journal of Ecology*, vol. 78, nº 3, pp. 814-832.

GUARIGUATA, M. R.; OSTERTAG, R. (2001) Neotropical secondary forest Succession: Changes in Structural and Functional Characteristics, in: *Forest Ecology and Management*, n. 148, pp.185-206.

GUERRA, A. J. T. (1999) “Erosão e Conservação do solo: Temas e aplicações.” Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.

GUERRA, A. J. T., (1994) Processos erosivos nas encostas, in: *Geomorfologia; uma atualização de bases e conceitos*, (Guerra, A. J. T.; Cunha, S. B., orgs.) Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, pp.149-209.

HEWLETT, J. D. (1969) Principles of forest hydrology, University of Georgia Press, Athens, Georgia, 183 p.

HOLWERDA, F.; SCATENA, F. N.; BRUIJNZEEL, L. A. (2006) Troughfall in a Puerto Rican lower montane rain forest: a comparison of sampling strategies, in: *Journal of Hydrology*, 327, 3-4, pp. 592-602.

- HORTON, R. E. (1933) The Role of Infiltration in the hydrological cycle, in: Trans. Geophys. Un, 14, pp. 446-460.
- HORTON, R. E. (1945) Erosional development of streams and their drainage basins: a hydrological approach to quantitative morphology, in: Geol. Soc. Am. Bull., 56, pp. 275-370.
- HUGGET, R. J. (1995) "Geoecology: an Evolutionary Approach" Routledge, London and New York
- IMAIZUMI, F., SIDLE, R. C., KAMEI, R. (2008) "Effects of forest harvesting on the occurrence of landslides and debris flows in steep terrain of Central Japan". Earth Surface Processes and Landforms, 33, pp. 827 – 840.
- JANSEN, R. C. (2001) Distribuição dos Sistemas Radiculares em Encostas Florestadas e sua Influência sobre a Infiltração, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 150p.
- JORDÃO, G. M. (2007) Estudo da Rizosfera em Encosta Íngreme Florestada Degradada por Clareiras de Deslizamentos. PNT, Monografia de graduação, IGEO/UFRJ, 44 p.
- KAGEYAMA, P. Y.; CASTRO, C. F. A. (1989) Sucessão secundária, estrutura genética e plantações de espécies arbóreas nativas, in: IPEF, Piracicaba, pp. 83-93.
- KANOWSKI, J.; CATERALL, C. P.; WARDELL JOHNSON, G. W.; PROCTOR, H., REIS, T. (2003) Development of forest structure on cleared rainforest land in eastern Australia under different styles of reforestation, in: Forest Ecology and management, 183, pp. 265-280.
- KINDEL, A.; GARAY, I. (2002) Humus form in ecosystems of the Atlantic forest, Brazil, in: Geoderma, n. 108, pp.101-118.
- LARSEN, C.; TORRES-SANCHEZ, A. J.; CONCEPCIÓN, I. M. (1999) Slopewash, surface runoff and fine-litter transport in forest and Landslide scars in humid-tropical Steeplands, Luquillo Experimental forest, Puerto Rico in: Earth surface and processes and landforms, nº 24, pp. 481-502.

LEOPOLD, L. B. (2005) "A View of the River". Harvard University press, 298p.

LOUZADA, M. A. P.; QUINTELA, M. F. S.; PENNA L. P. S. (1995) Estudo comparativo da produção de serrapilheira em áreas de Mata Atlântica: a floresta "antiga" e uma floresta secundária (capoeira), in: *Oecologia Brasilienses*, (Esteves, F. A. org.), 1, pp. 61-74.

LOVELAND, T. R., GALLANT, A., VOGELMANN, E. (2005) "Perspectives on the use of Land-Cover data for ecological investigations" in *Issues and Perspectives in Landscape Ecology* (Wiens, J. and Moss, M., orgs), Cambridge University Press, pp. 120-129.

MACEDO, E. S.; SANTORO, J. ; ARAUJO, R. E. (2004) . Plano Preventivo de Defesa Civil (PPDC) para deslizamentos, estado de São Paulo, Brasil. In: *Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais, Florianópolis. Anais do Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais. Florianópolis : Grupo de Estudos de Desastres Naturais - GEDN/UFSC, v. 1.*

MAO, L., CAVALLI, M., COMITI, F., MARCHI, L., LENZI, M. A., ARATTANO (2009) "Sediment Transfer Processes in two Alpine Catchments of contrasting morphological settings." *Journal of Hydrology*, 364, pp. 88 – 98.

MEIS, M. R. M.; SILVA, J. X. (1968) Considerações geomorfológicas a propósito dos movimentos de massa ocorridos no Rio de Janeiro, in: *Revista brasileira de geografia*, nº 30, pp. 55-73.

MENEZES, P. M. L.; COELHO NETTO A. L. (1999) "Escala: Estudo de conceitos e aplicações". In *Anais do XIX Congresso Brasileiro de Cartografia, Recife, PE.*

MIRANDA, F. S. M. (1992) Relações entre microtopografia e estoque de matéria orgânica de superfície em vertentes retilíneas no Parque Nacional Da Tijuca-RJ. Cd do *Anais do IX Congresso de Ecologia do Brasil, São Lourenço, MG.*

- MIRANDA, J. C. (1992) O Efeito da cobertura vegetal na entrada e redistribuição da chuva em uma encosta florestada, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 100p.
- MONTEZUMA, R. C. M. (2005) Produção e reabilitação funcional do piso florestal em clareira de deslizamento, Parque Nacional da Tijuca, RJ, Tese de doutorado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 294p.
- MORGAN, R. P. C. (1986) Soil erosion and conservation. Longman Scientific and technical, 298p.
- NEGREIROS, A. B. (2004) Variabilidade do atravessamento de chuvas em ambiente de floresta clímax e suas relações com a estrutura da vegetação: O caso da Mata do Pai Ricardo – Floresta da Tijuca- RJ, monografia de graduação – IGEO-UFRJ, 45p.
- NEGREIROS, A. B. (2006) “Respostas Geohidroecológicas em Clareira de Deslizamento numa Encosta Florestada: Alto Rio dos Macacos, Maciço da Tijuca, RJ, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 88 p.
- NEGREIROS, A. B.; COELHO NETTO, A. L. (2009) Reabilitação funcional de clareira de deslizamento em encosta íngreme no domínio da Floresta Atlântica. Revista Brasileira de Geomorfologia, v.10, nº1, PP.85 a 93.
- NEWTON, A. C. (2007) “Forest Ecology and Conservation: A handbook of techniques, Oxford University Press, 454 p.
- NORMA TÉCNICA ABNT CPRH N (2004) “Medição de vazão de efluentes líquidos – escoamento livre”.
- NUNES, V. M.; FEIRE ALEMÃO, A. V.; MIRANDA, J. C.; CASTRO JR., E.; COELHO NETTO, A. L. (1992) Sistemas radiculares e hidrologia de encostas florestadas: subsídios a análise de estabilidade, in: anais do I COBRAE, pp. 781-797.
- OCCHIONI, P. (1948) Contribuição ao estudo da família Cannelacea, in Archivos do Jardim Botânico do Rio de Janeiro, RJ, pp.119-159.

- OLIVEIRA, R. R. (1987) Produção e decomposição da serrapilheira no Parque Nacional da Tijuca, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 107p.
- OLIVEIRA, R. R. (2002) Ação antrópica e resultantes sobre a estrutura e composição da mata atlântica da Ilha Grande, RJ, in: *Rodriguésia*, 53 (82), pp. 33-58.
- OLIVEIRA, R. R.; COELHO NETTO, A. L. (2001) Captura de nutrientes atmosféricos pela vegetação na Ilha Grande, RJ, in: *Pesquisas, Botânica*, 51, pp. 31-49.
- OLIVEIRA, R. R.; SILVA, E.; MACEDO, G. V. (2002) Biomassa de raízes finas e serrapilheira em floresta secundária no maciço da Pedra Branca, RJ, in: *Eugeniana*, 26, pp. 25-32.
- OLIVEIRA, R. R.; ZAÚ, A. S.; LIMA, D. F.; SILVA, M. B. R., VIANNA, M. C.; SODRÉ, D. O.; SAMPAIO, D. D. (1995) Significado ecológico da orientação das encostas no maciço da Tijuca, Rio de Janeiro, in: *Oecologia Brasiliensis*, 1, pp. 523-541.
- OLIVEIRA, R.R; AVELAR, A. S.; OLIVEIRA, C. A.; ROCHA LEÃO. O. M; FREITAS, M. M.; COELHO NETTO, A. L. (1996) Degradação da floresta e desabamentos ocorridos em fevereiro de 1996 no maciço da Tijuca, RJ, in: *Anais de Resumos do XLVII congresso nacional de Botânica*, Nova Friburgo.
- ONDA, Y., DIETRICH, W. E., BOOKER, F. (2008) Evolution of overland flow after a severe forest fire, Point Reyes, California. *Catena*, 72, pp.13 – 20.
- OSWALDO CRUZ, J. C. H. (2003) Dinâmica hidro-erosiva superficial e revegetação em uma cicatriz de movimento de massa, Maciço da Tijuca, RJ, Monografia de graduação, IGEO/UFRJ, 39 p.
- OSWALDO CRUZ, J. C. H. (2004) Dinâmica hidro-erosiva superficial e revegetação em uma cicatriz de movimento de massa. Maciço da Tijuca, RJ. *Ciência e Natura*, Edição Especial Simpósio Nacional de Geomorfologia, 343-364.

- CRUZ, E. S. (2001) Reativação erosiva e revegetação em cicatrizes erosivas de movimento de massa: estação experimental da cicatriz do pico do Papagaio/Maciço da Tijuca/RJ, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ.
- PALMIERI, F. (1977) Solos do Parque Nacional da Tijuca, Rio de Janeiro. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação dos Solos, EMBRAPA, 171p.
- PEIXOTO, A. L.; ROSA, M. M. T.; SILVA, I. M. (2002) Caracterização da Mata Atlântica, in: Manual metodológico para estudos botânicos na mata atlântica, (Sylvestre, L. S., Rosa, M. T., orgs.), Seropédica, RJ, Editora da Universidade Rural, pp. 9-15.
- PINTO, N. L. S. (1976) Hidrologia básica, São Paulo, SP, Ed. Edgar Blucher. 278p.
- PIRES, F. R. M.; HEILBRON, M. L. (1989) Estruturação e estratigrafia dos gnaisses do Rio de Janeiro, RJ, in: Anais do I Simpósio Regional de Geologia do Sudeste, Boletim de resumos, pp.149-150.
- PRANDINI, F. L.; GUIDICINI, G.; BOTURA, J. A.; PONÇANO, W. L., SANTOS; A. R. (1976) Atuação da cobertura vegetal na estabilidade de encostas; uma resenha crítica, in: Anais do II congresso brasileiro de florestas tropicais, Mossoró – RN, pp.1-22.
- REIS, R. B. E; CRUZ, C. B. M. (2005) Relações entre a cartografia digital e o sensoriamento remoto e o geoprocessamento. Notas de aula de disciplina de Geoprocessamento ministrada pela professora Carla Madureira no Departamento de Geografia da UFRJ.
- RICLEFS (1979), Ecology, Chiron Press, New York,
- RIJDSDIJK, A., BRUIJNZEEL, L.A.S, SUTOTO, C. K. (2007) Runoff and sediment yield from rural roads, trails and settlements in the upper Konto catchment, East Java, Indonésia. Geomorphology, 87, pp. 28-37.
- ROCHA LEÃO, O. M. (1997) Potencialidades e limitações da revegetação no controle da hidrologia e erosão superficial, maciço da Tijuca – RJ, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 142 p.

- ROCHA LEÃO, O. M., BALESSENT, F. C, CRUZ, E. S, COELHO NETTO, A. L. (1996) Reativação erosiva em cicatriz de movimento de massa, Maciço da Tijuca, RJ. Anais do I Simpósio Nacional de Geomorfologia, Uberlândia, MG.
- ROSAS, R. O. & COELHO NETTO, A. L. (1994) Definição de domínios geo-hidroecológicos como subsídios ao planejamento ambiental: o método analítico-integrativo aplicado ao maciço da Tijuca. In: Anais do I Encontro Brasileiro de Ciências Ambientais, Rio de Janeiro. Pp. 95 – 61.
- SATO, A. M. (2008) Respostas Geo-hidroecológicas à substituição de pastagens por plantações de eucalipto no médio vale do rio Paraíba do Sul: a interface biota-solo-água, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ. 160p.
- SAUER, C.O. (1925): “The Morphology of Landscape”. *In*: Wiens, J.L.; Moss, M.R.; Turner, M.G.; e Mladenoff, D.J. (2006), “Foundation Papers in Landscape Ecology”, pp.35-70
- SILVA, E.; CINTRA, A. T. F.; SILVEIRA, C. L. P.; OLIVEIRA, R. R. (2003) Intercepção e propriedades físico químicas da precipitação na Mata Atlântica do maciço da pedra Branca, RJ, in: Anais do X Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, Rio de Janeiro – RJ.
- SILVA, P. C. F. S.; SILVA, R. R. (1987) Mapeamento geológico estrutural da serra da Carioca e adjacências, município do Rio de Janeiro, in: Anais do I Simpósio de geologia regional RJ-ES, pp.198–209.
- SILVEIRA, C. S. (2004) Infiltração, evapotranspiração e transporte de solutos na zona não saturada de um solo florestal, Parque Nacional da Tijuca, RJ, Tese de Doutorado, Programa de Pós Graduação em Engenharia, UFRJ, 217p.
- SILVEIRA, C. S.; BARBOSA, M. C., COELHO NETTO, A. L. (2004) A tracer experiment as an alternative methodology to understand infiltration pathway in a tropical rainforest soil, in; Solos e Rochas, São Paulo, 28, (3), pp. 261-270.

- SINGH, O., SHARMA, M. C., SARANGI, A., SINGH, P. (2008) "Spatial and temporal variability of sediment and dissolved loads from two alpine watersheds of the lesser Himalayas", *Catena*, 76, pp. 27-35.
- STRAHLER, A. N. (1952) Hypsometric (area – altitude) analysis of erosional topography, In *Bulletin Geological Society of America*, vol. 63, pp. 1117-1142.
- SWIFT, M. J.; HEAL, O. W.; ANDRESON, J. M. (1979) *Decomposition in terrestrial ecosystems*, University of California press, Berkeley and Los Angeles, 372p.
- TAVARES, A. C. (2004) Mudanças Climáticas *in*: Reflexões sobre a geografia física no Brasil, (Vitte, A. C., Guerra, A. J. T; orgs.), Rio de Janeiro, Ed. Bertrand Brasil, pp. 49 – 110.
- THORNES, J.B. (1980) Erosional processes of running water and their spatial and temporal controls: a theoretical viewpoint, in: *Soil erosion*, (Kirkby, M. J.; Morgan, R. P. C., edits) John Willey and Sons, pp. 129-182.
- TROLL, C. (1950): "The Geographic landscape and its investigation". In: Wiens, J.L.; Moss, M.R.; Turner, M.G.; e Mladenoff, D.J. Transcrito *in* "Foundation Papers in Landscape Ecology" (2006), pp. 163-181.
- TUCCI, C. M. (1993) *Hidrologia: ciência e aplicação*, Editora da Universidade, Porto Alegre, 943p.
- TURETTA, A. P. D. (1997) Estudo da colonização espontânea em uma cicatriz de movimento de massa e implicações na estruturação física do topo do Solo – cicatriz Vista do Almirante, PARNA – Tijuca, Monografia de graduação – IGEO-UFRJ.
- TURNER, M. G. & GARDNER, R. H. (1991): "Quantitative Methods in Landscape Ecology". Springer, New York.
- TURNER, M.G.; GARDNER, R.H.; O'NEIL, R.V. (2001): "Landscape ecology in theory and practice" Springer-Verlag, New York.
- VALEJO, L. R.; VALLEJO, M. S.. "(1981) Aspectos da dinâmica hidrológica em áreas florestadas e suas relações com os processos erosivos", in *Anais do IV Simpósio Quaternário do Brasil*, 1981.

- VALLEJO, L. R. (1982) A influência do litter na distribuição de águas pluviais, Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ, 123p.
- VALVERDE, T.; SILVERTOWN, J. (1997) Canopy closure and forest structure, in: *Ecology*, 78 (5), pp.1555-1562.
- VILELA, C. L. (1999) Caracterização morfológica das cicatrizes de movimento de massa de fevereiro de 1996: maciço da Tijuca, RJ, Monografia de graduação, IGEO/UFRJ.
- VILELA, C. L. (2003) Comportamento erosivo de solos sob revegetação em cicatriz de movimento de massa, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ , 104p.
- WESTERBERG, L. O. (1999) Mass movements in east african highlands: processes, effects and scar Recovery”. Tese de Doutorado. Departamento de Geografia Física, Universidade de Estocolmo. Suécia.
- WILCKE, W.; VALLADAREZ, H.; STOYAN, R.; YASIN, S.; VALAREZO, C.; ZECH, W. (2003) Soil properties on a chronosequence of landslides in montane rain forest, Ecuador, *in: CATENA*, 53, pp. 79-95.
- WITHMORE, T. C.; SWAINE, M. D. (1982) On the definition of ecological groups in tropical rainforests, in: *Vegetatio*, 75, pp. 81-86.
- YUSOP, Z.; SUKI, A. (1994) Effects of selective logging methods on suspended solids concentration and turbidity level in streamwater. *Journal of Tropical Science* 7 (2), pp. 199 - 219
- ZAÚ, A. S. (1994) Cobertura vegetal: transformações e resultantes microclimáticas e hidráulico superficiais na vertente norte do morro do Sumaré, Parque Nacional da Tijuca – RJ, Tese de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geografia, UFRJ.

8. ANEXOS

Anexo 8.1: Textura do solo nos diferentes domínios analisados na clareira de deslizamento estudada entre a profundidade de 0 a 5 cm.

Domínios	(%) areia grossa	(%) areia fina	(%) silte	(%) argila
DDBD	51,31	13,43	19,02	16,25
	54,70	16,03	15,03	14,25
	51,75	13,54	18,96	15,75
Média	52,59	14,33	17,67	15,42
DP	1,84	1,47	2,29	1,04
DDR I	59,03	16,06	7,17	17,75
	63,26	15,35	9,15	12,25
	56,16	15,92	13,92	14,00
Média	59,48	15,77	10,08	14,67
DP	3,57	0,38	3,47	2,81
DDR II	66,21	13,51	8,54	11,75
	70,04	11,17	10,55	8,25
	62,93	13,23	15,85	8,00
Média	66,39	12,64	11,64	9,33
DP	3,56	1,28	3,78	2,10
DDBE	55,73	12,29	18,49	13,50
	71,49	8,45	9,82	10,25
	66,04	11,84	9,38	12,75
Média	64,42	10,86	12,56	12,17
DP	8,00	2,10	5,14	1,70
DEBD	62,16	12,95	6,15	18,75
	58,74	14,65	10,86	15,75
	57,66	11,12	14,23	17,00
Média	59,52	12,91	10,41	17,17
DP	2,35	1,77	4,06	1,51
DERI	51,75	15,45	22,06	10,75
	55,95	21,71	11,59	10,75
	66,95	3,37	15,94	13,75
Média	58,21	13,51	16,53	11,75
DP	7,85	9,33	5,26	1,73
DEBE	57,26	18,68	2,57	21,50
	65,14	12,76	6,36	15,75
	74,08	11,71	3,22	11,00
Média	65,49	14,38	4,05	16,08
DP	8,42	3,76	2,03	5,26
ZD	56,28	17,65	9,83	16,25
	81,19	8,15	4,92	5,75
	70,92	9,14	10,20	9,75
Média	69,46	11,65	8,31	10,58
DP	12,52	5,22	2,95	5,30

Anexo 8.2: Textura do solo nos diferentes domínios analisados na clareira de deslizamento estudada entre a profundidade de 10 a 15 cm.

Domínios	(%) areia grossa	(%) areia fina	(%) silte	(%) argila
DDBD	51,80	19,02	22,49	6,70
	55,70	14,87	23,64	5,80
	49,40	14,20	29,21	7,20
Média	52,30	16,03	25,11	6,57
DP	3,18	2,61	3,59	0,71
DDRI	64,10	10,05	20,96	4,90
	53,14	11,18	29,78	5,90
	51,69	13,44	30,27	4,60
Média	56,31	11,56	27,00	5,13
DP	6,78	1,73	5,24	0,68
DDRI I	60,61	15,89	20,31	3,20
	58,66	14,00	25,64	1,70
	58,94	14,85	23,52	2,70
Média	59,40	14,91	23,16	2,53
DP	1,05	0,95	2,69	0,76
DDBE	55,36	11,77	27,17	5,70
	51,55	12,43	27,32	8,70
	60,78	10,70	22,23	6,30
Média	55,90	11,63	25,57	6,90
DP	4,64	0,88	2,90	1,59
DEBD	48,07	16,68	29,15	6,10
	64,84	10,44	20,03	4,70
	47,44	13,71	31,95	6,90
Média	53,45	13,61	27,04	5,90
DP	9,87	3,12	6,24	1,11
DEBE	52,85	10,98	29,28	6,90
	52,45	12,06	28,20	7,30
	56,92	11,27	26,42	5,40
Média	54,07	11,43	27,96	6,53
DP	2,47	0,56	1,44	1,00
ZD	65,47	15,92	13,51	5,10
	55,79	13,92	24,09	6,20
	65,64	11,54	18,12	4,70
Média	62,30	13,79	18,57	5,33
DP	5,64	2,19	5,30	0,78

Anexo 8.3: Classe de agregados do solo nos diferentes domínios na clareira de deslizamento estudada entre a profundidade de 0 a 5 cm.

Dominios	(%) >2mm	(%) >1mm	(%) >0,5mm	(%) >0,25mm	(%) <0,25mm
DDBD	11,10	27,53	30,12	19,76	11,49
	11,67	23,24	30,61	16,77	17,71
	9,62	24,48	29,30	18,98	17,63
Média	10,79	25,08	30,01	18,50	15,61
DP	1,06	2,21	0,67	1,55	3,57
DDR1	12,71	24,09	35,93	16,46	10,80
	20,25	25,48	31,18	16,67	6,42
	15,82	26,47	30,53	15,87	11,30
Média	16,26	25,35	32,55	16,33	9,51
DP	3,79	1,19	2,95	0,41	2,68
DDR2	13,17	22,38	27,72	16,03	20,70
	22,53	25,80	27,09	13,61	10,96
	17,51	24,01	27,73	15,28	15,47
Média	17,74	24,06	27,51	14,98	15,71
DP	4,69	1,71	0,37	1,24	4,87
DDBE	14,68	25,35	26,96	14,54	18,47
	11,98	21,41	31,62	19,89	15,09
	13,42	25,64	48,27	7,56	5,12
Média	13,36	24,13	35,61	14,00	12,89
DP	1,35	2,36	11,20	6,18	6,95
DEBD	21,25	29,73	26,32	16,64	6,07
	13,54	29,63	31,25	16,69	8,89
	20,14	21,27	23,89	17,88	16,83
Média	18,31	26,87	27,15	17,07	10,60
DP	4,17	4,86	3,75	0,70	5,58
DERI	18,67	33,28	26,26	13,49	8,29
	9,01	23,86	30,90	23,25	12,98
	9,69	19,93	26,80	22,26	21,32
Média	12,46	25,69	27,99	19,67	14,20
DP	5,39	6,86	2,54	5,37	6,60
DEBE	7,76	21,89	29,33	21,71	19,31
	9,92	25,64	33,14	16,86	14,44
	20,37	31,56	30,89	12,74	4,43
Média	12,68	26,37	31,12	17,10	12,73
DP	6,75	4,88	1,92	4,49	7,59
ZD	11,64	30,88	31,74	14,28	11,46
	21,68	31,54	23,53	14,59	8,66
	20,11	29,16	25,90	13,95	10,87
Média	17,81	30,53	27,06	14,27	10,33
DP	5,40	1,23	4,22	0,32	1,48

Anexo 8.4: Classe de agregados do solo nos diferentes domínios na clareira de deslizamento estudada entre a profundidade de 10 a 15 cm.

Domínios	(%) >2mm	(%) >1mm	(%) >0,5mm	(%) >0,25mm	(%) <0,25mm
DDBD	10,97	19,95	29,42	18,91	20,74
	11,61	25,36	27,73	17,07	18,23
	9,74	20,00	32,76	20,67	16,83
Média	10,77	21,77	29,97	18,88	18,60
DP	0,95	3,11	2,56	1,80	1,98
DDR1 1	10,95	24,77	26,68	20,18	17,42
	16,20	25,07	28,10	17,03	13,60
	13,07	28,82	30,61	19,00	8,51
Média	13,41	26,22	28,46	18,73	13,18
DP	2,64	2,26	1,99	1,59	4,47
DDR1 2	22,26	31,93	25,86	13,59	6,36
	14,10	25,21	26,24	17,62	16,82
	17,41	22,23	27,05	16,88	16,44
Média	17,92	26,46	26,38	16,03	13,21
DP	4,11	4,97	0,61	2,15	5,94
DDBE	11,75	22,90	30,28	16,39	18,68
	10,87	23,15	28,58	18,70	18,70
	14,34	28,17	33,83	15,89	7,77
Média	12,32	24,74	30,90	16,99	15,05
DP	1,80	2,97	2,68	1,50	6,30
DEBD	21,29	20,85	19,65	18,37	19,84
	20,84	25,49	28,53	14,87	10,28
	13,65	25,10	24,47	18,58	18,19
Média	18,59	23,82	24,22	17,27	16,10
DP	4,29	2,58	4,44	2,09	5,11
DEBE	8,85	23,44	33,89	21,69	12,14
	15,30	27,81	29,57	16,07	11,24
	9,18	31,53	32,18	18,65	8,46
Média	11,11	27,59	31,88	18,81	10,61
DP	3,64	4,05	2,17	2,81	1,92
ZD	17,70	23,77	29,52	16,80	12,23
	16,83	28,70	25,96	18,14	10,36
	23,02	27,12	26,19	13,99	9,68
Média	19,18	26,53	27,22	16,31	10,75
DP	3,35	2,52	1,99	2,12	1,32