



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**Dinâmica superficial em uma bacia de drenagem semiárida: um estudo de
caso da bacia do riacho Salgado-PE**

Renata Nunes Azambuja

Orientador: Profº Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa

Tese de Doutorado

Recife/2012

Catálogo na fonte
Bibliotecária Divonete Tenório Ferraz Gominho. CRB4-985

A991d Azambuja, Renata Nunes.
Dinâmica superficial em uma bacia de drenagem semiárida: um estudo de caso da bacia do riacho Salgado-PE / Renata Nunes Azambuja. – Recife: O autor, 2012.
247 f. : il. ; 30 cm.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco. CFCH. Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2012.
Inclui bibliografia.

1. Geografia. 2. Geomorfologia. 3. Bacias hidrográficas. 4. Mapeamento do solo. 5. Solo - Uso. 6. Clima. I. Corrêa, Antonio Carlos de Barros (Orientador). II. Título.

910 CDD (22.ed.) UFPE (CFCH2012-24)

RENATA NUNES AZAMBUJA

**Dinâmica superficial em uma bacia de drenagem
semiárida: um estudo de caso da bacia do riacho
Salgado-PE**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, do Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Geografia, tendo como orientador o Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa da Universidade Federal de Pernambuco.

**Recife – PE
Março de 2012**

RENATA NUNES AZAMBUJA

“ANÁLISE DA DINÂMICA SUPERFICIAL EM UMA BACIA DE DRENAGEM SEMIÁRIDA: UM ESTUDO DE CASO DA BACIA DO RIACHO SALGADO-PE”

Tese defendida e aprovada pela banca examinadora:

Orientador: _____
Prof. Dr. ANTONIO CARLOS DE BARROS CORRÊA

Examinador: _____
Prof. Dr. DEMÉTRIO DA SILVA MUTZENBERG

Examinador: _____
Prof. Dr. OSVALDO GIRÃO DA SILVA

Examinador: _____
Prof. Dr. ARCHIMEDES PEREZ FILHO

Examinador: _____
Prof. Dr. RANYERE SILVA NÓBREGA

RECIFE-PE

2012

Dedico aos meus amores
Fred e Isabela

“Projetistas fazem canais; arqueiros aparam flechas; artífices modelam a madeira e o barro; o homem sábio modela-se a si mesmo.”

Buda Gautama Sakyamuni

Agradecimentos

Agradeço a Deus por proporcionar mais uma vitória em minha vida, mantendo-me firme e alimentando-me com fé até os últimos momentos deste trabalho.

Ao Prof.º Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa, pelo seu jeito sempre excepcional de ensinar e orientar, por sua grandeza como pesquisador e como ser humano, apresentando-se como um grande amigo nos momentos difíceis.

A minha mãe que sempre me incentivou neste caminho, tenho certeza de que está muito orgulhosa por isso.

A minha família querida, especialmente ao meu Esposo Fred (muito obrigada por tudo, não tenho nem palavras para descrever o quanto sou grata, te amo!) e minha filha Isabela por terem suportado nestes últimos meses minha quase ausência em casa e pelo meu constante mau humor. A minha sogra, Zélia pela ajuda constante e pelo carinho. A minha irmã Daniege, e minha cunhada Elena, por me ajudarem com Isabela e serem ótimas companheiras para ela. Sem o apoio de vocês nada disso seria possível!

A minha amiga de longa data Dani, por toda ajuda prestada, sobretudo, pelas constantes conversas, ouvindo minhas queixas, sempre com uma palavra amiga pronta para ajudar.

A uma série de pessoas que me auxiliaram durante estes cinco anos, a começar por Edson C. Miranda, que realizou todo processamento de amostragem do ^{137}Cs no LIN-UFPE, durante a minha licença maternidade, pelas risadas, brincadeiras em campo e pelas ótimas fotos tiradas em alguns deles. Ao professor Dr. José Araújo Santos Junior, pelas aulas extras sobre radionuclídeos e auxílio na organização dos dados para a

obtenção dos resultados deste trabalho. Sua ajuda foi de suma importância. Á Gustavo e Jéssica, por terem participado de alguns trabalhos de campo e auxiliado na coleta de amostras. Á Jonas e Felipe, pela imensa contribuição com seus respectivos trabalhos realizada nesta mesma área de estudo e também pela ajuda em campo, com coleta de material e amostragem dos seixos.

Em uma segunda etapa de incursões de campo e trabalho de laboratório tenho que agradecer carinhosamente a Diogo Galvão e Hugo Barros, por sua contribuição, vocês foram nota 10, como amigo e como ajudante de campo!

Pelo revezamento no laboratório de inúmeras pessoas nestes últimos meses com a finalidade de obter os resultados de sedimentologia, começando por Maria Cleide, Adiel, Miquelina, Débora, Flavinha, Adriana e Ana Clara. Pelas dicas e troca de informações dadas por Lucas, Daniel, Kleython e Drielly. A Évio por ajudar na organização dos dados climáticos e a todos os demais colegas do GEQUA que não foram mencionados.

Agradeço a Marcelo Francisco Gomes, por mais uma vez nos receber no LTM de maneira emergencial, sempre solícito. Manuel Dinamério pela construção de alguns instrumentos necessários para a realização desta pesquisa, sem deixar de mencionar a grande estima que tenho pelos dois colegas.

Aos amigos, que ajudaram durante os últimos momentos, como Ronaldo e Keyla. Obrigada meus queridos!

A todas as pessoas que de uma forma ou de outra contribuíram para que eu chegasse até aqui.

Muito obrigada a todos!

RESUMO

A análise da dinâmica superficial de uma pequena bacia hidrográfica do semiárido de Pernambuco foi realizada com o objetivo de verificar no âmbito da ciência geomorfológica, as relações estabelecidas entre a espacialização dos depósitos fluviais quaternários, suas implicações para a compreensão da variabilidade climática, bem como a ação do homem, como agente fundamental na manutenção dos processos morfogenéticos. Com vista a interpretação destas relações foram efetuadas medidas de redistribuição de sedimentos sobre as unidades de pedimento da bacia, derivados do *fallout* de ^{137}Cs , e interpretação da transferência e transporte de sedimentos/carga de leito no canal. De acordo com os resultados obtidos pelos modelos de redistribuição MP e MBM1, foi verificado na base das encostas em profundidade de 6 a 9 cm níveis máximos de taxas de erosão na bacia, chegando a $27,05 \pm 9,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$, enquanto sobre os níveis superficiais relacionados ao momento atual, o máximo atingindo foi de $12,7 \pm 5,8 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Este resultado indica relação direta com a atuação de um único evento de alta magnitude, responsável pelo transporte generalizado de sedimentos para o interior do canal por meio de uma *flasflood*. A predominância de perda de sedimentos sobre as áreas de interflúvios e base das encostas indicam que ocorre uma tendência de transferência de material diretamente para o canal. Entretanto, modificações implantadas ao longo do leito pela ação humana, como a construção de inúmeras barragens, cercas e cacimbas, tem constituído para área em questão, maior armazenamento de sedimentos no leito fluvial, causando desconectividades entre os vários níveis da bacia. Frente à extrema variabilidade interanual dos índices de precipitação, e a infrequência de eventos extremos, novos níveis deposicionais tornam-se cada vez mais susceptíveis à ocorrência de chuvas instantâneas, provocando ruptura de equilíbrio no interior do canal. Dessa maneira, o conhecimento integrado deste sistema fluvial tende a fornecer dados importantes para a otimização do uso da terra e da água no semiárido do Nordeste do Brasil.

Palavras chave: redistribuição de solos; ^{137}Cs ; ambiente fluvial efêmero; desconectividades; sedimento em cascata; eventos climáticos de alta magnitude.

ABSTRACT

The surface dynamics analysis of a small catchment in semi-arid Pernambuco State was carried out aiming at verifying, within the realm of geomorphology, the relationships between the spatial distribution of contemporary fluvial deposits and their implication to the understanding of climatic variability as well as the role of man as a fundamental agent on the generation of morphogenetic processes. Focusing on the interpretation of these relationships measurements of sediment redistribution along the watershed pediments were made, based on the analysis of ^{137}Cs fallout, and the interpretation of sediment/bedload transference and transport. According to the obtained results with the application of MP and MBM1 redistribution models, it was observed on hillslope basis at 6 to 9 cm depths maximum erosion rates in the watershed, reaching levels of $27,05 \pm 9,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$, whereas on surface levels, related to contemporary times, the maximum erosion rate was $12,7 \pm 5,8 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. This result points to a direct relationship of erosion with individual high magnitude events, responsible for the generalized transportation of sediments to the channel by means of flashflood style delivery. The predominance of sediment loss on interfluvial areas as well as hillslope basis points to the occurrence of a general trend of sediment delivery to the channel itself. Nonetheless, human induced changes carried out along the channel bed, such as the construction of numerous rustic dams, fences and wells, have favored the sediment storage within the channel, thus creating disconnectivities within several compartments of the catchment. In face of the extreme interannual variability of precipitation, as well as the infrequency of extreme events, new formative thresholds become more prone to being created by severe rainy episodes, which disrupt equilibrium within the channel. Thus, the integrated knowledge of a fluvial system provides valuable data for the optimization of water and land use in semi-arid Northeast Brazil.

Keywords: soil redistribution; ^{137}Cs ; ephemeral fluvial environment; disconnectivity; cascade sediments; high magnitude climatic events.

SUMÁRIO

| | |
|---|----|
| Lista de Figuras | 04 |
| Lista de Tabelas | 10 |
| Lista de Equações | 11 |
| | |
| 1 INTRODUÇÃO | 12 |
| 1.1 Objetivos..... | 13 |
| 1.2 Justificativa..... | 14 |
| 1.3 Localização da área de estudo..... | 16 |
| | |
| 2 REVISÃO TEÓRICA | 18 |
| 2.1 Dinâmica fluvial de rios efêmeros..... | 18 |
| 2.2 Estilos Fluviais..... | 20 |
| 2.3 Características do leito fluvial semiárido e variabilidade espacial..... | 23 |
| 2.4 Radioatividade Ambiental: O uso de radionuclídeos em análise de redistribuição de sedimentos..... | 29 |
| 2.5 A Radioatividade na natureza..... | 36 |
| 2.6 Radioatividade artificial e testes de armas nucleares..... | 37 |
| 2.7 O Césio..... | 48 |
| 2.8 O Césio-137 (¹³⁷ Cs)..... | 50 |
| | |
| 3 MATERIAIS E MÉTODOS | 53 |
| 3.1 Mapeamentos de bases cartográficas..... | 53 |
| 3.2 Mapeamento Geomorfológico..... | 54 |

| | |
|--|----|
| 3.3 Mapeamento de uso do solo..... | 56 |
| 3.4 Mapeamento de índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN)..... | 56 |
| 3.5 Análise do ritmo climático para a bacia do riacho Salgado..... | 58 |
| 3.6 Trabalhos de campo e coleta de materiais..... | 60 |
| 3.7 Monitoramento da mobilidade de carga de leito..... | 61 |
| 3.7.1 Estratégia de amostragem e período abrangido..... | 61 |
| 3.8 Medições de erosão: estratégia de amostragem do ¹³⁷ Cs..... | 64 |
| 3.8.1 Coleta de material..... | 66 |
| 3.8.1.1 Transecto 01: RS1..... | 68 |
| 3.8.1.2 Transecto 02: RS2..... | 69 |
| 3.8.1.3 Transecto 03: RS3..... | 72 |
| 3.8.1.4 Transecto 04: RS4..... | 74 |
| 3.8.1.5 Transecto 05: RS5..... | 77 |
| 3.9 Análises das amostras..... | 80 |
| 3.9.1 Determinação da densidade das amostras..... | 80 |
| 3.9.2 Análise granulométrica e propriedades químicas dos sedimentos..... | 81 |
| 3.9.3 Sistema de medida de Radionuclídeos..... | 82 |
| 3.9.3.1 Medida de eficiência..... | 83 |
| 3.9.3.2 Medição de atividade na amostra de ¹³⁷ Cs..... | 85 |
| 3.9.3.3 Medida de distribuição espacial do ¹³⁷ Cs: cálculo de atividade areal e valores de referências..... | 86 |
| 3.10 Modelagem de redistribuição de solos e sedimentos..... | 88 |
| 3.10.1 Modelo Proporcional (MP)..... | 89 |
| 3.10.2 Modelo de Balanço de Massa Simplificado (MBM1)..... | 90 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 4 | CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO..... | 92 |
| 4.1 | Aspectos Geológicos..... | 92 |
| 4.2 | Geomorfologia..... | 101 |
| 4.3 | Clima..... | 110 |
| 4.4 | Solos..... | 116 |
| 4.5 | Hidrografia..... | 124 |
| 4.6 | Vegetação..... | 127 |
| 4.7 | Uso e ocupação da terra..... | 132 |
| 4.7.1 | Práticas agrícolas: agricultura de sequeiro..... | 133 |
| 4.7.2 | Pecuária extensiva: o uso pela caprinocultura..... | 136 |
| 4.7.3 | Divisão territorial da bacia e infraestruturas..... | 141 |
| 5 | RESULTADOS E DISCUSSÃO..... | 146 |
| 5.1 | Análise dos parâmetros estatísticos de sedimentologia da bacia..... | 146 |
| 5.2 | Distribuição vertical e variação espacial do ¹³⁷ Cs..... | 151 |
| 5.3 | Relações processuais de redistribuição de sedimentos na bacia..... | 159 |
| 5.4 | Análise da atuação de eventos climáticos extremos no riacho Salgado..... | 167 |
| 5.5 | Análise de sedimentos traço: transporte de carga de fundo..... | 179 |
| 5.6 | Análise dos estilos fluviais da bacia do riacho Salgado e relações antrópicas.. | 187 |
| 5.7 | Relações longitudinais entre o canal e elementos estudados..... | 215 |
| 6 | CONCLUSÃO..... | 224 |
| 7 | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 227 |

Lista de Figuras

| | | |
|------------------|--|----|
| Figura 01 | Localização da área de estudo..... | 17 |
| Figura 02 | Numero de teste de armas nucleares realizados na atmosfera e subsolo..... | 42 |
| Figura 03 | Densidade de deposição de Césio-137 nos hemisférios norte e sul | 45 |
| Figura 04 | Modelo de dispersão e deposição dos resíduos radioativos produzidos por testes nucleares de superfície..... | 46 |
| Figura 05 | Série de decaimento do Cs-137..... | 52 |
| Figura 06 | Pontos de amostragem para análise de movimentação de carga de leito..... | 63 |
| Figura 07 | Exemplo de um transecto em topossequência sobre superfície inclinada..... | 65 |
| Figura 08 | Scrape Plate utilizado para coleta de amostras para análise de Cs-137 com incremento a cada 3 cm de profundidade..... | 67 |
| Figura 09 | Pontos de amostragem referencial e em transecto para análise do ¹³⁷ Cs na bacia do riacho Salgado..... | 68 |
| Figura 10 | Ponto de amostragem RS1.2, localizado as margens do canal, no alto da bacia do Riacho Salgado..... | 69 |
| Figura 11 | Ponto de amostragem de RS2.1, área de interflúvio..... | 70 |
| Figura 12 | Criação de gado caprino solto na margem de leito confinado próximo ao perfil RS2.2..... | 71 |
| Figura 13 | Ponto de coleta do perfil RS2.2, sobre Planossolos Nátricos próximo ao plaino aluvial..... | 72 |
| Figura 14 | Ponto de amostragem de RS3.1 em área de topo de pedimento próximo e perfil de amostragem de RS3.1 | 73 |
| Figura 15 | Ponto de coleta da amostra RS3.2 localizado logo acima do contato entre plaino aluvial e pedimento rochoso..... | 74 |
| Figura 16 | Ponto de coleta do perfil RS4.1 em área topo pedimentar, levemente inclinada, sobre cobertura de Luvisolos crômicos..... | 75 |
| Figura 17 | Ponto de amostragem de RS4.2 com baixa cobertura vegetal sobre o médio pedimento..... | 76 |

| | | |
|------------------|--|-----|
| Figura 18 | Ponto de amostragem do perfil RS5.1 em pedimento levemente inclinado com atuação de erosão laminar sobre o Luvisolos crômico.. | 78 |
| Figura 19 | Ponto de amostragem do Perfil RS5.2 próximo a margem do plano aluvial com a presença da barragem ao fundo..... | 79 |
| Figura 20 | Sistema de medidas radiométrica do ¹³⁷ Cs..... | 83 |
| Figura 21 | Mapa de contexto geológico regional sobre a bacia Cachoeira/Capim Grosso..... | 93 |
| Figura 22 | Unidades geológicas que compõe a área de estudo..... | 95 |
| Figura 23 | Afloramento do Complexo Floresta aproveitado como barramento de drenagem..... | 96 |
| Figura 24 | Afloramento no leito do riacho da unidade Complexo Cabrobó..... | 97 |
| Figura 25 | Presença de litotipos encontrados sobre a unidade Mbf ao sul da bacia..... | 98 |
| Figura 26 | Recobrimento superficial da unidade do Complexo Sertânia..... | 100 |
| Figura 27 | Afloramento de quartzitos de Suítes Metagranitóide nas margens do canal no alto curso da bacia..... | 101 |
| Figura 28 | Mapa Geomorfológico regional..... | 103 |
| Figura 29 | Serra das Crioulas, nascente do Riacho Cachoeira, abrangendo o compartimento de cimeira a 800m..... | 104 |
| Figura 30 | Maçãos residuais do tipo em crista ao fundo representada pela Serra Grande..... | 105 |
| Figura 31 | Encosta sem cobertura coluvionar encontrada na serra do Arapuá..... | 106 |
| Figura 32 | Encosta com cobertura coluvionar sobre a Serra do Arapuá..... | 107 |
| Figura 33 | Área de pedimento rochoso vista pela Serra do Arapuá..... | 108 |
| Figura 34 | Área de pedimento rochoso, unidade geomórfica mais comum encontrada na bacia, juntamente com o plano aluvial..... | 109 |
| Figura 35 | Climograma de Belém de São Francisco..... | 110 |
| Figura 36 | Precipitação anual para o período de 2004 a 2010 no município de Belém de São Francisco e região circunvizinha..... | 115 |
| Figura 37 | Mapa de distribuição de solos na Bacia Cachoeira/Capim Grosso..... | 117 |

| | | |
|------------------|---|-----|
| Figura 38 | Distribuição das principais classes de solos encontradas na bacia do riacho Salgado..... | 119 |
| Figura 39 | Luvissolo Crômico, principal classe de solo encontrada na bacia do riacho Salgado..... | 120 |
| Figura 40 | Planossolo Nátrico na margem do canal, com horizonte A erodido, marcando a descontinuidade sobre o Horizonte B..... | 121 |
| Figura 41 | Gretas de dessecação formadas em período seco (novembro de 2011) sobre Vertissolos na Lagoa do Pombo, riacho Salgado..... | 122 |
| Figura 42 | Neossolos Flúvicos formados no interior do canal, utilizados para plantio de milho durante a estação úmida..... | 123 |
| Figura 43 | Hidrografia da bacia do riacho Cachoeira/Capim Grosso..... | 125 |
| Figura 44 | Espécies vegetais encontradas com frequência na bacia do riacho Salgado..... | 130 |
| Figura 45 | IVDN da bacia em maio de 2010, indicando o estado da vegetação durante estação chuvosa..... | 131 |
| Figura 46 | Plantio de milho realizado pela prática de agricultura de sequeiro no interior do canal..... | 134 |
| Figura 47 | Caprinocultura nas margens do canal em baixo curso fluvial..... | 138 |
| Figura 48 | Mapa de uso de solo da bacia do riacho Salgado..... | 140 |
| Figura 49 | Área de manga, reservada para cuidados específicos do rebanho e criatório em geral..... | 142 |
| Figura 50 | Cacimba escavada sobre a área da maior barragem encontrada na bacia durante o período de estiagem..... | 144 |
| Figura 51 | Cisterna instalada junto a uma construção de casa de taipa, edificação típica da região..... | 145 |
| Figura 52 | Diagrama de Pejrup indicando a hidrodinâmica da bacia do riacho Salgado..... | 149 |
| Figura 53 | Diagrama de Pejrup obtido para as amostras RS3.2, RS5.1 e RS5.2, respectivamente..... | 150 |
| Figura 54 | Diagrama ternário de Shepard com as respectivas classes de textura encontradas nas amostras analisadas..... | 151 |
| Figura 55 | Resultado de concentração de ¹³⁷ Cs dados pela atividade areal para áreas referência..... | 152 |

| | | |
|------------------|---|-----|
| Figura 56 | Transectos coletados ao longo da bacia, divididos entre área de topo e base dos pedimentos..... | 156 |
| Figura 57 | Análise da tendência de erosão e deposição para cada camada ocorrida na posição de topo | 162 |
| Figura 58 | Análise da tendência de erosão e deposição para cada camada ocorrida na posição de base da encosta | 163 |
| Figura 59 | Padrões espaciais computados de erosão dos solos em RS1..... | 164 |
| Figura 60 | Padrões espaciais computados de erosão dos solos em RS2 e RS3.... | 165 |
| Figura 61 | Padrões espaciais computados de erosão dos solos em RS4 e RS5.... | 166 |
| Figura 62 | (a) Distribuição da precipitação anual para Belém do São Francisco; (b) % de eventos com precipitação > 50 mm no período de 24 horas... | 168 |
| Figura 63 | Histogramas de Belém do São Francisco - PE dos anos que apresentaram anomalia na precipitação..... | 173 |
| Figura 64 | Vorticidade Relativa $\cdot 10e05 \text{ (s}^{-1}\text{)}$ em 200 hPa em janeiro de 2004, e a imagem METEOSAT-7 de 04/01/2004 | 177 |
| Figura 65 | Predomínio de atividade convectiva no período diurno sobre a área de estudo..... | 178 |
| Figura 66 | Totais mensais de precipitação para o município de Belém de São Francisco entre os anos de 2007 e 2011..... | 180 |
| Figura 67 | Medida do raio de mobilidade das frações que restaram do ponto 1 de amostragem, após a estação chuvosa de 2008..... | 181 |
| Figura 68 | Gráfico de distribuição da precipitação em Belém de São Francisco entre 20/02/08 e 30/04/08..... | 181 |
| Figura 69 | Amostragem de seixos no ponto 1, 2 e 3 antes das chuvas e após as chuvas..... | 183 |
| Figura 70 | Distribuição das formas dos seixos encontrados segundo Zingg (1935)..... | 184 |
| Figura 71 | Mapa geomorfológico de detalhe e estilos fluviais..... | 190 |
| Figura 72 | Área de pedimento rochoso localizada no ponto mais alto da bacia a 402 m..... | 192 |
| Figura 73 | Ruptura de declive convexo entre 2 e 5% em contato direto com o plano aluvial no trecho de leito semiconfinado durante o período úmido..... | 193 |

| | | |
|------------------|--|-----|
| Figura 74 | Trechos ocupados por encostas retilíneas com declividade superior a 5% sobre afloramentos rochosos..... | 194 |
| Figura 75 | Trecho do riacho confinado no alto curso com predomínio de carga arenosa (embutido sobre pedimentos com baixa declividade)..... | 196 |
| Figura 76 | (a) Trecho confinado do riacho no alto curso sobre afloramento rochoso e recobrimento de calhau e blocos..... | 196 |
| Figura 77 | Trecho confinado sobre o médio curso composto por carga mista (areia, cascalho e calhau)..... | 197 |
| Figura 78 | Material arenoso retido na porção a montante do barramento..... | 198 |
| Figura 79 | Remoção seletiva de finos que ocorre a jusante do barramento rompido, com extravasamento lateral de carga sedimentar..... | 199 |
| Figura 80 | Exemplo de trecho confinado do riacho Salgado com seus respectivos estilos fluviais..... | 200 |
| Figura 81 | Matriz de padrões fluviais para um trecho do setor confinado do riacho Salgado em setembro de 2007..... | 201 |
| Figura 82 | Alteração do leito provocada pela escavação de cacimbas com a formação de margem erosiva sobre planície em bolsão, em leito semiconfinado..... | 205 |
| Figura 83 | Barra arenosa composta, formada após cacimba escavada e barramento no interior do canal..... | 205 |
| Figura 84 | Erosão linear ao fundo, no contato entre pedimento e plano aluvial..... | 206 |
| Figura 85 | Exemplo de trecho semiconfinado do riacho Salgado com seus respectivos estilos fluviais..... | 207 |
| Figura 86 | Configuração da forma do canal atingido no trecho não confinado..... | 208 |
| Figura 87 | Matriz de padrões fluviais para um trecho do setor semiconfinado do riacho Salgado em setembro de 2007..... | 210 |
| Figura 88 | Subida do nível de base à jusante da barragem principal sobre a planície de inundação. Nota-se a proximidade da copa das árvores com a superfície..... | 212 |
| Figura 89 | Tentativa de ajuste do canal em trecho lateralmente não confinado, após barragem rompida sobre o leito principal..... | 213 |
| Figura 90 | Cruzamento do canal com uma estrada em trecho não confinado..... | 214 |
| Figura 91 | Floodout sobre a área de confluência do riacho Salgado e Capim Grosso..... | 215 |

| | | |
|------------------|---|-----|
| Figura 92 | Trecho sequencial onde foi encontrado grande parte dos seixos movimentados do ponto 1..... | 219 |
| Figura 93 | Área de buffer formada a jusante de barramento lateral (ao fundo) em plano aluvial e cortado por drenagem de baixa ordem descontínua..... | 222 |
| Figura 94 | Planta do canal em trecho semiconfinado contendo formação de áreas de Buffers..... | 222 |

Lista de Tabelas

| | | |
|------------------|---|-----|
| Tabela 01 | Classificação de Montgomery e Buffington (após 1998)..... | 26 |
| Tabela 02 | Característica morfológica dos principais fluxos segundo Rosgen (1994)..... | 27 |
| Tabela 03 | Dados da imagem utilizada para análise de IVDN..... | 38 |
| Tabela 04 | Principais espécies vegetais encontradas na bacia do riacho Salgado. | 128 |
| Tabela 05 | Parâmetros estatísticos por amostragem..... | 147 |
| Tabela 06 | Valores da atividade e inventário de ¹³⁷ Cs para os pontos amostrados na bacia do riacho Salgado..... | 155 |
| Tabela 07 | Resultado de redistribuição de sedimentos dados pelo modelo proporcional (MP) e Balanço simplificado de Massa 1 (MBM1)..... | 160 |
| Tabela 08 | Anos que apresentaram anomalia no volume total de precipitação em milímetros..... | 170 |
| Tabela 09 | Registros Históricos de ocorrência de La Niña..... | 172 |
| Tabela 10 | Registro Histórico de ocorrência de El Niño..... | 172 |
| Tabela 11 | Classificação refinada dos eventos GRAD com respeito às amplitudes de anomalias da temperatura da superfície do mar (ATSMs) do Atlântico norte (ATN) e Atlântico sul (ATS)..... | 176 |
| Tabela 12 | Descrição dos seixos encontrados após a finalização da observação de mobilidade da carga de leito..... | 185 |

Lista de Equações

| | | |
|-------------------|---|----|
| Equação 01 | Cálculo do índice de vegetação diferencial normalizada (IVDN)..... | 57 |
| Equação 02 | Mistura gravimétrica para cálculo de densidade do solo..... | 81 |
| Equação 03 | Correção do total de solo pesado..... | 81 |
| Equação 04 | Calculo de densidade do solo..... | 81 |
| Equação 05 | Taxa de emissão de raios gama por unidade de tempo..... | 84 |
| Equação 06 | Cálculo de eficiência de atividade do detector..... | 84 |
| Equação 07 | Cálculo de eficiência para um recipiente específico de amostra padrão..... | 84 |
| Equação 08 | Conversão do número de raios gama em quilogramas por segundo para o padrão de geometria da amostra..... | 85 |
| Equação 09 | Cálculo de atividade específica para amostragem de ^{137}Cs | 86 |
| Equação 10 | Cálculo de atividade areal..... | 86 |
| Equação 11 | Cálculo médio do inventário de amostragem referencial..... | 87 |
| Equação 12 | Cálculo de taxa de erosão anual pelo modelo proporcional..... | 89 |
| Equação 13 | Cálculo de taxa de deposição anual pelo modelo proporcional..... | 90 |
| Equação 14 | Taxa constante de redução de superfície pelo modelo de Balanço de massa simplificado..... | 90 |
| Equação 15 | Taxa média anual de perda de solo | 90 |
| Equação 16 | Taxa de deposição de sedimentos pelo modelo de Balanço de massa simplificado..... | 91 |

1. INTRODUÇÃO

A evolução dos ambientes semiáridos do Nordeste do Brasil tem sido objeto de estudo em vários âmbitos da ciência Geomorfológica, sobretudo no que diz respeito à distribuição dos depósitos quaternários e suas implicações para o entendimento da variabilidade climática ao longo do tempo. Tratando dos processos de morfogênese atual, o homem deve ser considerado um agente fundamental agindo sobre múltiplas escalas de análise espaço-temporal, que se somam aos fenômenos climáticos cíclicos que, segundo Corrêa (2011), incidem diretamente sobre o suporte biogeográfico das caatingas acrescido aos impactos de origem agrícola.

A utilização de conceitos como o de sensibilidade da paisagem proposto por Brunsdén (2001), bem como o de “risco climático” (Cambrézy e Janin, 2007) tem exercido grande implicância sobre a avaliação da estabilidade da paisagem no ambiente semiárido do Nordeste do Brasil ao longo dos últimos anos como verificado por Azambuja et al. (2009), Corrêa et al. (2009), Souza (2010) e Corrêa (2011). Assim, o estudo pormenorizado da dinâmica de unidades fluviais tem por objetivo determinar o que de fato é resultante da processualidade morfoclimática, peculiar ao regime semiárido, e o que é resultante dos *inputs* antropogênicos.

Dentre tantos riachos efêmeros das regiões semiáridas do Brasil, o riacho Salgado constitui-se como um exemplo de bacia influenciada por signos sazonais de atividades climáticas extremamente irregulares. Tais características são reproduzidas ubiquamente por toda a paisagem da região semiárida do Nordeste brasileiro, apresentando propriedades físicas peculiares: alto teor de salinização dos solos; desconectividades entre os setores longitudinais do canal, ao longo de seu fluxo, acrescidas da má utilização dos recursos naturais por parte das populações locais.

Respostas erosivas se manifestam prontamente, a depender do tipo de cobertura pedológica, aspectos morfométricos e densidade da vegetação. A atuação espasmódica do ritmo climático reverbera nos baixos pedimentos e interior dos canais, favorecendo a deposição de sedimentos de variado calibre, esses por sua vez representam o saldo deposicional de cada processo erosivo. A variabilidade destes depósitos pode, portanto ser utilizada como geocronômetro da atuação dos eventos naturais, bem como da evolução do uso e ocupação das terras, cujas respostas erosivas são desencadeadas ora por fenômenos climáticos, ora pela atividade humana que se expressam sobre as bacias semiáridas a partir das mudanças na taxa de morfogênese.

Assim, a aplicação de técnicas capazes de mensurar a redistribuição de sedimentos no interior de uma bacia, aliadas à análise de movimentação da carga de leito podem auxiliar na investigação do balanço morfogenético atual, e na compreensão dos processos atuantes sobre os ambientes fluviais do semiárido do Nordeste do Brasil, tema ainda pouco estudado.

1.1. Objetivos

O objetivo principal desta pesquisa é Investigar o comportamento qualitativo da redistribuição de sedimentos no interior de uma bacia semiárida efêmera, frente aos *inputs* climáticos e antropogênicos, sobre as unidades geomorfológicas que a compõe.

Objetivos específicos

- Geração de dois modelos de redistribuição de sedimentos abrangendo os últimos 56 e 45 anos;
- Reconhecer a dinâmica de movimentação dos depósitos de carga de leito, em trechos compostos por areia e cascalho;

- Estabelecer uma correlação entre as formas deposicionais, impedimentos de transporte e sedimentação com a ocorrência de eventos climáticos extremos.

1.2 Justificativa

O Riacho Salgado apresenta um regime fluvial intermitente, permanecendo a maior parte do ano em leito seco, ou com algumas áreas alagadas entre as barras fluviais, com evidência superficial de salinização. Em uma primeira análise em campo foram detectadas evidências de degradação ambiental associada à extrema carência socioeconômica da comunidade ali assentada. Ao longo do riacho, observa-se a ação da erosão linear; em sulcos e ravinas; formação de leques de dejeção; assoreamento de vários trechos do leito, decorrente da construção de barragens, crostas salinas na superfície do solo, e baixa biodiversidade da cobertura vegetal nativa. Cerca de cem famílias habitam casebres de taipa ao longo da bacia com base econômica assentada na caprinocultura extensiva. Esta, por sua vez, visivelmente excede a capacidade de carga em trechos de maior ocupação provocando o sobrepastoreio. Os rebanhos se alimentam exclusivamente de vegetação nativa, representada na área por uma caatinga arbustiva, com baixa biodiversidade. Apenas nos períodos mais longos de seca, recebem um suprimento extra de ração fornecida pelos agricultores em melhores condições financeiras. Os animais e os couros são vendidos na feira local de Belém de S. Francisco, a 28 km a sudeste dos Montes, para onde são transportados a pé. Laticínios e carne não são comercializados, servindo apenas para o consumo dos moradores. Todo o panorama social e ambiental acima descrito denota o baixo nível de desenvolvimento humano da comunidade dos Montes e a pressão que esta exerce sobre o seu suporte natural.

Décadas de ocupação com a pecuária extensiva provavelmente foi o que levou à destruição da vegetação local e ao empobrecimento da biodiversidade. A falta de vegetação ciliar tem contribuído para sensíveis perdas de solo, principalmente ao longo

dos plainos aluviais suspensos, o que denota um acelerado processo de degradação das terras.

Para se efetuar qualquer programa de recuperação efetiva da área ou prevenção de degradações futuras da terra é necessário que se faça um diagnóstico da área, determinando-se as reais causas e os efeitos gerados pela perda por erosão, bem como o assoreamento de barragens e o baixo armazenamento de água. Para isto serão necessárias medidas de perdas de solo e de deposição dos sedimentos, além da análise de fatores desencadeantes da ruptura de equilíbrio na bacia.

Por se constituir um tipo de estudo pouco desenvolvido para o Nordeste semiárido do Brasil, tais conhecimentos poderão agregar novas formas de abordagens para o tratamento de estudos dirigidos à medição e quantificação de perdas de solo e deposição de sedimentos. Fornecendo para a Geografia do Nordeste uma maior gama de conhecimentos acerca da dinâmica erosiva e deposicional no semiárido brasileiro.

1.3 Localização da área de estudo

A comunidade do Sítio dos Montes, na qual se insere a área de estudo, está situada a sudoeste do estado de Pernambuco, na mesorregião do Sertão do São Francisco, tendo como foco a bacia do Riacho Salgado. Localizada a cerca de 500 km da cidade do Recife, a área em questão é delimitada pelos paralelos $8^{\circ}32'00''\text{S}$ e $8^{\circ}35'00''\text{S}$ e meridianos $38^{\circ}48'00''\text{W}$ e $38^{\circ}52'00''\text{W}$. Em geral, as estruturas geomorfológicas da área não comportam grandes elevações, exceto ao norte, onde o limite da área encontra-se marcado pela presença de maciços remobilizados (Serra do Melão, Serra Grande e Serra do Arapuá). A leste e oeste se estendem os vastos pediplanos do Baixo São Francisco. O limite sul da área coincide com a própria calha fluvial do Rio São Francisco.

As altitudes médias locais variam em torno de 300 a 400 metros. A bacia do Riacho Salgado está integrada ao sistema fluvial sul do Pajeú, como afluente do Riacho Capim Grosso que por sua vez, além de constituir a fronteira natural com o município de Carnaubeira da Penha ao norte, é um tributário direto do Rio Pajeú. O acesso à área em questão se faz a partir do Recife, inicialmente no sentido leste - oeste, através da BR-232, tomando por seguinte o sentido sudoeste após o Cruzeiro do Nordeste, pela PE-360 até a cidade de Belém do São Francisco. Para se chegar à área de estudo é necessário ainda, seguir um caminho de estrada vicinal de 27 km até o distrito do Sítio dos Montes na direção SO-NE. O mapa de localização (Figura 1) ilustra o roteiro a ser seguido para área de estudo em questão.

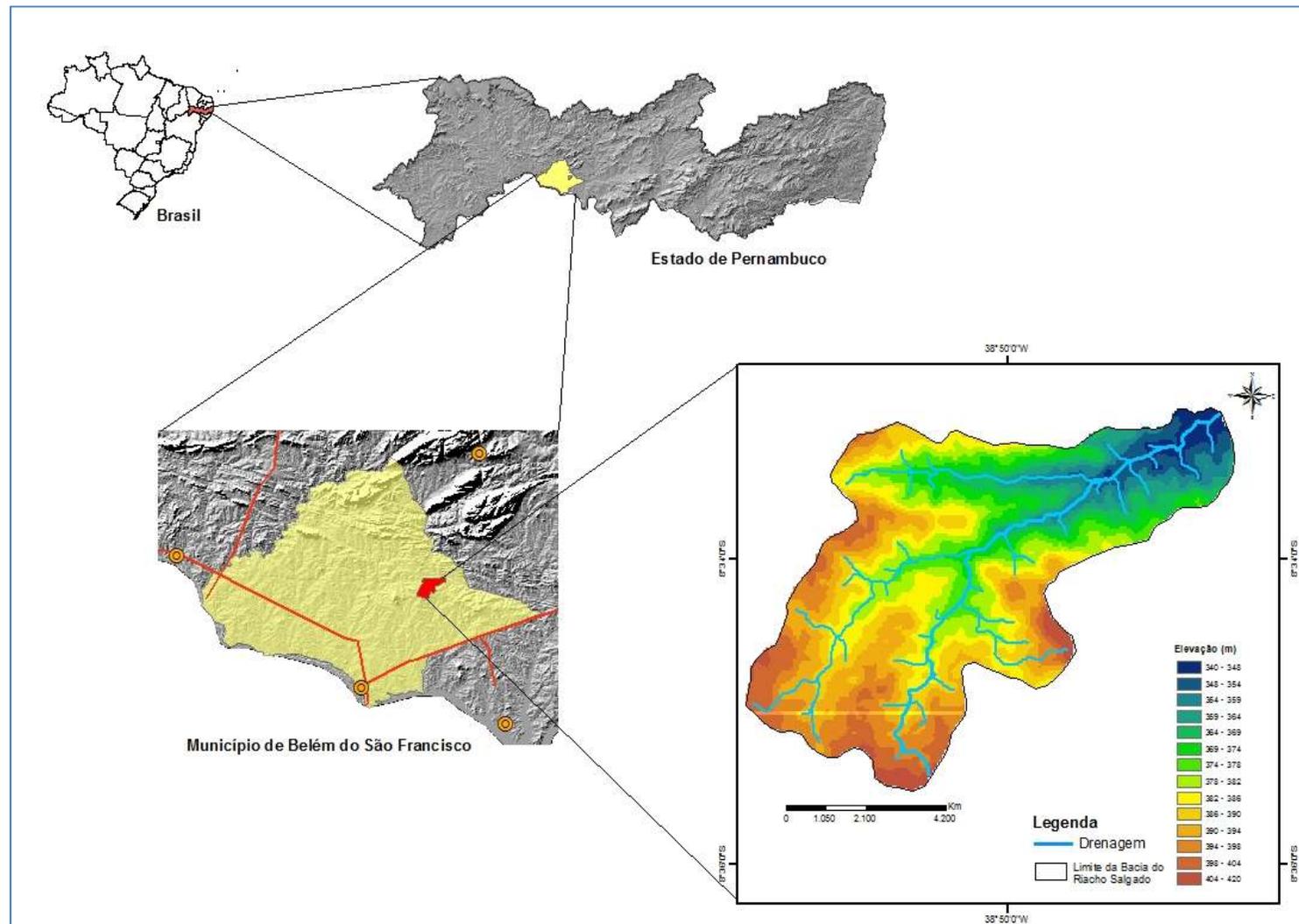


Figura 1: Localização da área de estudo. Base de dados SRTM

2. REVISÃO TEÓRICA

2.1 Dinâmica fluvial de rios efêmeros

A compreensão acerca da variabilidade e composição da carga do leito de um rio implica em uma complexa correlação de condicionantes que vão desde os controles a montante do rio, tais como o histórico, tectônica, litologia, regime climático e ação humana; passando por controles fixos entre leitos rochosos e aluviões, canais tributários, morfologia dos vales e atividade tectônica; chegando ao controle a jusante como o nível de base e a extensão do canal. De acordo com Schumm (2005), tais controles ainda passam por variações em suas características locais ao longo do tempo, a partir da recorrência de eventos de alta magnitude representados frequentemente por enchentes, cobertura vegetal e ocorrência de acidentes. A análise em dinâmica fluvial ainda encontra outro problema na determinação do tempo de atividade. Schumm (2005) explica que o tempo para os sistemas fluviais abrangem períodos de alguns minutos, a mudanças seculares, facilmente embutidas em períodos geológicos responsáveis pelo desenvolvimento e arquivamento de paleo-canais, conglomerados dentre outras inúmeras atividades atribuídas aos sistemas fluviais.

No que se refere aos rios efêmeros do nordeste do Brasil, pouco se tem estudado acerca dos depósitos de carga de leito, sobretudo, no que diz respeito à morfologia e análise detalhada dos detritos. Estes depósitos encontram significância sobre processos respostas, movidos tanto pela ação momentânea dos eventos de precipitação quanto pela atuação do homem como agente modelador da paisagem, fato corrente sobre estes tipos de rios.

De acordo com Christofolletti (1981) a relação de capacidade de um rio depende da quantidade máxima de detritos de um determinado tamanho de fração que o rio

consegue deslocar como carga de leito, enquanto que a competência de um rio, diz respeito ao maior diâmetro dentre os detritos transportados como carga de leito. Naturalmente, a dinâmica de transporte de um rio tende a sofrer ao longo de seu curso diminuição na capacidade, refletindo mudanças no tamanho de fração carregado por ele e a geometria do canal a partir do aumento de vazão à jusante.

Christofolletti (1981) explica que, a carga em suspensão nos trechos terminais de uma bacia tende a se conservar enquanto o fluxo turbulento estiver em movimento, por ser carregada na mesma velocidade em que a água se desloca. Como o regime de chuvas no semiárido não favorece a formação de um fluxo perene dos canais é comum encontrar trechos espacialmente isolados ao longo de todo curso com depósitos de material fino. Este fato foi verificado por Corrêa e Azambuja (2005) ao realizar mapeamento geomorfológico de detalhe sobre um pequeno trecho de uma micro-bacia semiárida com evidências de endorreísmo. Em concordância, a formação de depósitos isolados de granulometria maior, como a areia e o cascalho ocorre comumente em todos os trechos dos canais, por se deslocar muito lentamente e mover-se de maneira intermitente.

O grande volume de carga detrítica em ambientes de rios efêmeros ocorre tanto pela soma do escoamento superficial das vertentes (lavagem) bem como, pelo próprio fornecimento de material *in situ* encontrado no interior do canal, como os afloramentos rochosos. O aumento da vazão durante as fases de cheia ou enchente, segundo Christofolletti (1981), tende a deslocar rapidamente a carga de detrito, quando o débito dos canais se eleva. O processo de deposição da carga detrítica ocorre de acordo com a diminuição da competência ou da capacidade fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1981) Esta diminuição pode ser causada por três fatores diferenciados: redução de declividade; redução do volume e aumento do calibre da carga detrítica.

2.2 Estilos Fluviais

Com o objetivo de classificar as unidades que compõe as paisagens fluviais, Fryirs e Brierley (2005) introduziram o conceito de Estilos fluviais. Esta perspectiva envolve inicialmente uma série de atributos que devem ser levados em conta na construção e classificação das unidades que compõe este tipo de paisagem. A identificação e mapeamento de unidades da paisagem, em geral, são realizados com base na caracterização fisiográfica, posição da paisagem, geologia e estruturas (BRIERLEY E FRYIRS, 2006). Neste caso, a identificação de unidades de paisagem torna-se importante, à medida que auxiliam na determinação de limites, marcados em sua grande parte por pausa distinta na inclinação de perfis longitudinais. A partir destes resultados, pode-se identificar ajustes na mudança de largura do vale, definindo o ponto de partida para a relação de transição de um estilo fluvial. Assim, atributos que representam controles fundamentais sobre o caráter e comportamento do rio, tais como a elevação, inclinação longitudinal e a largura do vale, funcionam como marcadores de estilos fluviais diferenciados.

Brierley e Fryirs (2006) explicam que, a inclinação pode ser considerada como um dado primário fundamental na análise do comportamento de um rio. Mudanças de inclinação notadas ao longo de um perfil longitudinal, por vezes podem coincidir com a unidade de paisagem ou limite de um tipo de estilo fluvial. Isso significa dizer que, a cada mudança de estilo fluvial, encontrada a jusante de um canal pode ocorrer alterações subsequentes entre afluentes e canal principal ou mesmo dentro do próprio canal, repercutindo em formas diferenciadas e modificação entre a troca de matéria e energia entre uma unidade e outra. A área de drenagem em cada seção do curso fluvial apresenta um controle fundamental sobre as mudanças à jusante na descarga. Ela também define a

contribuição parental de diferentes partes da bacia de um rio, proporcionando uma visão rápida e visível de mudanças na área de cabeceira em confluências de tributários (FRYIRS e BRIERLEY E, 2005).

Outros parâmetros também são utilizados para caracterização da morfologia de paisagens. Estes são definidos como parâmetros morfométricos que incluem a determinação do padrão de drenagem, densidade de drenagem, forma de captação (relação de alongamento) e poder de fluxo (BRIERLEY E FRYIRS, 2006). Embora alguns destes parâmetros não sejam essenciais para a avaliação dos estilos fluviais, os autores afirmam que posteriormente podem ser utilizados com a finalidade de destacar diferenças entre bacias hidrográficas, na avaliação dos padrões ajustados dos estilos fluviais.

A periodicidade e frequência dos fluxos influenciam diretamente na capacidade de ajuste a sua morfologia, enquanto que a sequência de inundações afeta a eficácia geomórfica de um determinado evento (BRIERLEY E FRYIRS, op cit.). O regime de escoamento apresenta-se como imprescindível para definição dos controles exercidos sobre os padrões encontrados rio abaixo. Por tal motivo é importante salientar que os limites de escalas de tempo devem ser considerados como controles fundamentais de um sistema fluvial. Segundo Brierley e Fryirs (2006) ajustes de canais são comumente observados em intervalos decadais, enquanto para áreas mais abrangentes, como as várzeas ocorrem tipicamente em longo prazo (escala secular). Entretanto, efeitos climáticos ou tectônicos podem ocasionar mudanças bruscas sobre o nível de base das unidades, resultando em erosão ou deposição em diferentes compartimentos. Submetido a dramáticas alterações quase que instantâneas, os sistemas alteram o estado de metaequilíbrio em resposta ao descumprimento de condições-limites (CHRISTOFOLETTI, 1999). De acordo com Brierley e Fryirs (2006) eventos de natureza catastrófica ou mesmo

respostas de ajustes sobre sistemas particularmente vulneráveis, ocorrem na forma de pequenos gatilhos descritos como efeito borboleta da teoria do caos.

Dessa forma, o estabelecimento das relações inerentes aos diversos parâmetros analisados tendem a definir, tres tipos de estilos fluviais definidos por Fryirs e Brierley (2005) como: confinado, parcialmente confinado e lateralmente não confinado. Entretanto, os autores chamam atenção para que tal modelo seja utilizado apenas como guia já que variantes locais podem gerar alterações específicas na definição proposta pelos mesmos.

O estilo fluvial do tipo confinado é diferenciado pela contenção natural de suas margens, ocasionada quase sempre pela presença lateral de rochas ou terraços. Segundo Brierley e Fryirs (2006) o curso de leito confinado, pode ou não ter uma planície de inundação, esta se restringe a bolsões isolados. A forma plana do canal tende a ser imposta pela configuração do vale embora possa haver variações quanto à incisão em relação ao tempo e estrutura geológica. Em quase todos os casos pode ocorrer ainda, a imposição vertical de linhas de afloramento ao longo do leito fluvial, fato observável na área de estudo desta pesquisa.

Para definição de vales parcialmente confinados, Brierley e Fryirs (op cit.) afirmam que entre 10 e 90% dos canais possuem uma de suas margens limitadas por rochas ou material coesivo de idade avançada. Formas de planície em bolsão são frequentes neste estilo, e ocorrem sobre longo alcance alternado de formas semicontínuas. A forma do canal é sinuosa ou irregular sobre as quais podem se formar as planícies de inundação. A forma semiconfinada não exclui a ocorrência de afloramentos no canal, pois esporadicamente pode ocorrer controle de nível de base em decorrência da geologia da área.

Na configuração de vale lateralmente não confinado menos de 10% das margens encontram-se diretamente com a margem do canal, por ocasional controle geológico ou de terraços. Brirley e Fryirs (2006) definem este estilo como vales sem restrições contínuas ao longo de ambas as margens do canal. Ocorre constante retrabalhamento dos seus limites, originado bancos/formas deformadas e em alguns casos, também pode sofrer limitações verticais por rochas ou depósitos de paleolagos. Esta unidade ainda pode ser subdividida segundo Brirley e Fryirs (op cit.) em dois seguimentos diferenciados, a partir do desenvolvimento de canal contínuo ou descontínuo/ausente, na presença de *floodouts*.

2.3 Características de leito fluvial semiárido e variabilidade espacial

O sedimento grosso no qual compreende a carga de leito do rio, é introduzido no canal episódicamente pelas encostas adjacentes ou tributárias a montante, muitas vezes resultando em uma mudança morfológica do canal e dos padrões de transporte de sedimentos. Sedimentos são depositados inicialmente no canal, para serem remobilizados e movidos adiante por meio de processos fluviais posteriores (REID e DUNN, 2003). Em um estágio seguinte como demonstrado por Suterland et al. (2002) este material ora transportado, pode ser deslocado a uma maior distância a jusante e sofrer nova deposição, ocasionado muitas vezes por obstáculos, formando cunhas de sedimentos (HASSAN et al., 2008). Por tal motivo, considera-se que a entrada de sedimento no sistema fluvial, modifica a morfologia do canal e composição superficial do leito (textura e estrutura), afetando diretamente a taxa de transporte local de sedimentos por alteração de sua mobilidade.

A evacuação dos sedimentos estocados em um canal, sobre uma destas sequencias se dá pela entrada de eventos episódicos segundo Hassan, et al. (2008), onde o histórico de inundações encontra-se registrado pelos depósitos em termos de duração,

magnitude e sequências. Assim, a variação temporal e espacial de fornecimento de sedimentos é determinada por fontes externas (incluindo-se a ação antrópica) onde, eventos de mesma magnitude e duração podem gerar morfologias diferenciadas no canal, bem como texturas superficiais do leito e ainda estrutura e mobilidade dos sedimentos (BUFFINGTON e MONTGOMERY, 1999).

Embora os rios efêmeros do semiárido brasileiro não sejam classificados unicamente a partir da formação de leito de cascalho e calhau, estas frações representam boa parte da composição do leito alto e médio deste tipo de rio. De acordo com Bunte e Abt (2001) leitos de cascalho e calhau são principalmente distinguidos dos leitos de areia e blocos pelo tamanho de distribuição do tamanho das partículas. Leitos que apresentam fluxo de cascalho têm como principal tamanho de partículas de 2 a 64 mm, e leitos com fluxo de calhau em média de 64-256 mm (BUNTE e ABT, 2001). Como grande parte dos trabalhos publicados na área de monitoramento de transporte de material de carga de leito tem sido desenvolvidos em regiões montanhosas temperadas, não é muito comum, comparativamente, encontrarmos para o modelado semiárido grandes proporções de frações maiores que calhau. Tipicamente, a composição de leitos de cascalho em alto curso apresenta menos que 10% de areia, podendo chegar ao máximo a 50% em alguns casos (BUNTE e ABT, 2001) Enquanto no alto curso de uma região montanhosa seja comum encontrar uma proporção de menos de 10% de areias para leitos de cascalho nas bacias semiáridas essa composição, certamente tende a variar de acordo com a litologia da área. Leitos de riachos compostos por fração arenosa, de forma geral, ocorrem sobre vales em planícies largas, entretanto, exceções podem existir como explicam Bunte e Abt (2001). Aplicando o exemplo do riacho Salgado, níveis embutidos de depósitos de areia são frequentemente encontrados no alto e médio leito, decorrentes tanto da formação de

desníveis topográficos de afloramentos no leito, quanto pela própria natureza intermitente do curso fluvial.

Por apresentarem diferente aparência em termos de gradiente de fluxo, material de leito, distribuição do tamanho de partícula, detritos grandes como galhos e tronco de árvores, corte transversal, forma de canal e morfologia do fluxo, faz-se necessário à utilização de uma classificação de rios com leito de cascalho e calhau resultante desta grande diversidade. As classificações mais usuais neste sentido são a de Rosgen (1994,1996) e de Montgomery e Buffington (1993 1997,1998). A classificação de Montgomery e Buffington (1993, 1997) foi desenvolvida inicialmente em fluxos localizados às margens do Noroeste Pacífico, sobre uma paisagem caracterizada por andares de grandes áreas montanhosas com curta distância para costa pacífica. Esta morfologia particular, resultou na descrição de sequências predominantes sobre dois trechos distintos; vales íngremes e encostas nas porções superiores das bacias e vales com gradiente suave sobre médio e baixo curso, representando os trechos de vales terminais. Neste sistema são subdivididos ainda cinco tipos de fluxo, que podem surgir de acordo com a ocorrência de acidentes geográficos. Tais como cascatas, degrau/poça, leito plano, *riffle* poça, dunas ripple-streams, descritos na ordem de gradiente decrescente de fluxo exibidos pela tabela 01. A morfologia diferenciada destes tipos de fluxo se dá particularmente pela interação entre sistema hidráulico e processos sedimentares, no qual a quantidade de energia é dissipada pela turbulência do fluxo de maneira diferente em cada tipo (BENT e ABT, 2001).

Tabela 01: Classificação de Montgomery e Buffington (após 1998). Fonte: Bent e Abt, 2001.

| Gradiente de fluxo, gama e modo. | Tipo de fluxo | Tipo de material de leito | Origem dominante de sedimento | Estoque dominante de sedimento | Espaçamento típico de poças |
|----------------------------------|-----------------------------|---------------------------|--|--------------------------------|-----------------------------|
| 0,03 – 0,20 (0,08 – 0,20) | Cascata | Calhau-bloco | Fluvial, encosta, fluxo de detrito. | Obstrução de fluxo | <1 |
| 0,02 – 0,09 | Step – pool | Calhau-bloco | Fluvial, encosta, fluxo de detrito. | Leito de areia | 1 - 4 |
| <0,02 – 0,05 (0,02 – 0,04) | Leito plano Forced pools | Cascalho-calhau | Fluvial, banco de falha, fluxo de detrito. | Fora da calha | Nenhum |
| <0,001 – 0,03 | Poça - cascata | Cascalho | Fluvial, banco de falha. | Fora da calha, leito de areia. | 5 - 7 |
| <0,001 | Duna-cascata | Areia | Fluvial, banco de falha. | Fora da calha | 5 - 7 |

A classificação de Rosgen (1994,1996) por sua vez, é baseada em cinco parâmetros morfométricos de fluxos de canais e suas planícies de inundação, utilizando-se códigos alfanumericos para classificar os fluxos em relação: a largura da área sujeita a inundações pelo dobro da profundidade máxima do fluxo para largura do canal (medida de várzea); relação entre a largura e profundidade do fluxo; sinuosidade, equivalente a duração do fluxo para o comprimento do vale; gradiente de fluxo e tamanho médio de partícula na superfície do leito. Estes cinco parâmetros são utilizados para distinguir sete tipos principais de fluxos identificados pelas letras de A até G. Para cada tipo de fluxo principal é atribuído um número que reflete o tamanho da partícula contido no depósito de leito sendo descrito respectivamente (1) para leito com material predominantemente rochoso, (2) blocos, (3) calhau, (4) cascalho, (5) areia e (6) silte/argila (tabela 02). Ainda são adicionadas letras minúsculas para designar gradiente de fluxos fora da gama característica de um tipo de fluxo principal.

Tabela 02: Característica morfológica dos principais fluxos segundo Rosgen (1994). Fonte: Bent e Abt, 2001.

| Tipo de fluxo | Características morfológicas |
|----------------------|---|
| A | Degrau-poça, ou em cascata: poças de mergulho limpo, com alta energia, baixo armazenamento de sedimentos, estável; |
| B | Corredeiras e cachoeiras: algumas poças limpas, barras raras, estável; |
| C | Sequencia de cascata e poças: sinuoso, barras pontuais, planície de inundação bem desenvolvida, bancos estáveis ou instáveis; |
| D | Trançado: múltiplos canais, barras em deslocamento, turbulência, deposição, fornecimento de sedimentos alto, bancos em processo de erosão; |
| DA | Anastomosado: múltiplos canais, poças-cascata, vegetação de várzea, zonas úmidas adjacentes, bancos estáveis; |
| E | Meandros médio ou passivo: planície aluvial bem desenvolvida, cascata-poça, transporte de sedimento relativamente elevado; |
| F | Meandro em vale: incisão em vales, várzeas pobres, poças e cascatas, bancos estáveis ou instáveis; |
| G | Voçorocas: Incisão em encosta e várzea, fornecimento de sedimentos elevados, os bancos instáveis, formação de degrau-poça. |

Ao realizar uma análise comparativa, Bent e Abt (2001) explicam que, a diferença básica entre a classificação de Rosgen (1994) e Montgomery e Buffington (1998) é que na primeira, o parâmetro morfométrico diferencia precisamente os tipos de fluxo através do gradiente de inclinação, largura, razões entre comprimento e profundidade, sinuosidade e entricheiramento. Enquanto para Montgomery e Buffington (1998) baseia-se em tipos de fluxo comumente encontrados no noroeste do Pacífico, com cabeceiras íngremes e distância relativamente curta em relação ao nível do mar englobando uma sucessão de diferentes tipos de fluxos, sobretudo, na mudança entre terrenos íngreme e baixo gradiente, representando mudanças nas respostas morfológicas e conseqüentemente na produção de sedimentos. Entretanto, também existe algumas similaridades no que diz respeito aos três primeiros tipos de fluxo de degrau-poça, leito plano e poça-cascata, referentes à classificação de Montgomery-Buffington correspondentes aos tipos principais

A, B e C da classificação de Rosgen. Sumarizando, a classificação de Montgomery-Buffington fornece uma ampla gama de observações sobre encostas, que podem sobrepor-se entre os tipos de fluxo, reduzindo a uma única classificação algumas tipologias de riachos que apresentam diferenças morfométricas em determinados fluxos, mas com processos hidráulicos e sedimentares semelhantes. Rosgen no sentido contrário criou uma classificação composta por numerosos subgrupos, a fim de determinar pequenas diferenças morfométricas entre os tipos de fluxo existentes segundo sua tipologia.

A partir destas definições, verifica-se que diferentes composições de leito podem alterar a resistência do fluxo, dinâmica de transporte de sedimentos e forma do leito do canal (BRIERLEY E FRYIRS, 2006). Dessa forma o comportamento do rio tende a ser moldado por diferentes tipos de depósitos ou estruturas, composto por três categorias: leito rochoso, leito de cascalho, e leito de areia. Sendo os leitos rochosos caracterizados como ambiente de alta energia e leitos de cascalho e areia, controlados por caráter morfodinâmico dentro das várias escalas espaciais. Brierley e Fryirs (op cit.) explicam que as características do tamanho e forma do material de leito são determinadas pelo volume calibre de material fornecido, bem como a capacidade do fluxo em retrabalhar-los. Onde a capacidade de alcance apresenta excesso de energia, ocorre lavagem do material, enquanto que, sobre condições de maior disponibilidade de sedimentos ou energia insuficiente do fluxo, a sedimentação é contínua.

Assim, a variabilidade do tamanho das partículas que compõe os depósitos de leito pode ocorrer ao longo da direção da vazão de um rio (forma longitudinal) bem como, verticalmente entre depósitos de bancos (seção estratificada). A amostragem do material de leito pode caracterizar em detalhe, a variabilidade de depósitos, ou através da integração, caracterizar o leito em grande escala espacial (BENT e ABT, 2001). Para se realizar uma amostragem de material de leito devem-se considerar três escalas espaciais,

a saber: a escala de alcance do canal, seção transversal do fluxo e a escala local. O alcance do canal diz respeito à variabilidade da largura do canal e do material espacialmente depositado sobre leitos arenosos, nas diversas escalas e formas, tais como: corredeiras, barras, poças e degraus. Já as seções de fluxo são compostas de acordo com tipo de competência do rio na qual apresentam mudanças de tipo de fluxo e de composição de material de leito, como ocorre naturalmente à jusante como os depósitos de sedimentos finos. Os trabalhos dirigidos a escala local abrangem de forma geral, áreas de aproximadamente $2m^2$ e concentram-se na análise de estruturas superficiais, tais como agrupamentos de partículas, lobos de sedimentos e depósitos finos em poças ou áreas depimidas. A avaliação destes tipos de depósito de leito torna-se importante à medida que em um único espaço seja possível identificar o comportamento e dinâmica processual responsável pela mobilização ou não dos depósitos fluviais como referido por Hassan (2008).

2.4 Radioatividade Ambiental: O emprego de radionuclídeos em análise de redistribuição de sedimentos

Em se tratando de estudos ambientais, tanto a problemática focada nas mudanças climáticas quanto à erosão e degradação acelerada dos solos, é considerada como representantes potenciais da perda de equilíbrio dos sistemas geomorfológicos. Na tentativa de obter dados e/ou produzir modelos de projeção de possíveis cenários futuros, o emprego de pesquisas voltadas para a medição de radionuclídeos ambientais, em particular o ^{137}Cs e ^{210}Pb podem fornecer importantes informações acerca da redistribuição de sedimentos em unidades da paisagem naturalmente vulneráveis a pequenas mudanças.

A utilização de radionuclídeos ambientais como marcadores do movimento de sedimentos tem sido empregada por inúmeros estudos na última década (LU e HIGGITT, 2000; PORTO et al., 2003; NOURIA et al., 2003; SCHOORL (a) e (b) et al. 2004; DJINGOVA et al., 2005; HANDL et al., 2008; SIMMS et al., 2008; EVRARD et al., 2010). Além de fornecer informações sobre a redistribuição de sedimentos dentro de uma bacia hidrográfica, por exemplo, os radionuclídeos são traços cronológicos de acumulação em rios efêmeros, caso do objeto deste estudo, bem como em lagos e reservatórios, como referido por Simms et al. (2008).

Segundo Zapata (2003) a erosão dos solos e deposição de sedimentares associados são processos naturais que em sua grande parte podem ser acelerados pelas atividades humanas, tais como, desmatamento, sobrepastoreio e práticas agrícolas não sustentáveis. Associado a este caráter de alta sensibilidade às mudanças externas do ambiente, o semiárido do nordeste do Brasil, têm experimentado frequentemente processos acelerados de perda e degradação dos solos frente aos tipos de uso e ocupação correntes em tais ambientes rurais.

Muito se tem avançado na obtenção de dados acerca das taxas de perda de solos, quer sejam obtidos para projeções globais, regionais ou mesmo nacionais. Entretanto, de acordo com Zapata (2003) ainda existem muitas regiões no mundo onde dados sobre perda/erosão de solo são muito escassos, e em particular para as regiões semiáridas do Brasil, quantitativamente, ainda se sabe muito pouco sobre a perda ou mesmo degradação de terras.

O uso de metodologias standardizadas tais como, modelagem de erosão e predição ou métodos de medição são obtidos através de medida direta de solos erodidos pelo uso de *plots* de erosão, levantamento e técnicas nucleares. De acordo com Elliot et al. (1993) a escolha por um ou outro método irá depender do objetivo final. A aplicação de

técnicas mais tradicionais como a utilização de plots ou levantamentos para monitoramento, possuem limitações quanto à “representatividade dos dados obtidos, sua resolução espacial, potencial para fornecer informações em longo prazo de erosão dos solos, padrões espaciais associados sobre extensas áreas e custos envolvidos” (LOUGHRAN, 1989; HIGGITT, 1991). Neste ponto, a utilização e aplicação das técnicas de radionuclídeos para estimar a erosão de solos e deposição de sedimentos ganham destaque, através da obtenção de dados de redistribuição de solos em médio prazo (Ca. 45 anos) com a utilização do ^{137}Cs e longo prazo (Ca. 100 anos) para o ^{210}Pb .

Muitos outros radionuclídeos emissores de raio gama possuem utilidade para a aplicação em estudos de erosão em campo, tais como o ^{59}Fe , ^{46}Sc , ^{110}Ag , ^{198}Au , ^{134}Cs , ^{51}Cr . Segundo a IAEA (1995) o ^{137}Cs e o ^{210}Pb fazem parte de outro grupo de radionuclídeos ambientais juntamente com o ^7Be , ^{240}Pu , ^{14}C , ^{26}Al e ^{36}Cl que podem ser utilizados para avaliar não somente a erosão dos solos, mas também os padrões de deposição e seus problemas relacionados, dependendo da escala de tempo envolvida. Ao utilizar-se de dupla rotulagem, a técnica permite a detecção ou contribuição de duas origens (IAEA, 1974). A Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA) determina também que o uso de decaimento de ^{137}Cs , o ^{210}Pb natural e o ^7Be cosmogênico, pode ser utilizados em erosão de solos e depósitos padrões de corpos d’água dependendo da escala de tempo envolvido.

De acordo com Porto et al. (2003), muita atenção tem sido focada sobre o ^{137}Cs , e o sucesso no uso deste radionuclídeos derivado de testes atômicos em estudos de erosão de solos, tem sido reportado em muitas áreas do mundo. Para Walling (1998) a abordagem do uso de do ^{137}Cs fundamentou-se na obtenção do subproduto produzido por testes de armas atômicos realizados durante as décadas de 1950 e 1960. Como resultado foi liberado para a estratosfera grande quantidade de radiocésio. Estes sofreram rápida

deposição na superfície como partículas radioativas e rápida absorção pelas camadas superficiais dos solos. Em decorrência da atuação dos processos superficiais, o material tende a sofrer redistribuição, atribuídos principalmente à ação erosiva, com o consequente transporte e deposição.

A ideia de redistribuição de taxas de ^{137}Cs segundo Walling (1998) é baseada na comparação de inventários de medições (total de atividade por unidade de área), obtidos a partir de pontos individuais de amostras em transecto determinado previamente.

Os primeiros estudos relacionados ao uso do ^{137}Cs como medidor de erosão dos solos foram realizados por Rogowski e Tamura (1965). Baseados em um modelo exponencial de perda de ^{137}Cs por processos erosivos, tais autores identificaram uma forte relação entre a diminuição do inventário de ^{137}Cs de acordo com a variação sazonal dos índices de erosão.

Percebendo a dificuldade em se obter resultados efetivos sobre o monitoramento e redistribuição de solos em vastas áreas apenas pela Equação Universal de Perda de Solo (USLE), Ritchie e McHenry (1968) comprovaram que, além da boa resposta para a avaliação de redistribuição de solos, o uso potencial do ^{137}Cs poderiam também auxiliar na avaliação de perfis verticais de material depositado em lagos ou bacias de drenagem. Durante décadas Ritchie McHenry (1990), Walling e Quine (1990) Zang et al. (1990) dentre outros autores, puderam verificar taxas de erosão e deposição dos solos.

Embora muitos modelos de calibração de perda por erosão tenham sido desenvolvidos nas primeiras décadas após o momento principal de *fallout* de ^{137}Cs , inúmeros fatores mostravam-se limitantes na obtenção de médias anuais de erosão, já que a falta de unidade entre uma área e outra medida por ^{137}Cs geravam significativas variações entre de suas taxas, de acordo com o modelo criado.

Um das primeiras tentativas de criar um modelo teórico de fácil aplicação sobre áreas de cultivo foi a criação do Modelo Proporcional. Baseado na premissa de que a perda de solo é diretamente proporcional ao quantitativo de ^{137}Cs removido, Michell et al. (1980) Jong et al (1983) e Kachanoski (1987) utilizaram-se deste modelo (nas suas diferentes formas) a fim de suprimir lacunas deixadas por outras tentativas de calibração de taxas de erosão.

Posteriormente, muitos outros modelos foram desenvolvidos, com a finalidade de preencher tais lacunas deixadas pelas primeiras tentativas de estimar erosão dos solos. Dentre os mais conhecidos destacam-se o Balanço de massa simplificado - MBM1; Balanço de massa refinado - MBM2; Balanço de Massa incorporando o movimento de solo pelo cultivo - MBM3; Modelos de distribuição de perfil – MDP e Modelo de difusão e migração - MDM (WALLING ET AL., 2002).

Estudos comparativos entre métodos tradicionais de medida de redistribuição de sedimentos, como a USLE e sua versão revisada (RUSLE) e o ^{137}Cs , também foram testados com o objetivo de avaliar níveis de confiabilidade medidos entre as taxas de perda determinada pela RUSLE e o ^{137}Cs (MONTGOMERY ET AL., 1997; LU E HIGGITT, 2000). Montgomery et al. (1997) verificaram, após 27 anos de estudos realizados em parcela de reserva indígena nos EUA que a determinação de perda entre um modelo e outro somente poderia ser feita mediante um profundo conhecimento do histórico de manejo da área, bem como das relações estabelecidas entre a RUSLE e arquivos usados.

Embora para Chappell (1999) a técnica do ^{137}Cs ofereça grande potencial na medição de fluxos de solo em ambiente semiárido, sua utilização representou algumas limitações, quanto ao monitoramento de fluxos frente a alta variabilidade espaço-temporal dos agentes controlantes. Problema referente à escolha de um local de referência no

qual pudesse representar o estoque de ^{137}Cs em local não perturbado ocorreu em virtude das frequentes tempestades de areias. A solução encontrada para correção da estimativa em amostragem de topossequência (subestimada) foi relacionar os dados obtidos pela malha de amostragem e estimativas geoestatísticas.

Nouria et al (2003) em estudo realizado em região semiárida do Marrocos encontrou uma forte correlação entre erosão hídrica e efeito do cultivo como contribuinte na mobilização de sedimentos. Utilizando-se dos modelos de balanço de massa simplificado e o balanço de massa incorporando o efeito do cultivo. Os autores obtiveram uma taxa média para a área de estudo em torno de $50 \text{ tha}^{-1} \text{ a}^{-1}$, sendo considerada por tais, como relativamente elevada. Entretanto, estas podem ser determinadas por uma série de fatores, tais como: crostas superficiais envolvendo o *runoff*, inundações em decorrência de distúrbios do regime hidrológico regional e parâmetros geomorfológicos locais.

No Brasil, a aplicação da técnica do ^{137}Cs tem sido pouco desenvolvida no que diz respeito a medição de erosão em parcelas de cultivo. Tais esforços tem se concentrado nas porções sul e sudeste do país. O primeiro estudo aplicado relativo ao ^{137}Cs e a medição de erosão foi realizado por Guimarães em 1988. Esta primeira aproximação teve como objetivo estimar a erosão e sedimentação de solos em uma bacia do município de Piracicaba, estado de São Paulo (GUIMARÃES, 1988). Como resultado, Guimarães (op cit.) obteve três diferentes padrões de *fallout*, de acordo com as características de cada perfil analisado sobre a perspectiva do Modelo Proporcional. As taxas de erosão sobre parcela de culturas anuais terraceadas variaram entre $20 \text{ tha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ e $300 \text{ tha}^{-1} \text{ a}^{-1}$, enquanto que, em áreas de reflorestamento estas taxas foram bem inferiores, variando entre $18 \text{ tha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ e $23 \text{ tha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. E no terceiro ponto, sobre um lago, houve uma taxa de deposição de $18 \text{ tha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ a $32 \text{ tha}^{-1} \text{ a}^{-1}$.

Andrello (1997, 2001 e 2004) tem apresentado grandes contribuições para o desenvolvimento da técnica no país. Em uma primeira análise Andrello (1997), avaliou sobre uma bacia no norte do Paraná, taxas de erosão e deposição de solo utilizando-se de duas equações empíricas além do modelo proporcional, contemplando diferentes culturas em seis transectos de análise. Foram determinadas medidas de erosão com perda média de $13,9 \pm 1,11 \text{ tha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ para área de pastagem, $15,80 \pm 1,82 \text{ tha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ em culturas anuais, e ganho médio de $5,48 \pm 2,5 \text{ tha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ em cultivo de café.

Em estudos posteriores Andrello (2004) obteve importantes resultados quanto ao uso do modelo MP, MBM1 e equações empíricas para investigação de redistribuição de solos em parcelas de erosão da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), parcelas de erosão do Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR) e em áreas de mata e pastagem amostradas em Londrina e Porto Alegre. Foi verificado que as médias de redistribuição de ^{137}Cs obtidas pelo modelo MP e BMB1 nas taxas de deposição são mais sensíveis em relação à determinação de erosão, sendo sugerido pelo autor, o estabelecimento de uma comparação entre inventário de referência do ^{137}Cs e inventário de ^{137}Cs em amostras com menor desvio. Entretanto, o valor do inventário de referência de ^{137}Cs é muito dependente da variabilidade espacial da deposição do ^{137}Cs , o que implica muitas vezes em desvios grandes. Assim, considerando os desvios, torna-se difícil definir qual o melhor modelo a ser usado, devendo-se optar pelo mais simples (ANDRELLO, 2004).

No nordeste do Brasil, ainda existem poucas investigações acerca do padrão de erosão e deposição a partir do ^{137}Cs . Em sua grande parte, os estudos relacionados ao ^{137}Cs , procuram estabelecer parâmetros de inventários regionais. Fraga e Salcedo (2004), Santos (2004) e Antunes et al. (2010), procuraram estabelecer inventário médio para os estados da Paraíba e Pernambuco, respectivamente. Sendo verificado que, em latitudes

baixas a médias, o inventário de referência normalmente é muito menor que os valores obtidos em latitudes médias e altas. Os resultados variam entre 33 Bq m⁻² a, encontrado na Paraíba por Santos (2004) e 96 Bq m⁻² por Antunes et al. (2010).

Dentro desta perspectiva, verifica-se que estudos relacionados ao *fallout* de ¹³⁷Cs e seu uso como instrumento de medida de erosão e deposição, ainda encontra-se em estágio incipiente de desenvolvimento, necessitando ainda a realização de outros estudos neste âmbito, para que haja um maior consenso entre os resultados obtidos para diversas áreas em ambiente semiárido do Brasil.

2.5 A Radioatividade na Natureza

A radioatividade é parte componente de nosso ambiente. Nos dias atuais, podemos encontrar todos os elementos estáveis quimicamente de baixa massa (H) a mais alta (Pb e Bi). Todo elemento com razão atômica maior que o Bi é considerado radioativo. A Terra também contém uma quantidade significativa de radioisótopos de longa vida que sobrevive até o tempo presente. Como exemplo, temos o ⁴⁰K que, com uma meia-vida de 1.3 bilhões de anos possui a menor massa destes isótopos e decaimento beta para ambos, ⁴⁰Ar e ⁴⁰Ca.

De acordo com o CPEP (2003), três elementos de grande massa, a saber: ²³²Th (com meia vida de 14,1 bilhões de anos), ²³⁵U (meia-vida de 700 milhões de anos) e o ²³⁸U (meia-vida de 4,5 bilhões de anos) decaem através de complexas cadeias de elementos alfa e beta, culminando nas fases finais do ²⁰⁸Pb, ²⁰⁷Pb e ²⁰⁶Pb, respectivamente. Um dos produtos da cadeia do ²³⁸U, é o ²²²Rn (Radônio), com uma meia-vida de 3,8 dias. Este é considerado o responsável pelo nível mais elevado de radiação de fundo em muitas partes do mundo, devido ao seu caráter volátil de dentro para fora da superfície. Existe ainda, a produção contínua de alguns isótopos radioativo através de raios cósmicos

(partículas de alta energia oriundas da alta atmosfera), como o caso do ^{14}C e ^7Be . Além de este caráter tornar o ^{14}C útil para datação radioativa, o estudo da radioatividade é muito importante para se compreender a estrutura da Terra, porque o decaimento radioativo aquece o seu interior a temperaturas muito altas.

2.6 Radioatividade artificial e testes de armas nucleares

Muito antes da descoberta dos radionuclídeos artificiais, experimentos envolvendo a investigação dos componentes de um átomo, como base fundamental na elaboração da nova física nuclear, foram realizados. Desde o modelo de Rutherford (1911) de um átomo cercado por uma órbita de cargas negativas, passando por trabalhos de transmutação nuclear; descoberta do nêutron por James Chadwick (1932) até a fissão nuclear em 1938.

Baseado em estudos de Enrico Fermi sobre o bombardeamento de átomos por neutrons em 1934, Fermi e seus colegas concluíram que haviam criado um novo elemento com 94 prótons, no qual um nêutron era capturado pelo núcleo dando origem a um isótopo mais pesado. Interessados em dar continuidade a este estudo Lise Meitner, Otto Hahn e Fritz Strassmann analisaram o comportamento complexo de uma mistura de isótopos provenientes do bombardeamento de Urânio por neutrons lentos.

Ao contrário do que tinha concluído Fermi, o bombardeamento de urânio não produzia um isótopo mais pesado, mas novos elementos, muito mais leves que o urânio, resultante propriamente da divisão de seu núcleo. Tal descoberta somente veio à tona após a detecção de um destes elementos, definido como Ba, pelo sobrinho de Hahn, Otto Robert Frisch. Apesar da separação dos três pesquisadores durante a Segunda Guerra Mundial, em decorrência de sua descendência judaica, Lise Meitner, continuou a distância, seus estudos junto a Hahn e Strassmann. Após suas primeiras elocubrações,

Meitner e Frisch (1939) propuseram o termo “fissão nuclear”, já que os elementos resultantes teriam massa atômica 40% menor que o urânio, e suas partes seriam divididas em tamanhos aproximadamente iguais.

As reações nucleares dependem de uma reação entre neutrons e núcleo atômico. Com a descoberta da fissão nuclear o Urânio passou a ser adotado como um combustível comum para reatores nucleares, principalmente no núcleo de dois isótopos, como o ^{238}U e ^{235}U . A proporção de ocorrência em metal de urânio destes dois isótopos são 99,3 e 0,7%, respectivamente (COOPER et al. 2003). Em um reator, os neutrons produzidos pela fissão do ^{235}U são retardados por um moderador, para que sejam causadas mais fissões, propagando dessa forma uma reação em cadeia. Cooper et al (2003) explicam que durante a fissão do átomo de ^{235}U são divididos varios elementos (denominados de produto de fissão) com a liberação de grande quantidade de neutrons com alta energia, algumas emissoras de radiação gama outras por beta menos. Assim, quando a fissão é utilizada para fabricação de armamento nuclear, é necessário que haja uma rapida liberação de energia através da fissão, para que haja uma reprodução de grande número de fissões ao longo de um período de tempo muito curto. Como uma única fissão é capaz de produzir dois ou mais neutrons, a reação em cadeia tende ocorrer de forma muito rapida, aumentando a probabilidade de estes neutrons interagirem com núcleos cindíveis de maneira maximizada.

Em caminho oposto, a fusão nuclear pode ser definida como um processo pelo qual dois ou mais núcleos atômicos são unidos para a formação de um novo núcleo com maior numero atômico. Este processo geralmente é acompanhado por liberação ou absorção de grandes quantidades de energia. Se núcleos leves são forçados a se unirem, eles se fundirão e produzirão energia devido ao fato da massa da combinação ser menor do que a soma das massas dos núcleos individuais. Entretanto, os núcleos devem ter

altas energias para poderem superar a barreira coulombiana e fundirem-se (ANDRELLO, 2004). A fusão nuclear é um processo comum na formação de estrelas, bem como na fabricação de bombas H e ainda geração de energia elétrica.

Considerando-se o Ferro elemento de baixo peso atômico, pode-se afirmar que a fusão de dois núcleos com massa inferior ao Fe resulta em liberação de grande quantidade de energia, enquanto para núcleos mais pesados que o ferro ocorra o oposto, com uma maior absorção de energia. Em síntese, a fusão ocorre apenas por elementos leves, enquanto a fissão ocorre somente sobre elementos pesados.

A fusão nuclear utilizada na fabricação de armas nucleares, mais conhecidas como “armas termonucleares” ou “bombas de hidrogênio” é produzida a partir da introdução de isótopos de hidrogênios em núcleos pesados. Além de gerar três vezes mais energia que uma quantidade igual do ^{235}U no processo de fissão o processo de fusão nuclear requer altíssimas temperaturas (em milhões de graus centígrados). Dessa maneira Cooper et al (2003) explica que o único caminho prático em alcançar tais temperaturas é através do processo de fissão nuclear, sendo essencial para o processo de fusão a utilização de armas de fissão. Através desta relação de interdependência, a produção de energia oriunda do processo de fusão nuclear tende a gerar neutrons rápidos o suficiente para causar uma nova fissão no ^{238}U . Por tal motivo, a bomba de fusão pode ser rodeada por um manto de ^{238}U , que conseqüentemente interage com os neutrons de alta energia, provocando nova fissão e liberando mais energia. Cooper et al (op cit) representou a reação da seguinte forma: fissão \rightarrow fusão \rightarrow fissão.

Assim, um núcleo de ^{235}U fissionado poderá reproduzir quantas vezes for possível seu processo de colisão em outros núcleos físseis, já que a produção de dois ou mais neutrons em cada fissão ao encontrar novos núcleos possibilita uma reação em cadeia. Assim, a criação de um dispositivo explosivo que derive de forças destrutivas a partir de

reações nucleares, seja por fissão ou pela combinação de fissão e fusão, denominado por armas nucleares além de serem formas de destruição de massa é foco de discussões acerca do uso e controle dentro das políticas de relações internacionais.

Após a descoberta da fissão nuclear juntamente com sua tia, Otto Frisch em meio a II Guerra Mundial uni-se ao físico Rudolf Peirels e dá continuidade aos seus estudos em torno da fissão nuclear já no início da dec. de 1940. Rhodes (1986) explica que, diante dos acontecimentos, Otto e Peirels, publicam um memorando informando que seria possível produzir uma bomba atômica a partir da utilização de uma pequena quantidade de kg de urânio-235. De acordo com sua especulação, nenhuma estrutura feita pelo homem poderia resistir ao resultado da explosão, além da impossibilidade de se defender da grande quantidade de resíduo radioativo que permaneceria por muitos anos após a explosão. Através do enriquecimento de urânio para a criação de uma massa crítica (capaz de sustentar a reação nuclear) Otto calculou a quantidade exata de massa para acionar a bomba Little Boy que viria a explodir a cidade de Hiroshima.

Assim, grande parte da contaminação ambiental por radionuclídeos produzidos artificialmente teve sua origem a partir do descobrimento da fissão nuclear nos anos de 1938/39. Seguindo-se a década dos anos de 1940 até seu final, consideráveis quantidades de material radioativo foram liberadas a partir dos testes de armas nucleares. De acordo com Tkva e Berg (2004), durante a corrida armamentista nuclear na década de 1960, as explosões de testes atômicos atingiram o seu limite máximo, gerando sua redistribuição pela atmosfera global e conseqüentemente provocando seu decaimento em várias partes do mundo. Em 1963 foi assinado o “Limited Test Ban Treaty”, que proibia os participantes deste tratado (Estados Unidos, Inglaterra e a antiga União Soviética) de realizarem testes de armas nucleares na superfície terrestre, da água, ar ou em qualquer limite territorial da nação onde o teste foi realizado (ANDRELLO, 2004). Embora houvesse

esta preocupação com o rápido incremento na concentração mundial de poluentes radioativos, outras nações não participantes deste tratado (como por exemplo, a França, Índia e China) continuaram a realizar testes atmosféricos.

De acordo com a *United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation* - UNSCEAR (2000) os testes de armas nucleares na atmosfera ocorreram de 1945 a 1980 liberando continuamente material radioativo diretamente no ambiente. Porém, na tentativa de dar prosseguimento aos experimentos em armamento nuclear, os testes subterrâneos continuaram a acontecer até muito recentemente (fig. 02). Estima-se que o número de testes atmosféricos realizados pelo conjunto total de países tenha sido de 520 ao todo, sofrendo ligeiras modificações (UNSCEAR, 2000). Durante meio século Estados Unidos e a ex-União Soviética contribuíram com grande parte das explosões de testes atômicos, sendo os testes realizados em subsolo, segundo Eisenbud e Gesell (1997), em maior número. Cooper et al. (2003) explicam que, mesmo os testes atômicos subterrâneos, em regra, emitam pouca radiação dentro da biosfera, algumas explosões de radionuclídeos têm escapado em grande quantidade.

Durante o processo de explosão de uma arma nuclear, uma considerável quantidade de solo, rochas e partículas localizadas na superfície sofrem forte convecção, pela vaporização decorrente das altas temperaturas provocadas pela bola de fogo. Sendo assim, todo conjunto de partículas que estejam presente neste processo é contaminado pelos atmosferas radioativos produzidos. A forte explosão espalha-se na forma de um cogumelo, sobre o comprimento de oito a quinze quilômetros dependendo da energia envolvida. Com a progressiva diminuição dos efeitos imediatos da explosão, as partículas contaminadas são condensadas em pequenos aglomerados que, por sua vez, se depositam na superfície do solo. Segundo Andrello (2004) este efeito, caracterizado como “*fallout*” (precipitação radioativa) é fortemente influenciado pela atmosfera superior, e

depende tanto da direção, bem como da velocidade dos ventos para a determinação na extensão de áreas contaminadas.

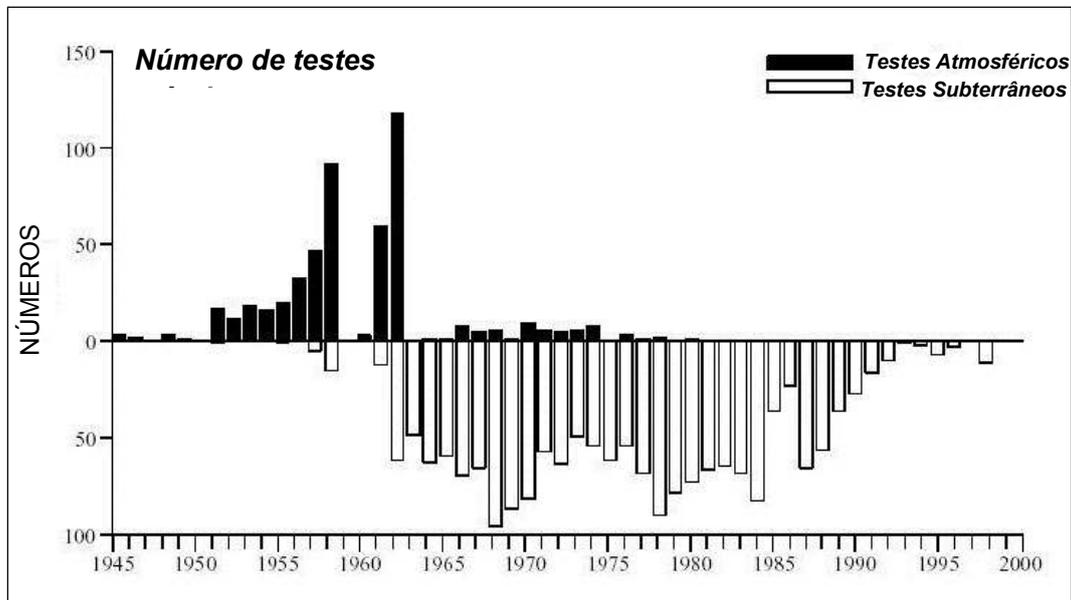


Figura 02: Numero de teste de armas nucleares realizados na atmosfera e subsolo.(Fonte adaptada de: *Exposures to the public from man-made sources of radiation, Annex C, UNSCEAR, 2000*).

A quantidade de *fallout* proveniente de testes atmosféricos possui dependência direta do local da explosão (latiutde e altitude). De forma geral, em testes conduzidos sobre a superfície, parte dos resíduos radioativos é depositada no mesmo local de origem, e outra parte é redistribuida regionalmente por até varios milhares de quilômetros em favor dos ventos. Não é de se admirar que maiores quantidades de detritos radioativos tenham sido depositados no hemisfério norte. Levando-se em consideração que a maior parte dos testes atmosféricos tenha ocorrido em dois principais períodos, a saber, 1952-1958 e 1961-1962, pelas duas grande potências armadas (Estados Unidos e ex-União Soviética) calcula-se que cerca de 40% de toda explosão por fissão concentrou-se no primeiro periodo e, 47% no segundo, com uma soma total de 89% entre os anos de

1952-1962. Enquanto que para a produção de fusão, contam 25% e 72% respectivamente para os dois períodos, com o total de 97%.

De acordo com a UNSCEAR (1993) o total de explosões atmosféricas no passado chegou a produzir 545 Mt de energia nuclear, consistindo 217 Mt por fissão e 328 Mt por fusão. A contribuição total de *fallout* para o nível local reduz-se a apenas 12 %, enquanto o restante tende a se redistribuir na troposfera com cerca de 10% e na estratosfera com 78%. Glasstone (1980) explica que o *fallout* pode ser dividido em dois momentos diferenciados. O primeiro conhecido como *fallout* local, é definido como aquele que atinge o solo nas primeiras 24 horas após uma explosão nuclear.

O *fallout* local produzido em superfície, subsuperfície ou por rajadas de ar, pode gerar contaminação radioativa em grandes extensões, repercutindo em risco biológico imediato. O segundo momento é conhecido como tardio ou de longo alcance, no qual o fallout é capaz de atingir a superfície após o primeiro dia e se estendendo até semanas ou anos. A partir deste período, partículas muito pequenas, invisíveis ao olho nu começam a depositar-se em pequenas proporções sobre a superfície terrestre. Esta diferenciação na emissão de radiação referida anteriormente através da redistribuição de material radioativo tende a promover uma produção de fallout gradual sobre as formações superficiais. O fallout global pode ocorrer de maneira distinta, tanto pela forma de explosão de baixa produção de energia (na ordem de quilotons), bem como por aquelas com alta produção de energia (na ordem de megatons). A depender da magnitude da explosão, o material gerado após o resfriamento da bola de fogo, além de alcançar grandes altitudes na estratosfera, tende a ser liberado para a superfície em proporções pequenas e graduais.

Quando a energia é liberada na faixa de quilotons, sua produção não chega a alcançar o topo da troposfera. Neste nível de alcance as partículas finas contidas nos

resíduos de tais explosões tendem a permanecer na troposfera até serem depositadas. Através de mecanismos gerados por reações químicas, tais como a formação de vapor de águas das nuvens, o material contaminado tende a ser precipitado, seja na forma de chuvas, neve ou diferentes formas de umidade. Levando-se em consideração que o tempo médio de residência do material em suspensão na troposfera seja na ordem de poucas semanas, parte deste material que permanece em suspensão é rapidamente carregado pelos ventos atmosféricos de elevadas altitudes no sentido leste. De acordo com Glasstone (1980) a difusão das nuvens de material contaminado, para norte ou sul, é relativamente lenta, tanto que a maior parte do fallout troposférico relativo às partículas finas é depositado apenas em uma faixa estreita que abrange todo o raio do globo na qual a detonação foi realizada, no período de 4 a 7 semanas (tempo médio do circuito completo realizado em torno do globo).

Em explosões de alta produção de energia, na ordem de megatons, grande parte dos resíduos atravessa a troposfera. Embora este caráter seja o principal responsável pela dispersão de material radioativo na estratosfera, outros fatores, tais como, altura da explosão, ambiente de detonação e variação da tropopausa são igualmente considerados na determinação do alcance e distribuição destes resíduos entre a troposfera e estratosfera. De maneira geral, as partículas maiores são imediatamente depositadas próximo ao ponto zero da explosão, enquanto as partículas muito finas permanecem na estratosfera e difundem-se pelo globo terrestre. Neste caso, a mobilidade destas partículas finas torna-se afetada pela ausência de nuvens, chuvas, e pouquíssimo oxigênio, precipitando-se lentamente na superfície do solo. Por tal motivo, o tempo médio de residência dos resíduos na estratosfera chega ao entorno de 7 anos. Glasstone (1980) explica que a difusão dos resíduos finos ocorre em todas as direções, de forma que os mesmos podem penetrar a troposfera em qualquer ponto do globo, quando a partir desde

momento adquire as mesmas características do *fallout* troposférico, depositando-se no solo, sobretudo através das chuvas (fig. 03)

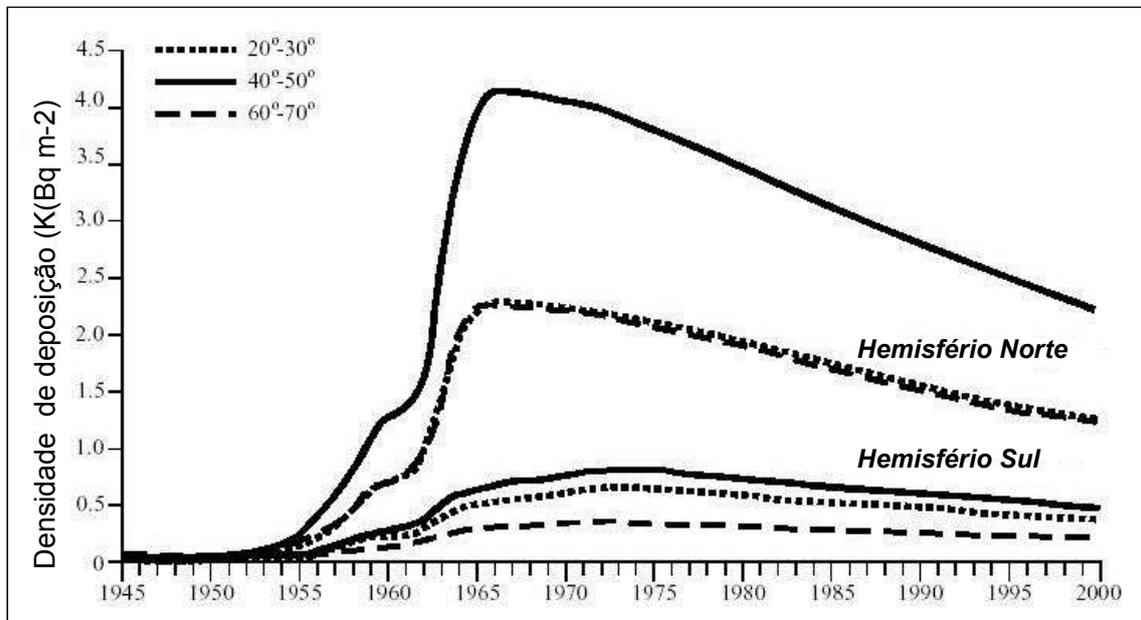


Figura 03: Densidade de deposição de Césio-137 nos hemisférios norte e sul calculado pela quantidade de fissão produzida com o modelo atmosférico. Fonte: Adaptada de: Exposures to the public from man-made sources of radiation, Annex C, UNSCEAR, 2000)

Para o Comitê Científico das Nações Unidas sobre os Efeitos da Radiação Atômica – UNSCEAR (1993) as latitudes 40° - 50° nos hemisférios norte e sul são tradicionalmente considerados como zona máxima de fallout. A seleção destes limites para estimativa de doses efetivas é baseada na variação das condições atmosféricas, já que os limites entre troposfera e estratosfera variam não só ao longo das latitudes, bem como sazonalmente. A figura 04 representa a forma pela qual ocorre a dispersão e deposição dos resíduos radioativos produzidos por testes nucleares de superfície.

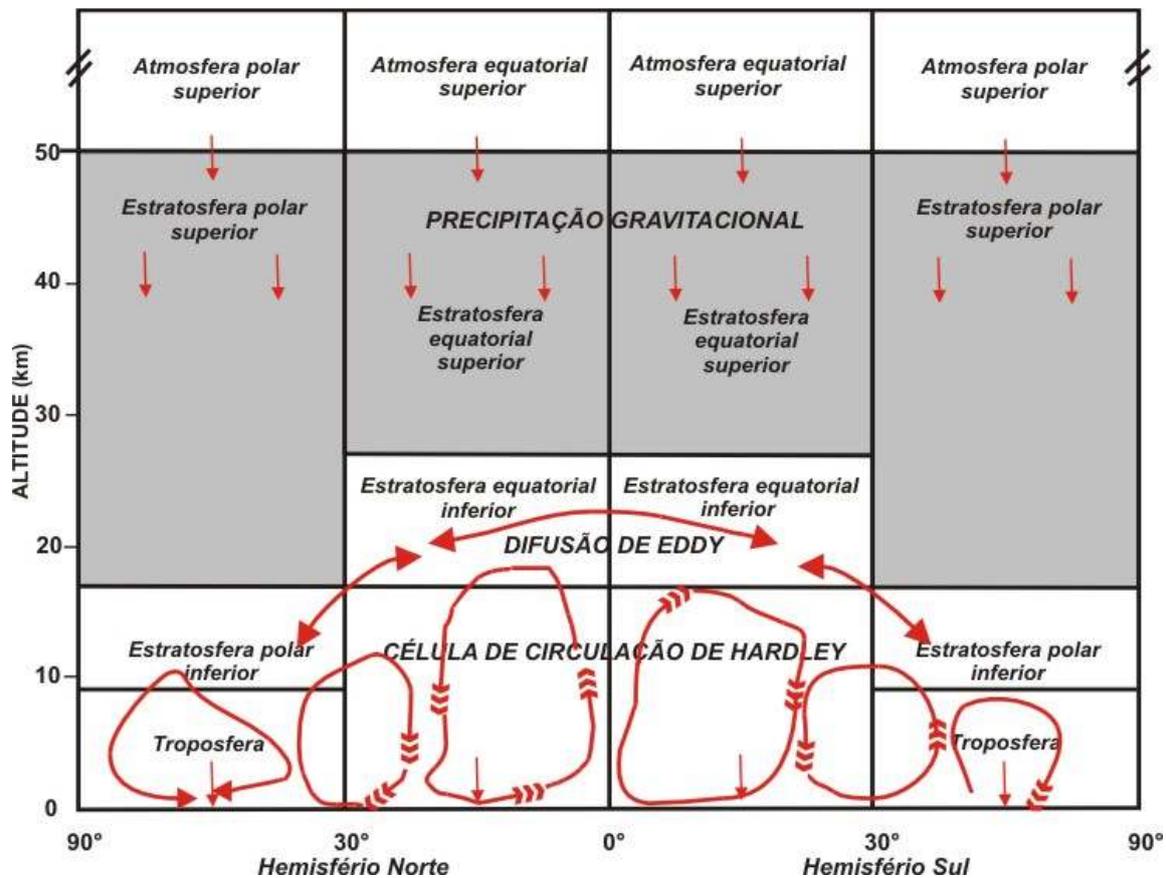


Figura 04: Modelo de dispersão e deposição dos resíduos radioativos produzidos por testes nucleares de superfície. Fonte: Adaptada de: Exposures to the public from man-made sources of radiation, Annex C UNSCEAR (2000)

De acordo com a UNSCEAR (2000) o diagrama ora apresentado compartimenta a atmosfera basicamente em duas regiões, a saber: equatorial e polar (de 0° a 30° e 30° a 90° de latitude, respectivamente). Mesmo ocorrendo uma variação de altura da troposfera ocasionada pela diferença latitudinal e sazonal, para o modelo proposto é assumido que nas regiões polares ela atinge uma altitude de 9 Km e 17 Km nas zonas equatoriais. Nota-se que a estratosfera polar é particularmente menos estável que as regiões tropicais, sobretudo durante as noites de inverno polar, onde a inversão térmica pode desaparecer e a divisão é descontinuada. Enquanto a estratosfera inferior varia entre 17 Km e 24 Km respectivamente entre regiões polares e equatoriais, a estratosfera superior iguala-se

para ambas regiões, alcançando até 50 Km de altitude. Apenas poucos testes injetaram material radioativo acima da estratosfera, designada como alta atmosfera, que se estende por centenas de quilômetros e incluem as regiões restantes nas quais os resíduos poderão ser eventualmente depositados na superfície terrestre (UNSCEAR, 2000).

Devido à fácil assimilação das partículas de resíduos radioativos aos aerossóis atmosféricos, estes são precipitados pela ação gravitacional a partir das altitudes superiores (fig. 04). Quando atinge a estratosfera inferior, a difusão de Eddy encarrega-se de transportar tais resíduos de forma irregular (em todas as direções) através das massas de ar que atuam entre o limite com a alta troposfera. Na troposfera, as células de Hadley, responsáveis pelo fluxo de circulação em altitudes inferiores, movimentam o material radioativo de forma variável, já que sua origem e expansão dependem da posição latitudinal e da estação do ano na qual se encontra. De acordo com a UNSCEAR (2000) o tempo médio de residência destes aerossóis na baixa estratosfera é de 3 a 12 meses para regiões polares e 8 a 24 meses para regiões equatoriais.

Outra fonte de exposição de radiação ambiental tem sua origem a partir de acidentes nucleares, em decorrência de uma série de países ainda se utilizarem da produção de energia elétrica por reatores nuclear, bem como por satélites que contêm radionuclídeos, tornando-se fontes de irradiação. Após o início da produção de energia nuclear por meio de técnicas nucleares, maiores emissões de radiação têm sido atribuídas aos acidentes ocorridos ao longo destes anos.

O principal e mais grave acidente nuclear ocorrido na história, aconteceu em abril de 1986, na Usina de Energia Nuclear de Chernobyl. Devido a não notificação do acidente logo em seu início e por falta de controle, altos níveis de radiação foram emitidos e depositados em toda região européia, sobretudo no território da ex-União Soviética. A liberação de radionuclídeo do reator através de uma forte explosão ocorreu principalmente

nos dez primeiros dias (ANDRELLO, 2004). Este tempo de emissão foi suficiente para que certa quantidade de radiação fosse transmitida para a estratosfera e precipitada sobre ambos os hemisférios, o que pode ter conduzido a alguma contaminação também no hemisfério sul.

De acordo com o Forum de Chernobyl realizado pela IAEA (2005) a nuvem formada pela explosão do reator RBMK-1000 expalhou por grande parte da Europa inúmeros tipos de materiais radioativos, dentre os quais se destacam o iodo e o radionuclídeo césio. O iodo-131, considerado o maior contribuinte para doses de irradiação nas glândulas tireóides, foi responsável até o ano de 2002 pelo diagnóstico de mais de 4000 casos de câncer na tireóide sobre o grupo de crianças que viveram durante o período do acidente na região circundante. Por possuir meia vida curta, com apenas oito dias de duração, grande parte do iodo desintegrado foi depositado imediatamente após poucas semanas do acidente. A outra maior parte do fallout atribuída ao césio-137 contribuiu tanto para doses externas quanto internas e pela sua meia vida longa (30,2 anos) ainda permanece em quantidades mensuráveis em solos, e alguns alimentos em toda parte da Europa.

2.7 O Césio

O Césio é um elemento químico de símbolo Cs e número atômico 55. Da família dos metais alcalinos, o nome Césio tem sua origem do Latin *caesius* (céu azul) devido sua cor azul pálida que ocorre durante a emissão térmica de átomos de césio excitados (HABASHI, 1997). De forma geral, o Césio é um elemento pouco estudado, entretanto, existem dois isótopos que despertam maior interesse tanto o Cs-135, pela sua longa vida (3.106 anos) quanto o Cs-137 por sua radiotoxicidade emitida a partir de testes e acidentes nucleares.

O Césio foi descoberto espectroscopicamente por Robert Wilhelm Bunsen e Gustav Robert Kirchhoff em 1860, sobre uma amostra de água mineral de Durkenheim, Alemanha (Hammond, 2006). Durante a evaporação de 40m³ de água, Kirchhoff e Bunsen transformaram uma amostra de metal alcalino em resíduo de carbonatos. O metal possui ponto de fusão a 28,44°C, ponto de ebulição a 671°C e valência 1. Esta forte valência eletropositiva proporciona ao césio uma boa reatividade química tanto em estado metálico quanto no estado combinado. Quando em estado metálico, os metais alcalinos tornam-se fortes agentes redutores, enquanto na sua forma combinada são considerados os mais estáveis de todos os cátions (ANDRELLO, 2004). Hammond (2006) explica que o césio, juntamente com o gálio e o mercúrio são os únicos metais em estado líquido para temperaturas ambientes.

Kabata-Pendias (2011) explica que, embora o césio seja um elemento de ocorrência natural rara em ambiente terrestre, este metal alcalino, possui propriedades e comportamento similar ao Rubídio, além de ter grande assimilação com aluminossilicatos. Por tal motivo é muito comum encontrar certa concentração deste isótopo em rochas ígneas ácidas e em sedimentos argilosos, em quantidades de 2 a 10 mg/kg. O Césio faz parte da composição de três minerais, dentre os quais destacam-se a lepidolita a polucite (alumino-silicato de césio). Este segundo, de composição $H_4Cs_4Si_9O_{27}$, contendo Cs_2O entre 5% e 32% possui interesse comercial. Outros minerais mais comuns na natureza, tais como as micas e feldspato também contém certa quantidade de Cs. Segundo Hammond (2006) uma dos locais mais ricos em césio do mundo encontra-se no lago Bernic, Manitoba, com estimativas de concentração em 300.000 Tn de polucite para 20% de césio.

O césio não é considerado com um agente biológico, porém suas propriedades químicas são similares a um elemento essencial para vida como o potássio. Não é de se

surpreender que o césio quando inserido nos sistemas biológicos, incluindo o organismo humano, comporta-se como o potássio. Ao ser introduzido no ambiente, o ^{137}Cs por exemplo, pode ser transferido e acumulado em grande escala terrestre, bem como, em ecossistemas aquáticos. A vegetação, como base da cadeia de alimentação, acumula o ^{137}Cs depositado em folhas e solo. A extensão de transferência do solo pelas raízes pode variar consideravelmente (UNSCEAR, 1977).

2.8 O Césio-137 (^{137}Cs)

A produção artificial de césio em um reator ocorre principalmente por meio do processo de fissão nuclear do U-235. Após a ruptura do núcleo em duas partes muito instáveis a fissão é acompanhada pela liberação de energia e de dois neutrons. Esta primeira etapa define-se como produto de fissão primária. Segundo Agalesdes et al. (2000) existem 56 produtos de fissão primária, em geral, muito instáveis e, porque existe um grande número de nêutrons disponíveis para novas reações de captura, seus núcleos decaem rapidamente dando lugar a novos núcleos até atingirem produtos estáveis. Estes elementos produzidos indiretamente pelos produtos de fissão primária são denominados por produtos de fissão secundária.

Durante a produção de fissão primária ocorrem dois pontos máximos, representados pelo estrôncio-95 e outro pelo césio-138. O ^{134}Cs e ^{137}Cs não se incluem nesta primeira etapa, por serem produtos de decaimento primário. O ^{134}Cs tem sua origem na captura de nêutrons do estável césio-133, que por sua vez, é produzido a partir do decaimento radioativo de três principais produtos de fissão, o antimônio-133, telúrio-133 metaestável e o telúrio-133 de alto rendimento de fissão (AGALESDES et al, 2000)

Já o césio-137 tem sua origem da cadeia de decaimento do telúrio-137. Como o telúrio não é um produto de fissão primária sua produção ocorre pela própria captura de

neutrons dos telúrios 131, 133, 133m e 134. Sendo assim, a produção de ^{137}Cs é proporcionalmente dependente à taxa de combustão.

Com os registros iniciais de concentração de ^{137}Cs a partir de 1952 nas explosões das primeiras bombas termonucleares e os inúmeros testes que se sucederam até o tratado de limite dos testes nucleares em 1963, o inventário de deposição sofreu uma rápida diminuição até a década de 1980, quando finalmente os testes atmosféricos são extinguidos. Somando-se a este quantitativo, novas doses foram liberadas para a atmosfera através do acidente do reator nuclear de Chernobyl em 1986. Em consequência destes dois eventos de emissão de radiocésio no meio ambiente, dentre todos os isótopos de Cs, o Césio-137 recebeu maior destaque em estudos científicos, especialmente pela preocupação com a distribuição de subprodutos de energia atômica. Existem ainda outras formas de produção antropogênica de radionuclídeos, incluindo a mineração e processamento de minério de polucite; cinzas da queima de carvão e insineração de lixo urbano (KABATA-PENDIAS, 2011).

Nos solos, o Cs-137 comporta-se de maneira semelhante ao Cs estável. Quando depositado superficialmente no solo, o ^{137}Cs é fortemente adsorvido pelas frações de minerais de argila e matéria orgânica, sofrendo migração lenta em seu perfil. Zaccone et al. (2007) comprovaram tal afirmação ao estudar solos altamente orgânicos e pantanos ombrotóxicos na Suíça, nos quais foram encontrados elevados picos de radiocésio, correspondente ao acidente de Chernobyl.

O decaimento do ^{137}Cs ocorre por emissão beta menos (β^-) descendendo para o ^{137}Ba com uma energia diferencial de 1.176 MeV. Este decaimento ocorre em duas direções diferentes (fig. 05). De acordo com Podgorsak (2010) no primeiro caminho, a probabilidade de decaimento é mais frequente, com 94,6% de ocorrência. Ao decair para o bário-137m o ^{137}Cs produz energia máxima de 0.514MeV (fig. 36). O Ba-137m é

definido como estado metaestável e decai com uma meia-vida de 2.552 min. para o estado fundamental do Ba-137 através da emissão de um fóton com energia de 0,662 MeV (mais comumente definido com 661,66 KeV). Embora este valor de pico possa variar em muitos casos, a depender do inventário obtido em determinado local de coleta da amostra contendo resíduos de ^{137}Cs , esta medida padrão de raio gama caracteriza a ocorrência de césio-137 em espectrometria gama. No segundo caso, com probabilidade de 5,4% de ocorrência, o decaimento β^- procede diretamente do ^{137}Cs para o estado fundamental do Ba-137 com energia máxima de eletrons de 1,176 MeV (PODGORSAK, 2010).

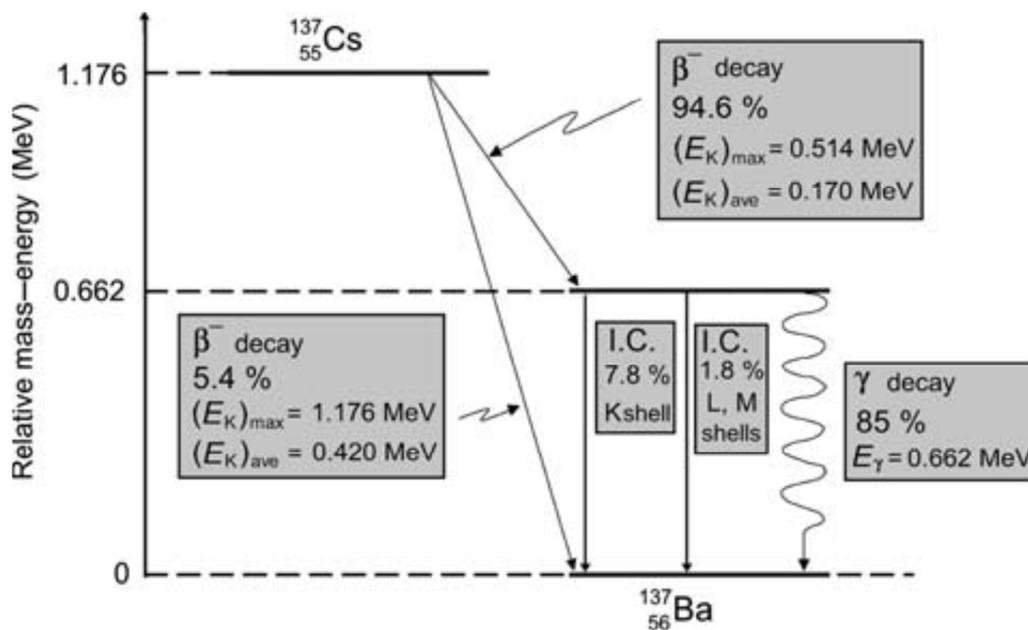


Figura 05: Série de decaimento do Cs-137.

3 MATERIAIS E MÉTODO

3.1 Mapeamentos de bases cartográficas

Seguindo o padrão atual, a construção de uma boa base cartográfica apoia-se sobre a utilização de SIGs, bem como em dados de origem SRTM – Shuttle Radar Topography Mission. Devido à necessidade de maior precisão na obtenção de dados topográficos em escala adequada, a base de dados escolhida para a realização dos mapeamentos base foram as imagens SRTM com resolução de 90m, interpoladas pelo projeto TOPODATA para a resolução de 30m. A utilização do SRTM permite dentre uma infinidade de uso, a modelagem, interpretação e análise do relevo. “Na forma trivial, modelos digitais de elevação (MDE) são arquivos que contém registros altimétricos estruturados em linhas e colunas georreferenciadas, como uma imagem com um valor de elevação em cada pixel (VALERIANO, 2008)”.

Sendo assim, todas as demais análises basearam-se na extração dos dados planialtimétricos (MDE) inseridos nas imagens SRTM, imprescindíveis no momento atual para a ciência geomorfológica, como visto por Carvalho e Bayer (2008); Valeriano e Rossetti (2008).

A partir da utilização da imagem TOPODATA, com resolução de 30m, foi obtido em gabinete o modelo digital de elevação (MDE) disponibilizado na internet pelo Banco de dados Geomorfométricos do Brasil do INPE, no formato GeoTiff. Através da utilização do software Arcgis 9.3, disponível no Laboratório SERGEO do Departamento de Ciências Geográficas da UFPE, a imagem da área de estudo foi processada, obtendo-se como resultados, a delimitação da área de estudo, bem como da bacia na qual a área se insere regionalmente; identificação de toda rede de drenagem, confecção de mapas isométricos

e de declividade, todos necessários para a confecção dos mapas geomorfológicos, de escala local e regional.

Para a obtenção dos mapas de Geologia foi utilizada a base de dados da CPRM (2005), e imagem STRM interpolada para 30m a fim de obter-se a delimitação da área da bacia. Já para o mapa de Solo, foi utilizada outra fonte de dados disponibilizada pelo ZAPE (2000) e EMBRAPA SOLOS (2001) igualmente em junção com a base de dados obtida para a bacia na imagem SRTM.

3.2 Mapeamento Geomorfológico

Embora ainda seja uma questão de difícil unanimidade, como referido por Argento (1998) existem alguns precedentes que vem corroborando para uma unificação dos padrões utilizados no Nordeste Brasileiro sobre a questão do mapeamento geomorfológico. No que se refere ao mapeamento temático geomorfológico, segundo Argento (op cit.) não é necessário um emprego de técnicas detalhadas, pois sua base fundamental está relacionada às informações planialtimétrica, e estas, devem ser levados em consideração, para que os resultados obtidos tenham uma base confiável.

Para a realização do mapeamento geomorfológico regional em escala de 1:230.000, foi levado em consideração o cruzamento de dados de morfométricos e de morfologia do relevo. Seguindo os critérios apresentados pela União Geográfica Internacional e Rodrigues e Brito (2000), O mapa geomorfológico regional foi dividido em morfometria (altimetria e desníveis), gênese (degradação e agradação) e morfologias (formas do perfil, concavidades, convexidades, retilineidades, rupturas, topo, fundos de vales etc.).

De maneira diferencial, o mapeamento de detalhe, segundo a metodologia de Demek (1972), na qual estabelece medidas qualitativas e quantitativas das formas,

ênfatizou outros atributos observáveis em escala local. Este tipo de mapeamento tem por objetivo estabelecer a gênese do relevo através da correlação entre materiais, processos morfodinâmicos e idade, verificando o arranjo espacial e de seu sistema e relações mutuas (RODRIGUES E BRITO, 2000). Assim, além da utilização de dados morfológicos e morfométricos do relevo encontrado na bacia, foi necessário ainda, adicionar dados qualitativos marcados em campo através de dois tipos de GPS, a saber: o GPS Garmim Etrex VistaHcx, e o GPS geodésico PRO-XH – Trimble em caráter acessório para a realização do mapeamento em detalhe foram utilizadas imagens georeferenciadas em mosaico para área de estudo, DIGITAL GLOBE de 23/11/2003 e CNES/SPOT de 11/10/2007 disponibilizada pelo software Google Earth. A legenda foi criada a partir de uma adaptação da nomenclatura proposta na metodologia dos estilos fluviais de Fryirs e Brierley (2005) e aplicada por Souza (2008) para a bacia do riacho Salgado.

Com o objetivo de melhorar a escala de detalhe das formas e atributos adicionais, tentou-se identificar de maneira mais específica os tipos de morfologias antropogênicas que tendem a impedir a livre circulação dos fluxos canalizados existentes na bacia. Para tanto, foi realizada uma correlação entre os compartimentos, as morfologias, cobertura superficial, bem como as relações espaciais estabelecidas na bacia.

O tratamento dos dados foi realizado a partir do SIG Arcgis 9.3, em escala de 1:25.000, no qual os dados obtidos do software Google Earth em formato kml, convertidos em formato tiff foram adicionados ao MDT gerado pela imagem SRTM interpoladas na resolução de 30m para que fossem delimitados com precisão os compartimentos geomorfológicos existentes.

3.3 Mapeamento de uso do solo

O mapa de uso do solo foi confeccionado através do cruzamento de dados obtidos em campo através de GPS (referidos anteriormente), bem como pela utilização das imagens georeferenciadas em mosaico DIGITAL GLOBE de 23/11/2003 e CNES/SPOT de 11/10/2007.

A classificação do uso de solo através do tratamento de imagens de satélite tem representado uma ótima opção para se trabalhar dados obtidos em campo. Embora em sua grande maioria estes mapeamentos estejam relacionados ao tratamento de imagens de satélite e interpretação de isovalores (KAWAKUBO ET AL., 2005) para detecção de diferentes usos do solo, o trabalho aplicado à análise e interpretação das imagens deve-se a classificação dos usos relacionados às divisões espaciais de coberturas de terra entre a condição da vegetação, seguindo a diferenciação adotada por Corrêa (1997), adensamento de ocupação habitacional no interior da bacia, construções antrópicas, área mais utilizada para pasto e culturas, bem como corte de estradas e caminhos em nível de detalhe de 1:25.000. A aplicação da análise seguiu as etapas adotadas por Silva (2009) para análise de cobertura e interpretação das divisões territoriais e tipo de uso.

3.4 Mapeamento de Índice de Vegetação da Diferença Normalizada – IVDN

O uso de Sigs tem se apresentado como uma importante ferramenta para as geociências na confecção de mapas e análise quantitativa. Assim, dados obtidos por sensoriamento remoto tem recebido grande destaque em pesquisas que contemplam a variabilidade e dinâmica do comportamento da cobertura vegetal sazonalmente entre um ano e outro.

Uma das finalidades do IVDN, segundo Menezes et al. (2007) é diminuir o trabalho de análise dos dados orbitais, através da maximização de informações espectrais da vegetação no menor número de bandas de operação dos sensores. Outra forma de uso do IVDN é como instrumento de previsibilidade climática. Gutman & Igantov (1998) utilizando-se de dados mensais do índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN) produziram frações de vegetação com o objetivo de incorporá-los em modelos de previsão de tempo e clima. A alta sensibilidade da cobertura vegetal frente às mudanças sazonais no uso do solo, ou mesmo eventuais, causadas por episódios climáticos de alta magnitude e baixa recorrência tende a responder prontamente ao *inputs* climáticos. Na análise espectral o IVDN tem o intuito de ressaltar o comportamento da vegetação em relação ao solo e a outros alvos da superfície (Moreira, 2003).

Allen Et al. (2002) descreve o IVDN como a razão entre a diferença das refletividades do IV-próximo (ρ_4) e do vermelho (ρ_3) e a soma das mesmas, dada pela seguinte equação:

$$IVDN = (\rho_4 - \rho_3)/(\rho_4 + \rho_3) \quad (01)$$

Com finalidade de avaliar temporalmente a vegetação durante período chuvoso do satélite LANDSAT 5 nas bandas 3 (vermelho) e 4 (infravermelho próximo), foi utilizada uma imagem (Tabela 03) obtida através do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). A imagem foi pré-processada por meio do Arcgis 9.3, incluindo a correção geométrica (georeferenciamento e registro) e o recorte de análise como referido por Altmann, Et al. (2009). O georeferenciamento é uma etapa imprescindível para que seja realizada a correção geométrica, concedendo a imagem um sistema de coordenadas do mundo real e corrigindo eventuais deformidades decorrentes do processo de aquisição da imagem de satélite (ALTMANN Et al., op cit.).

Tabela 03: Dados da imagem utilizada para análise de IVDN (Fonte: INPE)

| Data da imagem | Satélite | Órbita-Ponto | Resolução Espacial | Bandas Usadas |
|----------------|-----------|--------------|--------------------|---------------|
| 31/05/2010 | Landsat 5 | 216-66 | 30m | 3 e 4 |

São atribuídos para cada índice Os valores numéricos obtidos no cálculo de IVDN variam entre -1 e 1, entretanto a vegetação está sempre associada aos valores positivos na imagem. Materiais que refletem mais intensamente na porção do vermelho em contraste com o infravermelho próximo apresentam IVDN negativo. Assim a presença de nuvens, água ou neve sempre estará atrelada aos valores negativos obtidos na imagem. Por outro lado, Rizzi (2004) explica que a presença de solo descoberto e rochas, refletem o vermelho e o infravermelho na mesma intensidade, tendo como resultado valores de IVDN próximos à zero.

3.5 Análise do ritmo climático para bacia do riacho Salgado

A análise rítmica como ferramenta metodológica tem sido utilizada nas investigações geográficas com o objetivo de estudar os impactos dos elementos climáticos sobre a dinâmica processual dos ambientes naturais e antropizados. Sendo assim, o conhecimento em climatologia promove uma integração geográfica do comportamento atmosférico baseado em anos padrão, sem que os valores sejam generalizados a partir da obtenção de médias, mas centrando o foco sobre a compreensão da dinâmica dos processos, onde se considera o ritmo habitual e o excepcional nas séries de análise temporal. Este tipo de análise torna-se muito pertinente à investigação da dinâmica atmosférica em ambientes semiáridos, pois, baseado na irregularidade das precipitações a observação dos eventos pontual ganha muito mais

importância quando da avaliação dos impactos decorrentes da energia liberada em períodos de máxima precipitação.

A metodologia fundamenta-se na ideia inicial de Monteiro (1962) em investigar a atuação dos sistemas secundários responsáveis pela mudança do ritmo climático, e ainda na avaliação sucessiva e contínua, dos estados atmosféricos de acordo com suas articulações para o retorno de mesmo estado inicial (Monteiro, 1971). No caso do presente estudo, a análise foi limitada aos anos atípicos, com ênfase em anos nos quais ocorreu um excesso de precipitação ao longo da estação chuvosa. Esta observação é realizada para definir em quais períodos de transição - da estiagem para as chuvas concentradas - um evento de alta magnitude pode promover o incremento da taxa de sedimentação. Para tanto, a escala de observação limitou-se a padrões anômalos de meses e dias com forte concentração de precipitações.

Com finalidade de identificar a natureza e repetição de eventos desencadeadores de erosão e sedimentação na bacia do Riacho Salgado foi realizada uma análise rítmica do clima para o período de 1978 a 2008. Foram utilizados, dados históricos mensais do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e da Agência Nacional de Águas (ANA), exceto para os anos de 1989 e 1990, devido à ausência de dados para os períodos. A partir destes dados foram elaborados histogramas que evidenciam as mudanças bruscas nos índices de precipitação para os períodos de 1985 (concentração do evento entre janeiro e maio) e de 2004 (idem ao primeiro caso). Com finalidade de identificar a gênese dos eventos mais recentes de precipitação arritmica foram utilizadas imagens do satélite METEOSAT-7 para a área, para o ano de 2004 e imagem de *National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research* (NCEP-NCAR) com finalidade de identificar os deslocamentos dos sistemas operantes. No ano de 2008 foram utilizadas duas imagens Goes 12 e 10 (CPTEC) do dia 29/02/2008 para avaliação do sistema convectivo atuante durante o período chuvoso na área de estudo

3.6 Trabalhos de campo e coleta de materiais

As campanhas de campo para este trabalho iniciaram-se em dezembro de 2007 entre os dias 8 e 11, com o objetivo de selecionar pontos para coleta de sedimentos e áreas a serem mapeadas, onde estivessem empiricamente ocorrendo processos avançados de degradação, definidos ora pelos próprios fatores naturais, ora pela intervenção antrópica entre leito e pedimentos.

O segundo trabalho de campo foi efetuado entre os dias 7 e 9 de janeiro de 2008. Ainda sobre o regime de estiagem, foram coletadas as primeiras amostras de referência para análise do Cs-137, além da realização do mapeamento em microescala em três áreas previamente selecionadas. Ao todo foram coletados três pontos de referência no alto da bacia.

O terceiro trabalho de campo realizado entre os dias 28 de fevereiro e 2 de março de 2008, teve por objetivo escolher pontos de coleta de material de carga de fundo, composto por seixos de tamanho 2 a 10 cm para observação da movimentação inicial de carga de fundo durante o período chuvoso.

O quarto trabalho de campo foi realizado entre os dias 7 e 10 de agosto de 2008, ao final do período úmido. Além da seleção e coleta de amostras dos cinco transectos em diferentes áreas de uso da bacia, foi verificado ainda, o transporte e comportamento que os seixos selecionados sofreram ao longo do período chuvoso. Em 14 e 15 de novembro de 2008, foi realizado o quinto trabalho de campo, no qual foram coletadas mais uma amostra de referência e um transecto para análise de Cs-137. Para controle de campo e finalizar a coleta de amostra de carga de leito o último campo foi realizado entre 30 de outubro e 02 de novembro de 2011. Nesta última oportunidade algumas amostras de

sedimentos foram novamente coletadas, devido a obtenção em laboratório de resultados incongruentes, bem como a seleção de material de carga de fundo para medição e quantificação em laboratório.

3.7 Monitoramento da mobilidade de carga de fundo do leito

Em razão da variabilidade espacial do transporte de carga de leito e o movimento esporádico das frações grossas, muitos métodos têm sido desenvolvido na tentativa de avaliar a movimentação de partículas em seu percurso. Assim a utilização de sedimentos marcadores tem demonstrado bons resultados quanto a medição da distância percorrida e o comportamento de frações grossas em leitos de rios efêmeros. Hassan e Ergenzinger (2003) enumeraram uma série de métodos de sedimentos traço, levando em consideração suas vantagens e desvantagens. Dentre os métodos que mais se adequou às condições locais e logísticas para este estudo, foi escolhido o método de monitoramento por pintura das partículas, aplicados por Leopold et al. (1966); Hassan et al. (1992) e Mao e Surian (2010).

Este método além de simples apresenta-se como uma técnica barata, permitindo o uso de um grande número de partículas de amostragem sem limitações para o tamanho mínimo das frações. Entretanto, segundo Hassan e Ergenzinger (2003), este método não pode ser empregado em descargas de alta magnitude durante as cheias, tão pouco sobre longo período.

3.7.1 Estratégia de amostragem e período abrangido

A estratégia de amostragem consistiu na seleção de três áreas compostas por características frequentemente encontradas ao longo do trecho confinado do leito do rio. Para melhor monitoramento, foram coletados inicialmente seixos na fração cascalho (fino-

grosso) em grupos de 200 para cada ponto de amostragem e, em seguida pintados em cores diferenciadas, no caso de ocorrer mistura de material ao longo do transporte percorrido. Após a separação dos grupos por cores, os seixos foram novamente depositados em três pontos estratégicos de análise dos sedimentos traços ao longo de um trecho de leito confinado no riacho Salgado, a saber: ponto 1 - área de step-pools¹; ponto 2 – barra arenosa no centro do canal e ponto 3 - depósito de cascalho de forma lobada em leito retilíneo (fig. 06).

Ao todo foram realizadas mais duas visitas a campo. A primeira em agosto de 2008 e a segunda em novembro de 2011.

O procedimento utilizado no retorno ao campo seguem padrão similar utilizado por Surian et al. (2009). No primeiro retorno, após o período chuvoso, os três pontos de amostragem foram fotografados, com a finalidade de avaliar a movimentação dos seixos após o período chuvoso. Todos os seixos que ainda permaneceram no canal, seja no ponto inicial, sejam em pontos secundários foram medidos por intermédio de um paquímetro digital (Eletronic Digital Calliper) da marca Marberg. E novamente depositado no ponto encontrado. As distâncias percorridas foram medidas por uma trena.

Na segunda visita, ocorrida em novembro de 2011, procurou-se verificar se os seixos encontrados anteriormente haviam sofrido movimentação e quantos ainda permaneceram intactos.

¹ Preferiu-se utilizar esta terminologia, por se tratar de classificação amplamente empregada pela literatura especializada na área de geomorfologia fluvial, embora possa ser encontrado na forma traduzida como “degrau-marmita”.



Figura 06: Pontos de amostragem para análise de movimentação de carga de leito. (Renata Azambuja e Felipe Silva, fev./2008).

3.8 Medições de erosão: estratégia de amostragem do ^{137}Cs

Foram coletados na área de estudo cinco perfis de referência de amostras globais, e cinco transectos de amostragem, contabilizando ao todo 16 perfis. Exceto para as amostras de referência que alcançaram 15 cm de profundidade, as análises dos perfis em transecto foi baseada na divisão de incremento a cada 3 cm, com alcance em geral, de profundidades de 12 cm, perfazendo 157 amostras.

A escolha do tipo de design na coleta de amostras em estudo de redistribuição de solos tem por objetivo mensurar áreas de perda de solo (erosão) e ganho (deposição). Pennock e Appleby (2002) explicam que situações em que os processos físicos envolvidos na remoção de camadas contendo aporte de ^{137}Cs com perda de material superficial, como movimentos de massa do tipo deslizamento e fluxos de detrito, ou ainda *piping* não são favoráveis para aplicação de radionuclídeos. Sendo assim, a estratégia de escolha para os locais baseia-se basicamente em dois fatores principais de redistribuição: o cultivo direto de terras e o escoamento superficial. A redistribuição por cultivo é causada por incremento do deslocamento de solo ao longo do tempo, e é especialmente adequada para estudos que utilizam a técnica do ^{137}Cs (PENNOCK e APPLEBY, 2002). Levando-se em consideração que a redistribuição do ^{137}Cs no solo é melhor documentada sobre a atuação de fluxos não concentrados e que, no semiárido do nordeste brasileiro este pode ser considerado com o principal fator de erosão dos solos, esta técnica se aplica bem a tais processos.

Segundo Pennock e Appleby (2002), em primeira instância, a escolha apropriada do design de transecto em vertentes depende em grande parte do plano de curvatura. Como na bacia analisada em questão não houve curvaturas significativas das vertentes, foi escolhido o transecto em topossequência, baseado na premissa de que cada ponto

escolhido na paisagem recebe o escoamento apenas do ponto imediatamente localizado a montante como é ilustrado na figura 07.

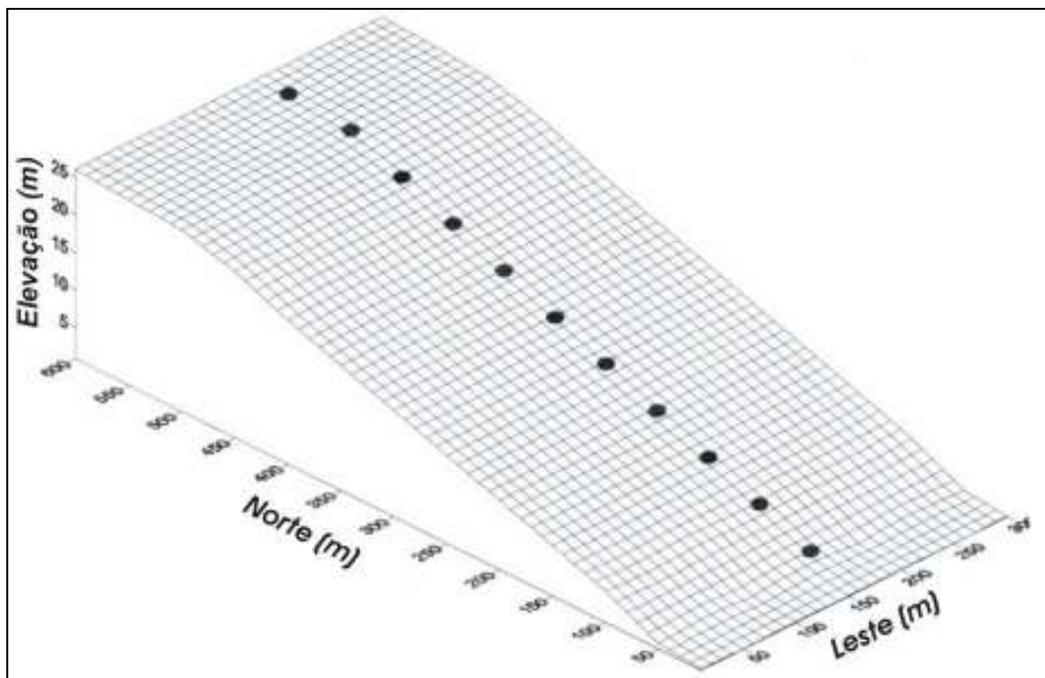


Figura 07: Exemplo de um transecto em topossequência sobre superfície inclinada. Fonte: Adaptado de Pennock e Appleby, (2002).

Verificado este primeiro passo de reconhecimento de campo, no qual o objetivo principal é criar um plano de informações ambientais e socioeconômica que ofereçam boas condições para a avaliação de processos de erosão e sedimentação, parte-se para outra fase. A etapa seguinte caracteriza-se pela seleção de pontos de amostragem condicionados tanto pelas próprias condições ambientais, bem como pelas práticas culturais. Para tanto, a seleção adequada dos locais de referência, tende a ser fundamental para que a técnica tenha sucesso. Tal como Schoorl et al (2004), foram estabelecidos três locais para coleta de amostras referência, localizados no topo da bacia, em áreas não perturbadas e de não erosão. Embora, esta tenha sido uma tarefa de difícil resolução, devido à aparente degradação da paisagem e vestígios de uso e ocupação,

todas as áreas referências obtiveram contagem superior aos transectos selecionados. O inventário de uma área referência ideal reflete apenas o *input* do decaimento de radionuclídeos específicos na atmosfera ao longo do tempo, devendo ser posteriormente comparado com medidas nacionais e globais de deposição.

3.8.1 Coleta de material

Seguindo os critérios sugeridos por Campbell Et al. (1988), Loughran Et al. (1992) e Walling e Quine (1993), o método de coleta escolhido para determinar a quantidade do radionuclídeo ^{137}Cs nas amostras baseou-se na utilização de um dispositivo chamado *Scraper-plate*. Este instrumento é munido de duas componentes, a saber, uma moldura de aço ou alumínio com medida interna de 40x40cm utilizada para fixação no solo e, uma placa e barra cilíndrica de metal ajustável, com orifícios de intervalo de 1 cm, para raspar ou remover incrementos de profundidades de amostras no interior da área emoldurada (fig. 08).

A vantagem da utilização desta técnica é o fácil manuseio do instrumento, além do fornecimento de grande volume de material para análise. A transferência do material da moldura para o saco de polietileno se deu tanto por colher de pedreiro, quanto por pás de jardineiro. Apesar de sua construção e adaptação estarem de acordo com a necessidade de coleta do usuário, para análise em radionuclídeos com o ^{137}Cs , segundo Loughran et al. (2002), raspagens com até 40 cm de profundidade são satisfatórias. No caso desta pesquisa, impedimentos ao escavar perfis de análise, devido à alta densidade de fragmentos rochosos subsuperficial, ou mesmo presença de raízes, além da baixa contagem para profundidades superiores aos primeiros 12 centímetros, induziram à coleta somente a este limite de profundidade em praticamente todos os solos amostrados.



Figura 08: *Scrape Plate* utilizado para coleta de amostras para análise de Cs-137 com incremento a cada 3 cm de profundidade. Foto: Diogo Galvão, nov./2011.

Como referido anteriormente, a área referência foi escolhida baseada no critério de conservação, possivelmente máxima, das características originais da vegetação de caatinga encontrada no ambiente semiárido do Nordeste do Brasil, tal que, o inventário de estocagem de ^{137}Cs , demostre perda e ganho dentro da bacia analisada. A escolha de interesse para análise dos cinco transectos na amostragem do ^{137}Cs compreendeu quatro subcategorias de ambientes inseridos na bacia do Riacho Salgado. Dois transectos em topossequência foram obtidos no alto curso do riacho, de estilo fluvial confinado; dois no médio curso, em plano semiconfinado e um no baixo curso, com plano não confinado (fig. 09)

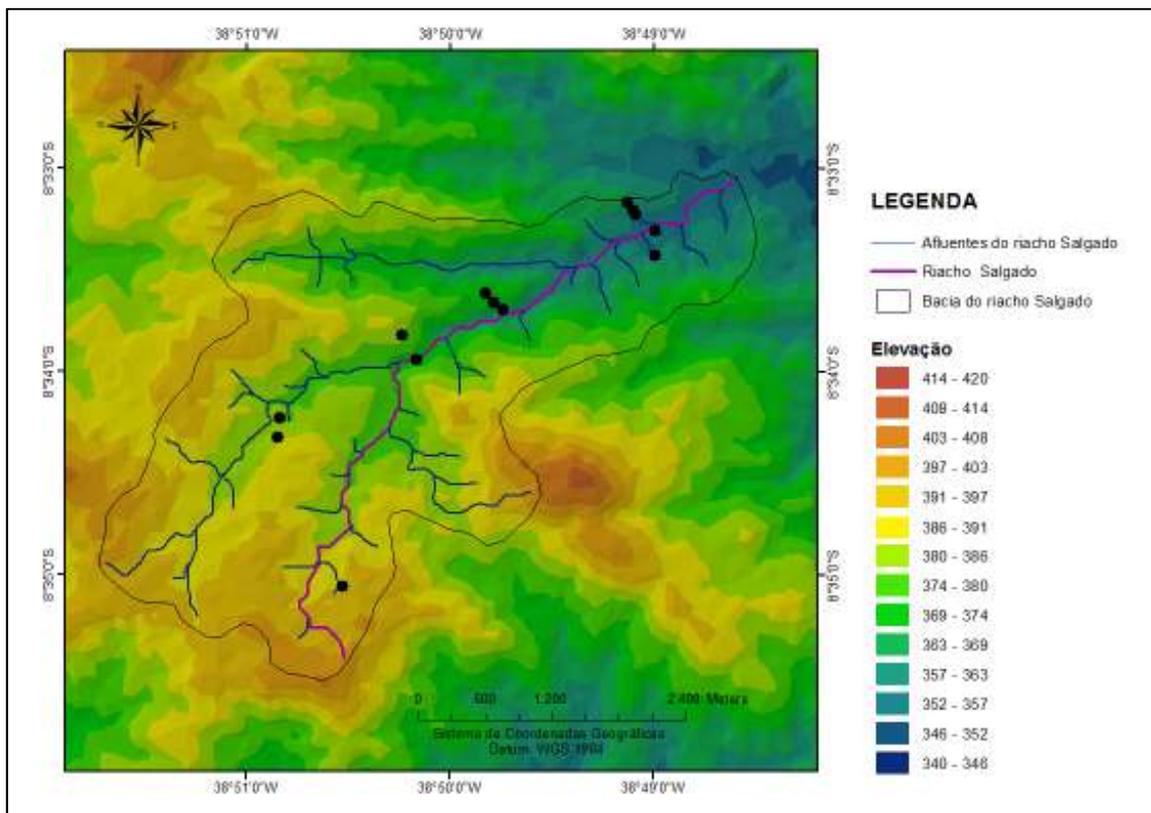


Figura 09: Pontos de amostragem referencial e em transectos de ^{137}Cs no riacho Salgado.

3.8.1.1 Transecto 01: RS1

A primeira área de amostragem foi selecionada pelo critério de uso não definido. Isto ocorre pelo fato de muitas áreas localizadas no interior da região semiárida terem sido de fato, em algum momento histórico descaracterizada, seja pela tentativa de utilização de práticas agrícolas (cultivo de milho, feijão, palma ou uso pela pecuária de caprinos), seja pelo extrativismo de madeira. Apesar de existirem cercas delimitando tal área, não foram encontradas residências neste trecho. O primeiro perfil de coleta do transecto RS1, foi definido sobre um trecho de alto pedimento, com elevação de 389m, recoberto por Neossolos líticos, com camadas superficiais arenosas e cor acinzentada, nas coordenadas UTM 0516789 S e 9052454 L. A cobertura vegetal nesta área

pedimentar, caracterizou-se por baixa diversidade de espécies da caatinga, com vegetação do tipo aberta.

O ponto RS1.2 foi coletado a jusante do perfil 1 próximo ao leito do riacho, com basicamente as mesmas características do perfil anterior nas coordenadas lat. 0516805 S e long. 9052633 L (fig.10).



Figura 10: Ponto de amostragem RS1.2, localizado as margens do canal, no alto da bacia do Riacho Salgado. Foto: Renata Azambuja.

3.8.1.2 Transecto 02: RS2

O transecto RS2 foi escolhido sobre área de uso para criação de caprinos soltos. Além da baixa diversidade de espécies da caatinga, a área do perfil 1 (RS2.1) caracterizou-se basicamente pela ocupação de herbáceas. Situada nas coordenadas 0517909 S e 9053378 L, com 364 m de altitude, a geomorfologia local distingue-se como área de topo que converge em direção ao plano aluvial na forma de rampas suaves de

baixa declividade. A cobertura pedológica que compõe os altos e médios pedimentos é frequentemente arenosa, alcançando profundidade de 46 cm, enquadrando-os na ordem dos Neossolos Litólicos (fig. 11). O perfil escavado chegou a 12 cm de profundidade, com incremento a cada 3 cm. Devido à dificuldade, causada pela presença de fragmentos de rochas, e ainda de acordo com os resultados obtidos nas amostras de referência, não foi necessário chegar até a profundidade final do perfil de solo.



Figura 11: Ponto de amostragem de RS2.1, área de interflúvio . Foto: Edson C. Miranda, ago./2008.

A jusante do perfil RS2.1 foi escolhido o segundo ponto para coleta do perfil RS2.2. Localizado sobre o contato entre pedimento e plano aluvial a área selecionada é submetida ao uso contínuo na criação de caprinos. Em seu limite com as margens do riacho Salgado, encontra-se os Planossolos Nátricos sobre condições naturais que

favorecem a uma perda constante de solo, sobretudo pela presença de alta concentração de sais nos horizontes superficiais. Esta área tem sofrido intenso processo de erosão, associado a sobrecarga causada pelo pisoteio do gado caprino e a retirada da cobertura natural. Como resultado este local tem fornecido considerável quantidade de sedimentos para o plano aluvial que, devido à desconectividades do trecho com o próprio canal a jusante, acaba por se depositar imediatamente a jusante dos pedimentos, gerando um entulhamento de carga arenosa no canal (fig.12).



Figura 12: Criação de gado caprino solto na margem de leito confinado próximo ao perfil RS2.2. Foto: Edson C. Miranda, ago./2008.

O perfil RS2.2 foi selecionado nas coordenadas 0518040 S e 9053158 L sobre a altitude de 355 m. Ocorre o predomínio de cobertura por herbáceas neste ponto, entretanto no seu entorno é fácil encontrar uma mistura de cobertura arbóreo-arbustiva com baixa diversidade de espécies. O encontro frequente de faveleiras e catingueira, bem

como outros tipos de arbustos com espinhos, demonstra que a criação de caprinos na área pode ter intensificado a diminuição de diversidade de arbustos palatáveis para os animais. Sobre a superfície da área de coleta foi encontrado uma alta densidade de fragmentos rochosos, formados pelo pavimento detrítico, natural das áreas pedimentares em ambiente semiárido, bem como uma camada de serapilheira ocasionada pela deposição de restos de espécies que ali se distribuem. (fig. 13)



Figura 13: Ponto de coleta do perfil RS2.2, sobre Planossolos Nátricos próximo ao plaino aluvial. Foto: Edson C. Miranda, ago./2008.

3.8.1.3 Transecto 03: RS3

A amostragem de RS3 dividiu-se inicialmente em três perfis de coleta. No entanto, a perda de material coletado no perfil intermediário impossibilitou a realização de uma análise mais detalhada desta topossequência. Sendo assim, apenas dois pontos fizeram parte da análise final, dividida ente topo do pedimento, e baixo pedimento (maior grau de

inclinação). Localizada sobre o médio curso do Riacho Salgado, em trecho semiconfinado, esta área de coleta abrange diferentes tipos de uso, não bem definidos, por estar próximo a uma área de residência abandonada. Aparentemente, a área de coleta de RS3.1 pode ter sido utilizada como área para cultivo doméstico. A cobertura vegetal é basicamente composta por herbáceas com esporádicas árvores (fig. 14a) e os solos são da ordem dos Luvisolos Crômico. Geomorfologicamente, o perfil RS3.1 encontra-se sobre um área plana, no topo de um pedimento com curvatura convexa que converge diretamente para o leito do riacho, com coordenadas UTM 0518662 S e 9053759 L e altitude de 373 m (fig. 14b).



Figura 14: Ponto de amostragem de RS3.1 em área de topo de pedimento próximo a uma residência abandonada (A). Perfil de amostragem de RS3.1 sobre um Luvisolo Crômico recoberto por pavimento detrítico.(B).

O segundo perfil de coleta de RS3.2 foi selecionado sobre uma área próxima ao contato entre pedimento e plaino aluvial. Apesar do aumento na densidade de cobertura vegetal neste ponto, é fácil avistar no entorno a ocupação da área pela criação de gado solto. Localizado nas coordenadas UTM 0518817 S e 9053613 L a 366m de altitude, esta área de baixo pedimento, embora encontre-se muito próxima do contato entre solo e rochas na borda do plaino aluvial ainda é recoberta por Luvisolos Crômicos. A cobertura

vegetal apresenta maior diversidade de espécies e sua composição apresenta uma mistura de porte, arbóreo-arbustivo (fig. 15).



Figura 15: Ponto de coleta da amostra RS3.2 localizado logo acima do contato entre plano aluvial e pedimento rochoso. Foto: Edson C. Miranda, ago./2008.

3.8.1.4 Transecto 04: RS4

O local escolhido para amostragem do transecto RS4 foi sobre uma área de médio curso voltada para uso de cultivos diversos. Este transecto foi subdividido em três perfis de amostragem, a saber: RS4.1, RS4.2 e RS4.3. Os três perfis encontram-se nos limites da propriedade da Sra. Inácia e seu uso diversificado deve-se a presença da maior barragem construída no leito deste riacho. Apesar de inúmeras tentativas para a contenção das águas nos períodos de fortes chuvas ao longo dos últimos 70 anos, esta barragem

encontra-se atualmente rompida, tendo de certa maneira modificado tanto o percurso do rio, bem como o tipo de plantio aplicado durante todo este tempo.

O Ponto escolhido para coleta da amostra RS4.1 foi uma área de topo pedimentar, com declividade moderada e fortes evidências da atuação de fluxos laminares sobre o solo descoberto. Embora tenha sido encontrado no seu entorno uma vegetação do tipo arbustiva, na superfície de coleta foi apenas encontrada uma pequena cobertura por herbácea de pequeno porte. Isto se deve ao antigo uso da área para o plantio de palma, com finalidade de alimentar o gado leiteiro da propriedade. O ponto está localizado sobre as coordenadas UTM 0519943 S e 9054583 L a uma altitude de 369 m. Os solos encontrados são da ordem dos Neossolos Regolíticos com presença de pavimento detrítico como é demonstrado na figura 16.



Figura 16: Ponto de coleta do perfil RS4.1 em área topo pedimentar, levemente inclinada, sobre cobertura de Luvisolos crômicos. Note a presença ao fundo de fluxos laminares na formação de pavimento detrítico. Foto: Diogo Galvão, nov./2011.

O Ponto de coleta de RS4.2 localizado pelas coordenadas UTM 0519995 S e 9054512 L sobre altitude de 368m encontra-se na ordem dos Neossolos Regolíticos. Ainda persiste neste trecho a presença de pavimento detrítico sobre uma superfície levemente inclinada, recoberta por uma vegetação de ervas e arbustos. Neste trecho não se percebe um tipo de uso específico por cultivo, o que manteve a densidade de cobertura vegetal maior que no ponto a montante (fig. 17).



Figura 17: Ponto de amostragem de RS4.2 com baixa cobertura vegetal sobre o médio pedimento. Foto: Renata Azambuja, nov./2011.

O terceiro ponto selecionado para coleta de perfil, RS4.3, dirige-se a uma área de baixo pedimento com limites não definidos entre plano aluvial e pedimento. Além de estar localizada sobre área de leito semiconfinado, o trecho em questão abrange a porção imediatamente a montante da barragem referida no início deste tópico. Por tal motivo, a

área escolhida ocupa os baixos pedimentos em contato com sedimentos acumulados pela retenção da barragem. Ainda assim, foi detectado que neste ponto, localizado nas coordenadas UTM 0520016 S e 9054477 L com elevação de 361 m, ocorre a presença de Luvisolos Crômicos. A vegetação é do tipo herbáceo/arbustiva, com presença ocasional de espécies arbóreas em área de mata fechada. Não foi possível documentar em fotos a área devido a problemas técnicos com o equipamento disponível.

3.8.1.5 Transecto 05: RS5

Para a coleta dos perfis que compõe o transecto RS5, foi escolhida uma área a jusante da barragem no baixo curso do Riacho Salgado. Devido à pequena extensão do pedimento selecionado, foram coletados apenas dois pontos, a saber: RS5.1 no topo e RS5.2 em sua base. A área selecionada também encontra-se nos limites da propriedade da Sra. Inácia, e basicamente se difere dos outros transectos por estar localizada na margem direita do riacho, quanto todos os outros foram selecionados a esquerda.

O primeiro ponto de coleta selecionado, RS5.1, consistiu em uma área de uso para cultivo de palmas. Devido ao uso contínuo, a superfície encontrava-se bastante exposta a atuação de fluxos laminares e formação de pavimento detrítico. Em seu entorno foi encontrada ainda arbustos distribuídos de forma esparsa. Localizado nas coordenadas UTM 0520189 S e 9054107 L, o terreno possui uma leve inclinação que converge para o riacho. O solo encontrado insere-se na ordem do Luvisolo Crômico, com a presença de horizonte vértico (fig. 18).

O segundo ponto selecionado está localizado a jusante do perfil RS5.1. A área em questão é descrita como um baixo pedimento que converge para o fundo do leito do plaino aluvial, aprofundado pela retenção de sedimentos a montante da barragem.



Figura 18: Ponto de amostragem do perfil RS5.1 em pedimento levemente inclinado com atuação de erosão laminar sobre o Luvisolos crômicos . Foto: Edson C. Miranda, ago/2008.

De forma geral, a cobertura vegetal no entorno da área de coleta apresenta uma baixa diversidade em sua composição com o predomínio basicamente por gramíneas e herbáceas, provocando alta exposição aos fluxos laminares. O uso foi definido como de pastagem tanto pela presença de gado bovino, quanto por caprinos, indicando conseqüentemente compactação das camadas superficiais do solo em questão pela sobrecarga do pisoteio (fig. 19).



Figura 19: Ponto de amostragem do Perfil RS5.2 próximo a margem do plano aluvial com a presença da barragem ao fundo. Foto: Edson C. Miranda, ago./2008.

O perfil escavado RS5.2 está localizado nas coordenadas UTM 0520190 S e 9054328 L, a uma altitude de 356 m. Assim como o solo encontrado a montante, este ponto de coleta também ocorreu sobre a ordem dos Luvisolos Crômicos, com horizonte vértico. A presença deste horizonte além de ter sido verificada em laboratório, foi notada em campo devido à maior dificuldade na escavação das camadas subsuperficiais.

3.9 Análise das amostras

Após a trabalho de campo é necessário que se reconheça todas as etapas necessárias para a aplicação do processamento de amostras de forma adequada, a fim de promover o maior grau de padronização praticado no momento atual.

Seguindo o método de processamento de análises para radionuclídeos descrito por Pennock e Appleby, (2002 b), as etapas de manipulação inicial não se diferenciaram do processamento de sedimentos comum à maioria dos solos. Dessa forma, as amostras foram inicialmente secas ao ar fresco e desagregadas a mão. Posteriormente as amostras passaram por uma peneira de 2 mm com a finalidade de separar o solo (partículas <2 mm) e eliminar grânulos ou fragmentos de rochas (> 2mm) seguido de pesagem.

O passo seguinte consistiu em eliminar a matéria orgânica. As amostras foram tratadas com 30% de peróxido de hidrogênio em uma chapa elétrica aquecida a 70°C, de acordo com os procedimentos informados por Gale e Hoare (1991). Esta primeira etapa foi realizada no Laboratório de Geomorfologia do Quaternário da UFPE.

3.9.1 Determinação da densidade das amostras

A densidade dos solos e sedimentos coletados foi determinada pelo método de Pennock e Appleby (2002b) baseada na comparação entre densidade seca ao ar e a densidade seca obtida na estufa aquecida a 105°C. A medição precisa da densidade dos solos é necessária para converter a concentração de radionuclídeos mensurados para o inventário total (relatado em Bq m⁻²). A partir da obtenção das duas massas é calculada a mistura gravimétrica do solo, por:

$$\frac{(MSS_{AD}) - (MSS_{OD})}{MSS_{OD}} \quad (2)$$

onde MSS_{AD} é a massa seca ao ar da subamostra utilizada para a determinação da densidade em g, e MSS_{OD} é a massa seca na estufa da mesma subamostra utilizada para determinação da densidade. Utilizando a mistura gravimétrica do solo para corrigir o total de solo pesado temos:

$$M < 2_{OD} = M < 2_{AD} - (M < 2_{AD} \times \text{a mistura gravimétrica do solo}) \quad (3)$$

Na qual $M < 2_{OD}$ é a massa do solo seca na estufa medida em g; e $M < 2_{AD}$ é a massa de solo seca ao ar menor que 2mm medida em g. Sendo finalmente a densidade ($D_b < 2$) do solo calculada por:

$$D_b < 2 = M < 2_{OD} / V \quad (4)$$

Onde a densidade ($D_b < 2$) é dada em g cm^{-3} e o volume da amostra (V) em cm^3 .

3.9.2 Análise granulométrica e propriedades químicas dos sedimentos.

Grande parte dos estudos voltados para medição de erosão utilizam medidas padrão das propriedades dos solos e sedimentos coletados. No caso dos estudos voltados para medição de atividade de radionuclídeos em solos, tais medidas podem ser de grande utilidade para análise de dados comparativos na relação entre texturas, propriedades químicas, matéria orgânica, dentre outro parâmetros preconizados por McHenry e Ritchie (1977) e Ritchie e McHenry (1978).

O tratamento de análise da distribuição do tamanho de partículas foi realizado pelo método de peneiramento utilizando a escala de Wentworth para determinação das

partículas do tamanho areia, e a pipetagem para medição de partículas no tamanho silte e argila, dadas pela metodologia de Gale e Hoare (1991).

3.9.3 Sistema de medida de Radionuclídeos

A medição de atividade de ^{137}Cs nas amostras coletadas foi realizada no Laboratório de Instrumentação Nuclear (LIN) do Departamento de Energia Nuclear (DEN) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). Neste laboratório existem quatro sistemas de medidas gamas, entre esses, três fabricados pela Canberra[®] e um da marca Ortec[®], os quais são utilizados para se determinação de radionuclídeos naturais e antropogênicos no meio ambiente, sua escolha deve-se a análise não destrutiva pela técnica de espectrometria gama. Dois dos sistemas de medidas são compostos por detectores do tipo HPGe (High-purity germanium) de alta resolução, e os outros dois, por cristais inorgânicos de iodeto de sódio ativado com tálio, NaI(Tl). Para o presente estudo foi utilizado o primeiro tipo. O arranjo experimental foi composto basicamente de um sistema de medidas com detector HPGe, de fabricação da Canberra[®] do tipo BeGe (Broad Energy Germanium), com 4,54 cm de diâmetro externo e volume ativo de 41,1 cm³ (Figura 3). O detector apresenta uma resolução de 1,77 keV (largura do pico a meia altura) para a energia de 1.332 keV do ^{60}Co , eficiência nominal de 27,7%. Este equipamento é acoplado a um pré-amplificador modelo 2002 CSL MCA (multichannel analyzer) com 8.192 canais e software Genie[®] - 2000 Canberra[®]. A tensão de operação do pré-amplificador foi ajustada em 3 kV, conforme especificação do fabricante.

A fim de reduzir os efeitos de interferência do BG (background), o detector foi envolvido por uma blindagem de Pb com baixa radiação de fundo de aproximadamente 6,5 cm de espessura e uma superfície interna delgada constituída de uma liga de Cu e

Zn, de forma a minimizar os efeitos secundários. Os compartimentos do medidos de espectrometria gama utilizado em laboratório é ilustrado pela figura 20.

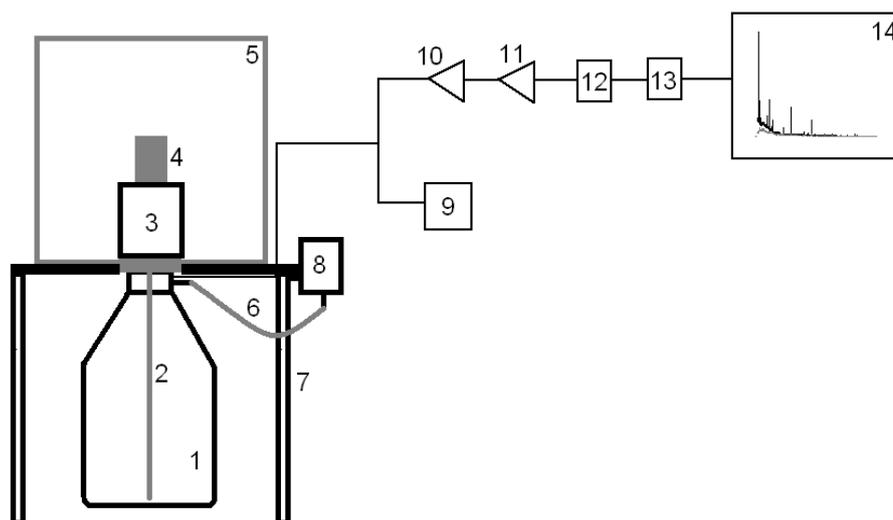


Figura 20: Sistema de medidas radiométrica do ^{137}Cs . (1-Recipiente para $\text{N}_2(\text{l})$; 2-Haste de Cu para resfriamento do HPGe; 3-Detector HPGe; 4-Amostra em recipiente de polietileno; 5-Blindagem de Pb; 6-Mangueira para transferência de $\text{N}_2(\text{l})$; 7-Suporte da blindagem de Pb; 8-Alimentador de $\text{N}_2(\text{l})$; 9-Alta voltagem do pré-amplificador; 10-Pré-amplificador; 11-Amplificador; 12-ADC; 13-MCA; 14-Sistema computacional. (Fonte: Santos Junior, J.A. 2009)

3.9.3.1 Medida da eficiência

A o termo eficiência é freqüentemente usado para descrever o desempenho do detector. Wallbrinck et al. (2002) explicam que a medida de eficiência a partir de um determinado detector de cristal é definida como o número de impulsos registrados em relação ao número de fótons gama, emitidos pela própria fonte de radiação. Como o valor de eficiência depende de varias propriedades do detector, o cálculo para eficiência das amostras de ^{137}Cs seguiu alguns critérios estabelecidos pelos padrões científicos na devida faixa de energia do estudo. Alguns destes parâmetros merecem destaque, como a definição da geometria de contagem, forma de amostragem, volume e distância do

detector, além da escolha do detector tipo 'P', mais apropriado para a faixa acima de 100 keV. Uma vez que o detector tenha sua energia calibrada, a eficiência específica do raio gama deve ser calculada com a finalidade de determinar a atividade global do radionuclídeo da amostra (WALLBRINK ET AL., 2002). Sendo assim a eficiência do detector τ para o raio gama específico é definida como a relação entre a contagem pico de energia completo $\eta(S^{-1})$ do raio gama padrão, comparado com a taxa de emissão conhecida de $\eta_0(S^{-1})$; onde a taxa de emissão é definida como o total de número de raios gama emitido por unidade de tempo:

$$\tau = \frac{\eta}{\eta_0} \quad (5)$$

A calibração de eficiência para um determinado raio gama envolve resumidamente a obtenção do pico de energia completo do mesmo a partir de um padrão de radionuclídeos a ser analisado pelo detector. A verificação da posição dos raios gamas é dada pelo MCA (análise em multicanais) que estabelece a região de interesse. Seguindo o padrão dado pela Universidade de Exeter (UK) da região de interesse do ^{137}Cs pode variar na faixa de energia de 656.0 keV a 664.5 keV. De acordo com Wallbrink et al. (2002) se inicialmente a atividade padrão de um radionuclídeo foi A_0 (Bq kg^{-1}) no tempo t_0 (anos), tempo t (anos), a eficiência da atividade f do detector, que é definida como a eficiência τ multiplicado pela probabilidade de emissão r deste raio gama:

$$f = r\tau \quad (6)$$

Pode ser calculado para o recipiente particular usado na amostragem padrão

$$f(M_0) = \left(\frac{C_0}{T_0} - \frac{C_b}{T_0}\right) \times \frac{1}{M_0 (A_0 e^{-\lambda(t-t_0)})} \quad (7)$$

Onde T_0 é a contagem de tempo (s), C_0 o total de contagem; M_0 a massa padrão (kg); C_b a contagem de fundo de uma amostra não enriquecida (mesmo recipiente e massa) neste caso zero para o ^{137}Cs ; T_b o tempo de contagem do fundo (s), $\lambda = \ln 2/T_{1/2}$, é o decaimento constante do radionuclídeo (yr^{-1}) e $T_{1/2}$ é a meia vida (yr) dada para o ^{137}Cs em 30.17 anos. Como a eficiência f é função do padrão de geometria de amostragem é necessário ainda realizar uma conversão do número de raios gama em quilogramas por segundo dado como A_{gama} em :

$$A_0 = A_{\text{gama}} / r \quad (8)$$

Onde r é a probabilidade de emissão de um radionuclídeo específico do raio γ , que para o ^{137}Cs é de 0,851.

3.9.3.2 Medição de atividade na amostra de ^{137}Cs

A medida de atividade é necessária para adequar os valores finais de detecção dos fótons emitidos pela própria amostra no processo de espectrometria mais a interferência de fundo. Em geral, se a contagem de fundo apresenta-se constante é possível avaliar o acúmulo de picos acima desta interferência. Com o objetivo de avaliar os limites de detecção mínimos, Murray et al (1987) verificaram que o aumento da atividade da amostra implica diretamente na diminuição da interferência de fundo, o que sugere uma diminuição de erro para a estimativa. Enquanto que a relação também ocorre inversamente para amostras com baixa contagem de atividade, apresentando maior margem de erro.

De acordo com Wallbrink et al. (2002), a atividade específica de um radionuclídeo em uma amostra indicada como A (Bq kg^{-1}) no momento da análise, pode ser calculada a partir da eficiência do detector e dos valores de parâmetros relevantes apresentados na equação:

$$A = \left(\frac{C}{T} - \frac{C_{bo}}{T_{bo}} \right) \frac{1}{M f(M)} \quad (9)$$

Onde:

T = contagem de tempo (s)

C = total de contagem

C_{bo} = contagem de background sem a amostra (0 para ^{137}Cs e ^7Be)

T_{bo} = background correspondente a contagem de tempo (s)

M = massa da amostra (kg)

$f(M)$ = eficiência da atividade

3.9.3.3 Medidas de distribuição espacial do ^{137}Cs : calculo da atividade areal e valores de referência

No laboratório é necessário calcular a atividade específica do ^{137}Cs (Bq Kg^{-1}). Entretanto, quando transpomos essa medida para a distribuição do quantitativo de ^{137}Cs no campo a atividade específica deve ser transformada em atividade areal utilizando a equação dada por Loughran Et al. (2002):

$$\begin{aligned} \text{Atividade areal ((Bq m}^{-2}\text{))} & \quad (10) \\ & = \text{atividade específica (Bq kg}^{-1}\text{) x Massa total da amostra seca <2mm (kg)} \end{aligned}$$

Loughran et al (2002.b) explicam que em muitos casos a determinação do inventario de amostras referenciais , quando não aplicados com rigor estatístico podem gerar alta variação dos coeficientes (%CV) para a área de estudo. Sutherland (1996) em

estudo acerca dos métodos adotados na amostragem de inventários de Cs-137 em áreas referenciais verificou que onze amostras aleatórias seriam necessárias para sua determinação embora dos quarenta estudos revisados, apenas treze foram adequadamente amostrados. A ocorrência desta variação mesmo sendo aplicado sobre ambientes de não erosão podem ocorrer segundo Owens e Walling (1996) pela própria variabilidade espacial aleatória, variabilidade espacial sistemática, variabilidade de amostragem ou precisão de medição.

No caso do presente estudo não foram detectadas grandes variações na amostragem espacial aleatória, devido a escolha de pontos com características muito semelhantes em relação a posição de topo de bacia e na densidade dos solos, com pouca variação, além do tipo de uso. A variabilidade sistemática, também não se aplica, já que esta se evidencia em escalas maiores (regional), onde geralmente ocorrem variações no padrão de precipitação bem como dos fluxos de ventos. Como o método de coleta foi único também não poderia ter sido responsável pela variabilidade, entretanto devido aos índices obtidos não terem sido muito grande talvez a origem de variação deveu-se a precisão de medidas do Cs-137 nas amostras.

Dessa forma, a utilização de uma única amostra de referência pode implicar em uma precisão maior que a realidade e que, segundo Owens e Walling (1996) deve ser evitada. Para tanto, os autores supracitados defendem a utilização de um maior quantitativo de inventários referenciais medidos pela expressão:

$$\mu_{\text{ref.}} \pm \text{SEM} \quad (11)$$

onde, $\mu_{\text{ref.}}$ é a média somatória de todas as amostras de referência e SEM é a média do erro padrão (*standard error of the mean*).

Levando-se em consideração que o índice aceitável para o coeficiente de variação dos pontos de amostragem referencial seja de aproximadamente 20% e que esta variação seja provocada por mudanças espaciais é necessário para uma maior acurácia uma estimativa da tendência central indicada por Pennock (2000).

3.10 Modelagem de redistribuição de solos e sedimentos

Existe uma série de modelos de conversão aplicados à calibração teórica. De acordo com Walling e He (2001), Walling et al. (2002) devido as grandes incertezas associadas a adoção de uma abordagem empírica a calibração teórica (que necessita de uma grande quantidade de dados empíricos) tende a estabelecer uma relação entre a taxa de erosão e deposição teoreticamente derivada. Uma das vantagens oferecidas pelo método de abordagem teórica é a estimativa de taxas de deposição em locais onde o estoque medido exceda o valor de referência.

Para este estudo foi testado dois modelos, a saber, o modelo proporcional segundo Mitchell et al. (1980), Walling e Quine (1990) e Walling et al. (2002), baseado na suposição de que o inventário de ^{137}Cs adicionado a superfície do solo seja completamente misturado na camada de cultivo e que a perda de solo é diretamente proporcional à redução do conteúdo de ^{137}Cs no seu perfil. E o balanço de massa simplificado, utilizado por Kachanoski (1993), Quine et al. (1996), Zhang et al. (1990) Walling e He (2001), Hacıyakupoglu et al. (2005) no qual assume o *fallout* total de ^{137}Cs ocorrido até o ano de 1963 ao invés do período de 1954 a 1970, quando cessaram completamente os testes atmosféricos, além da distribuição de quantidade de ^{137}Cs no perfil de solo não ser dependente do tempo.

3.10.1 Modelo proporcional (MP)

Este modelo é considerado como o mais utilizado dentre os modelos teóricos para estimativa de taxas de erosão de solo a partir do ^{137}Cs em ambientes cultivados. Baseado na premissa de que a adição de ^{137}Cs na superfície seja misturada na camada de aragem e que a perda em profundidade por erosão tenha ocorrido desde o início da acumulação, a redução do ^{137}Cs vem ocorrendo de maneira proporcional a tais processos. Sendo assim, se supostamente a metade da entrada de ^{137}Cs tenha sido removida, o total de solo perdido dentro deste período foi de 50% da profundidade de aragem. Neste caso a taxa de erosão pode ser calculada pela divisão da profundidade ou massa de solo perdida, pelo número de anos envolvidos. Como no modelo original não é levado em consideração o efeito de remoção seletiva dos finos sobre a validação dos dados obtidos, sobretudo pela associação preferencial destas partículas com o ^{137}Cs , He e Walling (1996) incorporaram o fator de correção do tamanho de partícula P. Entretanto, como esta função depende de uma maior aquisição de dados empíricos, obtidos em campo, o fator P não foi empregado neste trabalho. A equação 11 apresenta o modelo de cálculo de perda por erosão

$$Y = 10 \frac{Bdx}{100T} \quad (12)$$

Onde:

$$x = (A_{ref} - A/A_{ref}) \cdot 100$$

d = a profundidade da camada de arado ou cultivo (m)

B = densidade do solo (Kg m^{-3})

T = tempo passado desde a iniciação de acumulação de ^{137}Cs (a)

Para casos em que o inventário do ponto A de amostragem é maior que o ponto de deposição do local de referência foi assumida uma taxa de deposição anual utilizando a seguinte equação:

$$Y' = 10 \frac{Bdx'}{100T} \quad (13)$$

Onde :

X' = porcentagem do incremento de ^{137}Cs total (definido como $(A-A_{\text{ref}} / A_{\text{ref}}) \times 100$).

3.10.2 Modelo de balanço de massa simplificado (MBM1)

Considerando que um local com inventário total medido de ^{137}Cs de atividade A (Bq m^{-2}) menor que o local de referência A_{ref} (Bq m^{-2}), pode ser tido como erodido, outros locais com inventários maiores que a referência é assumido como área deposicional. Walling et al. (2002) explicam que este modelo na forma original não leva em consideração o efeito do tamanho da partícula, mas a inclusão do fator P pode ser realizada. Para um local erodido ($A(t) < A_{\text{ref}}$) assumindo uma taxa constante de redução da superfície L (m a^{-1}), o total de inventário do ^{137}Cs para o ano t (a) pode ser expresso segundo Walling Et al. (op cit.) da seguinte forma:

$$A(t) = A_{\text{ref}} \left(1 - \frac{L}{d}\right)^{t-1963} \quad (14)$$

Onde:

d = a profundidade média da camada arada coma a profundidade acumulada em (Bq m^{-2}).
 A = taxa média anual de perda do solo por ano (a) ($\text{t h}_a^{-1} \text{ a}^{-1}$) pode ser rearranjada pela equação a baixo como:

$$y = 10 \frac{dB}{P} \left[1 - \left(1 - \frac{x}{100}\right)^{1/(t-1963)}\right] \quad (15)$$

Já para locais deposicionais onde $(A(t) > A_{ref})$, assumindo uma taxa constante de deposição R' ($\text{kg m}^{-2} \text{a}^{-1}$) a taxa de deposição de sedimentos pode ser estimada a partir da concentração de ^{137}Cs depositado nos sedimentos $Cd(t')$ (Bq kg^{-1}) de acordo com (WALLING ET AL., 2002):

$$R' = \frac{A_{ex}(t)}{\int_{1963}^{t'} Cd(t')e^{-\lambda(t-t')} dt'} \quad (16)$$

Onde:

$A_{ex}(t)$ = é o excesso de inventário de ^{137}Cs dos pontos de amostragem ao longo do inventário de referência no ano t [definido como medida de inventário de referência menos o local de amostragem dado em $A(t) - A_{ref}$ (Bq m^{-2})];

$Cd(t')$ = concentração de ^{137}Cs nos sedimentos depositados no ano t' (Bq kg^{-1}).

Walling et al. (2002) consideram que o balanço de massa simplificado leva em conta uma progressiva redução de concentração de ^{137}Cs no solo dentro da camada arável, em decorrência da remoção de camadas superficiais de solo por erosão e incorporação significativa de ^{137}Cs abaixo desta profundidade. Este modelo representa portanto, uma melhoria importante sobre o modelo proporcional.

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 Geologia da área de estudo

Por se tratar de uma área localizada próxima à faixa oeste do Lineamento Pernambuco, a área de estudo está inserida regionalmente sobre um mosaico de formações paleo, meso e neoproterozóica, sendo o substrato da bacia composto predominantemente por rochas mesoproterozóicas. De acordo com o Projeto Radambrasil (BRASIL, 1983), a área em questão foi inicialmente descrita como Complexo Monteiro, sendo posteriormente redefinida como Complexo Cabrobó (Mcb1) pela CPRM (2001). Esta unidade encontra-se posicionada no interior de um embasamento muito remobilizado, retrabalhado no Evento Brasileiro, como ocorre com a maioria das faixas dobradas do Nordeste. Observando-se imagens de satélite percebe-se neste local, uma faixa remanescente de pouca profundidade, expondo o substrato encontrado nos antigos anticlinais destes dobramentos, que por sua vez, estão articulados entre a supracrustal e seu embasamento.

Em termos de distribuição de litotipos, na faixa ocupada entre Floresta e Carnaubeira da Penha (porção a E-NE da área de estudo) ocorrem notáveis distribuições de rochas gnáissicas e massa granítica porfirítica muito deformadas, provenientes dos cinturões de dobramentos Brasileiros. Ainda são notadas, facilmente, na mesma área lentes de rochas calcossilicáticas que expõem uma morfologia representada por pequenas cristas alongadas e arqueadas. As unidades Geológicas regionais são representadas pela figura 21.

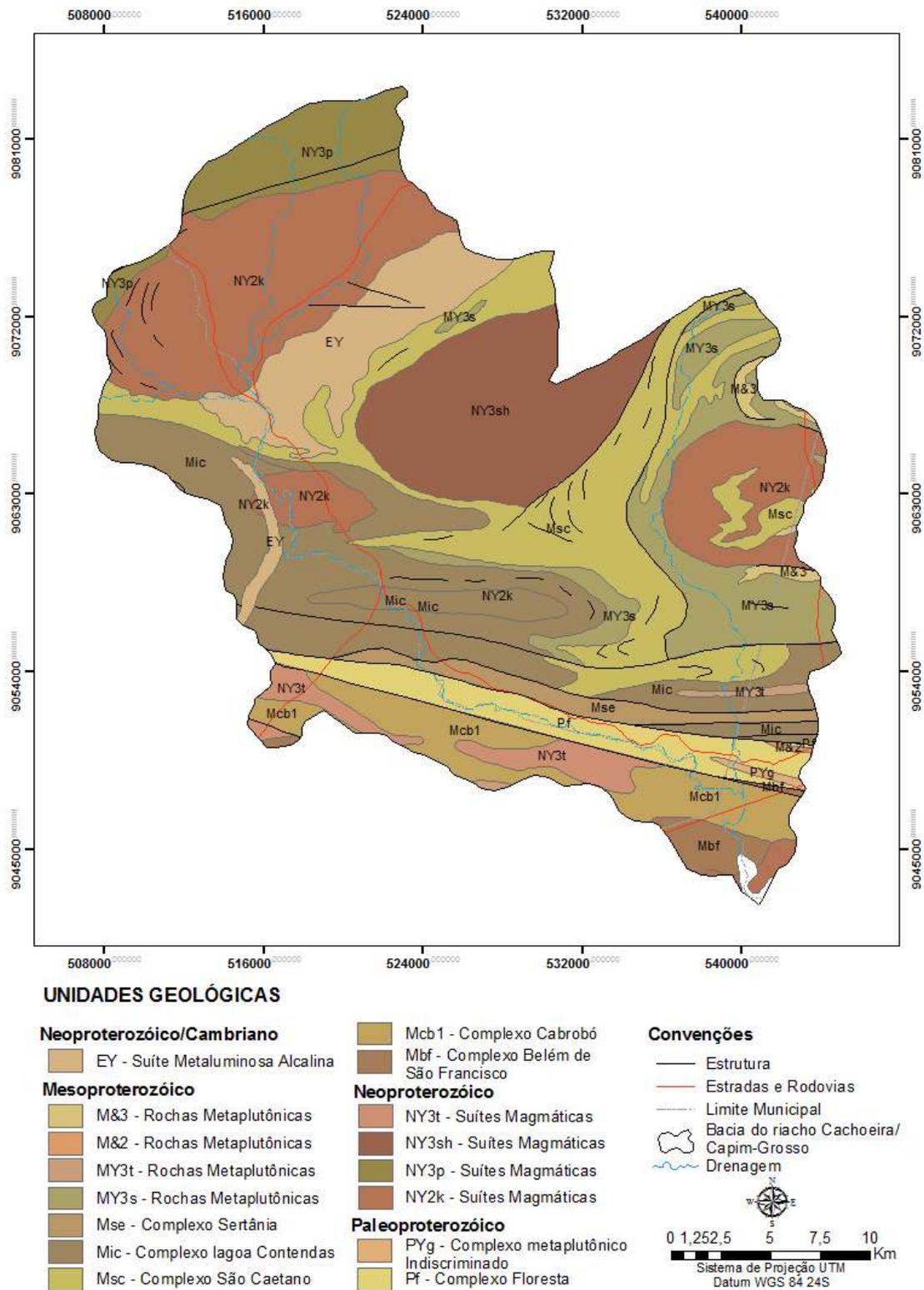


Figura 21: Mapa de contexto geológico regional sobre a bacia Cachoeira/Capim Grosso. Fonte: Modificado pela autora de CPRM (2005)

Segundo Brito-Neves (1995), embora o evento transamazônico tenha sido deveras expressivo sobre a Província Borborema (na qual se insere o Complexo Cabrobó) tais formações supracrustais, supostamente de origem Meso-Neoproterozóica, nada mais são na realidade que formações antecedentes (Paleoproterozóica) caracterizadas por retomadas de novos desenvolvimentos vulcano-sedimentares, magmático e tectônico de maneira extensiva, responsáveis pelos eventos de granitogênese e cisalhamento simples, extensivos sobre a área em questão.

Geologicamente inserida na Província Borborema, a bacia estudada é composta predominantemente por migmatitos e gnaisses. Ao todo se encontram inseridas nesta unidade de estudo, cinco unidades geológicas constituídas pelos litotipos metamorfizados dos Complexos Floresta (Pf), Cabrobó (Mcb) Belém de São Francisco (Mbf), Sertânia (Mse) e Suítes Magmáticas compostas por metagraitóides e migmatitos $N\gamma 3t$ (fig. 22).

Complexo Floresta (Pf) - Definida como unidade Paleoproterozóica, o Complexo Floresta está situado no baixo curso da bacia estudada. Segundo Lima et al. (1985) este complexo está inserido no Terreno Alto Moxotó, entretanto pode ser encontrado em litotipos inseridos no Terreno Alto Pajeú correspondentes ao Complexo supracitado. De forma geral este Complexo é constituído por metaplutônicas da fácies metamórfica anfibolito alto (CPRM, 2001), o que denota uma constituição litológica bastante variada.

De acordo com o mapeamento geológico de Pernambuco realizado pela CPRM (2001) inclui-se neste complexo ortognaisses quartzo dioríticos, tonalíticos e granodioríticos, com biotita e/ou anfibólio; granulitos e migmatitos, incluindo metagabros,

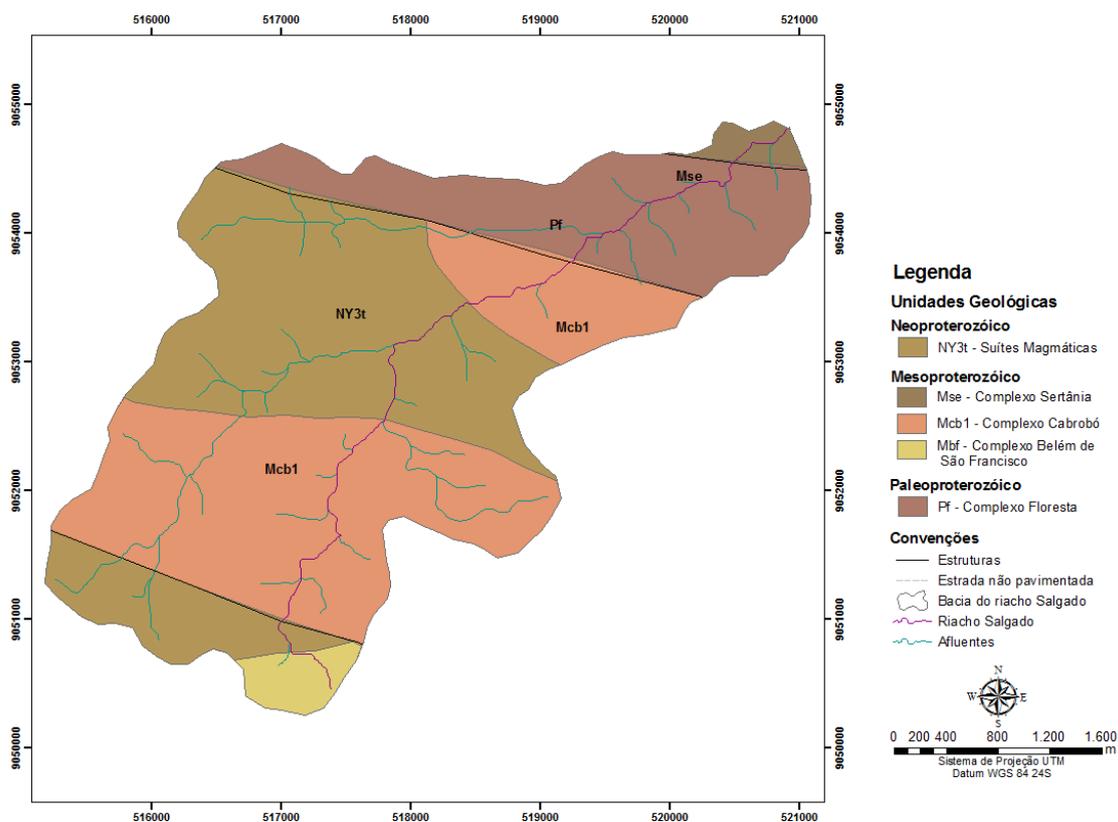


Figura 22: Unidades geológicas que compõe a área de estudo. Fonte: Modificado de CPRM, 2005.

metadioritos, magnetita-grünerita xistos, grafita xistos, raros biotita xistos, mármores, rochas calcissilicáticas e gonditos. A idade Paleoproterozóica entre 2,38Ga pelo modelo T_{DM} Sm/Nd em ortognaisses tonalíticos na região de Floresta e Ca. 2,115 Ma por U-Pb em zircão destas rochas foram obtidas por Santos (1995) confirmando sua inserção nesta unidade. É notável a presença do afloramento do Pf (Complexo Floresta) em uma pequena porção do trecho que recobre parte do baixo curso (fig. 23), onde tal formação foi utilizada para a construção de um grande barramento do riacho.



Figura 23: Afloramento do Complexo Floresta aproveitado como barramento de drenagem. Foto: Edson C. Miranda, jul./2008.

Complexo Cabrobó - A unidade do complexo de Cabrobó ocorre em dois trechos diferentes da bacia, o primeiro localizado no alto curso e outro pequeno trecho no médio/baixo curso (fig. 24). Regionalmente este complexo aflora ao longo de várias porções do Terreno Pernambuco Alagoas, entretanto, Santos (2000) redefiniu seu posicionamento sobre a porção oeste deste terreno. No local de estudo, a reprodução desta unidade, se faz pela presença de sequências metassedimentares, associadas à litologias do Complexo Cabrobó 1 (Mcb1). Esta subunidade é composta, de forma geral, por metagrauvas turbidíticas, incluindo esporádicos porfiroblastos de feldspatos, com granadas e cianita; lentes de calcário cristalino e rochas calssicilicáticas, bem como raras

lentes de metamáficas, apresentando-se em leitos pisamíticos e pelíticos centídecimétricos alternados (CPRM, 2001).

Segundo a CPRM (2001), o metamorfismo que ocorre neste complexo é de fácies anfibolito alto, podendo atingir a migmatização em alguns locais onde estão presentes termos migmatíticos e ainda algumas estruturas estromáticas, dobradas e flebíticas, com leucogranitóides neossomáticos. A idade mesoproterozóica deste complexo foi inferida a partir de determinações geocronológicas obtidas no Complexo Belém do São Francisco, com o qual ocorre intimamente associado.



Figura 24: Afloramento no leito do riacho da unidade Complexo Cabrobó. Foto: Jonas Souza, jan./2008.

Complexo Belém do São Francisco (Mbf) - O Complexo Belém do São Francisco (Mbf) está presente apenas em um pequeno trecho que abrange a nascente do riacho estudado na porção sul da bacia (fig. 25). Santos (1995, 2000) descreve esta unidade como formada por ortognaisses e migmatitos com restos de supracrustais. Em geral, devido à sua proximidade, o Complexo Belém de São Francisco ocorre associado a restos de ortognaisses tonalíticos- granodioríticos e supracrustais do Complexo Cabrobó. Em consequência, predominam sobre esta unidade metaleucogranitos róseos e migmatitos (CPRM, 2001). Os migmatitos apresentam-se comumente em estruturas do tipo *schlieren*, nebulítica (sem distinção de composição devido ao estágio avançado de absorção do paleossoma pelo neossoma) e *raft*, que segundo Santos (1998) sugere anatexia *in situ*. As idades desta unidade foram definidas a partir de determinações geocronológicas da área tipo, localizada entre as cidades de Belém do São Francisco e Floresta, na qual Lima *et al.* (1985) obtiveram uma isócrona Rb- Sr (rocha total) de 1.070Ma e confirmada por Santos (1998) através do modelo T_{DM} Sm/Nd em 1,33Ga.



Figura 25: Presença de litotipos encontrados sobre a unidade Mbf ao sul da bacia. Ilustrado por A - migmatitos com estrutura em *schlieren* e B em estrutura *nebulítica*. Fotos: Felipe Silva, jan./2008.

Complexo Sertânia (Mse) - O Complexo Sertânia (Mse), bem como o Pf ocorre sobre o Terreno Alto Moxotó. Na área de estudo o Mse se restringe apenas ao ponto de encontro entre o Riacho Salgado e o Riacho Capim Grosso. Segundo a CPRM, (2001) essa unidade constitui uma sequência composta essencialmente por metapelitos com níveis carbonáticos, calcissilicáticos, quartzíticos e raros metabasitos. Os litotipos dominantes são biotita gnaisses por vezes xistosos, às vezes exibindo um bandamento bem definido, com alternância de minerais máficos e bandas quartzofeldspáticas, podendo ocorrer ainda intercalações de rochas calcissilicáticas, calcários, anfibolitos e quartzitos (CPRM, 2001). Como em outras unidades geológicas da área de estudo a situação de alto metamorfismo condicionou a formação de fácies anfibolíticas, com presença ubíqua de fácies migmatíticas em seus litotipos. Wanderley (1990) atribui tanto esta ocorrência como os metagranitóides ao evento Cariris Velho.

Localmente, não é notada a presença de rochas extrusivas, sobretudo pelo posicionamento em leito não confinado no baixo curso fluvial desta bacia, apresentando um completo recobrimento, ora por Planossolos ora por sedimentos depositados pela própria rede hidrográfica (fig. 26).



Figura 26: Recobrimento superficial da unidade do Complexo Sertânia no riacho. Foto: Renata Azambuja, dez/2007.

Suítes Magmáticas: Metagraitóides e migmatitos N_γ3t - Definidos como ortognaisses indiscriminados esta unidade mesoproterozóica encontra-se sobre a maior parte da bacia, representando cerca de 50% do terreno delimitado. Segundo Medeiros (2000) os metagranitóides que compõe esta unidade podem englobar litotipos como biotita ortognaisses leucocráticos, por vezes anfibólio e/ou clinopiroxênio fino a médio de composição granítica, quartzo monzonítica, granodiorítica e trondjemítica.

De forma geral, estas coberturas em áreas de afloramento apresentam estruturas fortemente fraturadas, frequentemente atribuídas às linhas de fraqueza geradas pelo metamorfismo das rochas (fig. 27).



Figura 27: Afloramento de quartzitos de Suítes Metagranitóides nas margens do canal no alto curso da bacia. Foto: Renata Azambuja, fev./2008.

4.2 Geomorfologia

Sobre o contexto geomorfológico regional a área de estudo insere-se na divisão morfoestrutural, da depressão São Franciscana que, se caracteriza por uma topografia suavemente ondulada, com pequenos divisores de água. A gênese desta estrutura regional está associada à evacuação de coberturas sedimentares pré-cretáceas, desencadeados pelos pulsos de soergimento da Plataforma Brasileira, durante a fase de reativação da mesma, havendo ainda sido submetida à ação de sistemas morfogenéticos cambiantes, como atestado pela vasta literatura geomorfológica regional (SILVA & CORRÊA, 2005).

A uniformidade topográfica na depressão São Franciscana só é interrompida pelos relevos residuais, testemunhos das antigas superfícies e das diferentes resistências dos estoques litoestruturais. Na superfície dos pedimentos encontram-se leques aluviais que correspondem a depósitos de “rañas”, configurando-se de forma geral, como áreas de grande importância para a ocupação agrícola, na região do semiárido, pois servem de armazenadores de água.

Sobre uma primeira aproximação da escala de análise no relevo da bacia do riacho Salgado, optou-se realizar uma apreciação sobre a compartimentação geomorfológica para os limites da grande bacia, a qual pertence à área de estudo. Já que o mapeamento de detalhe e outras escalas de análise constarão nos resultados desta pesquisa, Sendo assim, a análise em escala de detalhe do relevo circundante, nos permitiu, sua visualização no âmbito em que está inserida, a uma escala de 1:50.000 (Figura 28). A bacia do Riacho Cachoeira/Capim Grosso é compartimentada nas seguintes unidades geomórficas:

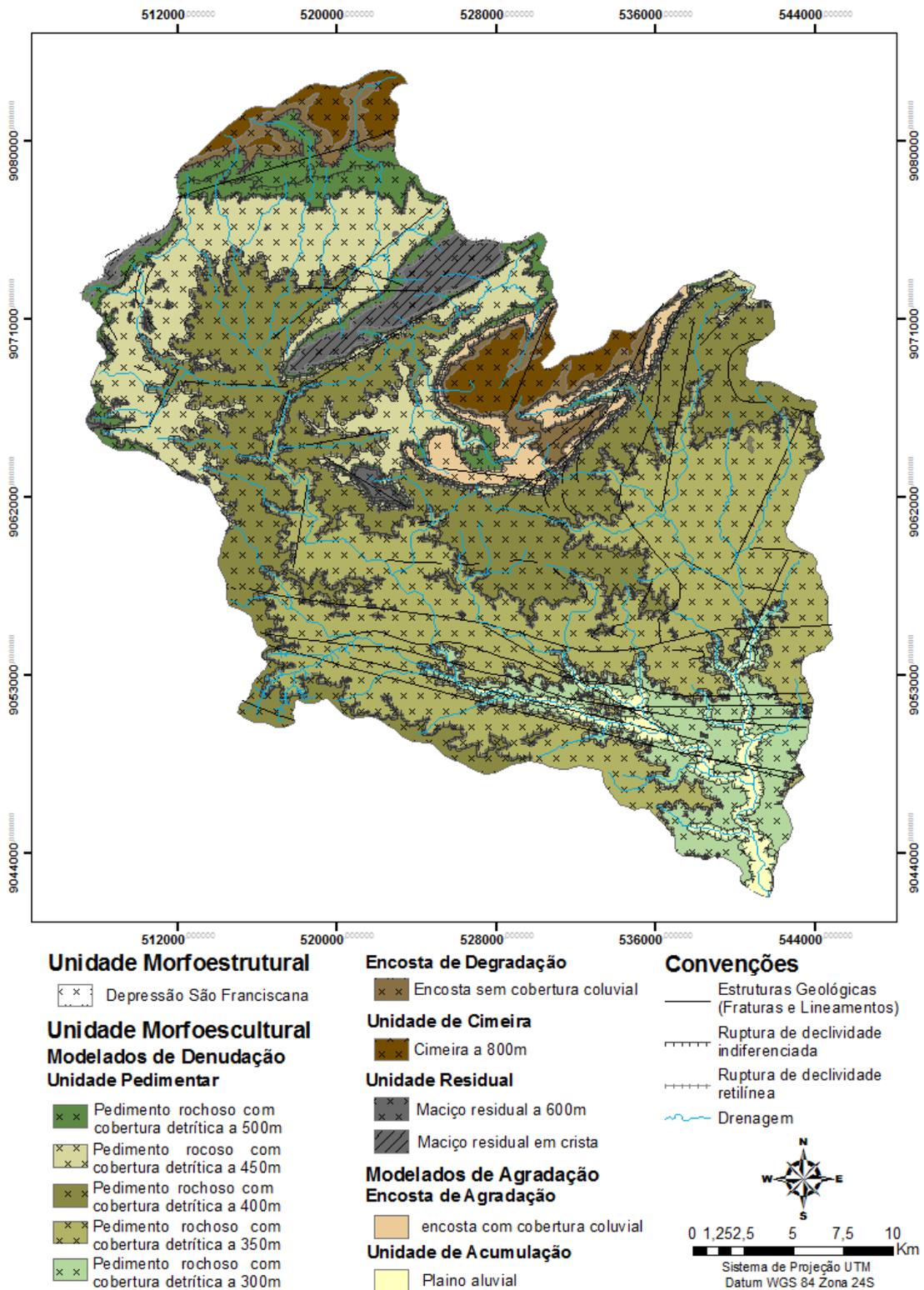


Figura 28: Mapa Geomorfológico regional.

Cimeira a 800m: Corresponde ao nível de 800m de altitude com uma feição de topo moderadamente plano e desprovido de cobertura sedimentar, dissecado pelos cursos d'água (fig. 29)



Figura 29: Serra das Crioulas ao fundo, nascente do Riacho Cachoeira, abrangendo o compartimento de cimeira a 800m. Foto: Felipaun – Google Earth.

Maçãos residuais e do tipo em crista: São corpos intrusivos isolados, delimitados por encostas íngremes sob a influência, sobretudo do intemperismo físico. Em virtude do gradiente de suas encostas, estas se encontram sujeitos a processos denudacionais. A forma em crista de alguns maços deve-se ao alinhamento destes de acordo com o trend regional (fig. 30).



Figura 30: Maciços residuais do tipo em crista ao fundo da foto representada pela Serra Grande. Foto Leandroevs – Google Earth.

Encostas sem cobertura coluvionar. São áreas que circundam as superfícies de cimeira das serras. Estas são fortemente onduladas, com ausência de sedimentos de encosta, sujeitas a intensos processos denudacionais com formação de ravinas nas coberturas inconsolidadas *in situ* (fig. 31).



Figura 31: Encosta sem cobertura coluvionar encontrada na serra do Arapuá. Foto: Gustavo Novaes – Goolge Earth.

Encostas com cobertura coluvionar. São áreas de relevo ondulado que se situam na transição entre encostas íngremes da serra e o pedimento que as circundam. Caracterizam-se por serem feições deposicionais inclinadas, associadas à coalescência de depósitos coluviais (fig. 32).



Figura 32: Encosta com cobertura coluvionar (rampa de colúvio) sobre a Serra do Arapuá-Carnaubeira da Penha/PE. Foto: Willian Srad – Google Earth.

Pedimentos rochoso com cobertura detrítica: São áreas moderadamente planas circunscritas por maciços residuais, constituindo setores de evacuação de sedimentos sobre os quais se formam um pavimento detrítico devido à ação de erosão laminar. Essa unidade morfoescultural, na maioria das vezes, pouco dissecadas, também separam os ambientes de encostas dos plainos aluviais (fig. 33).



Figura 33: Área de pedimento rochoso vista pela Serra do Arapuá. Ao fundo corte do plano aluvial do Riacho Cachoeira. Foto: Leandroevs – Google Earth.

Plano aluvial : Este compartimento corresponde às áreas baixas e planas que ocorrem ao longo dos vales, englobando as formas resultantes da deposição. São formas alongadas onde predominam o escoamento superficial e o entrincheiramento da drenagem. O compartimento subdivide-se em uma unidade de terraços erosivos composta por diferentes tipos de sedimentos depositados sob condições climáticas distintas. A outra unidade é o leito fluvial propriamente dito onde predominam barras fluviais de areia grossa e grânulos, evidenciando a atuação de eventos climáticos contemporâneos de alta magnitude e baixa recorrência, característicos do regime semiárido.

Devido às baixas declividades encontradas na bacia do riacho Salgado e a escala de aproximação da área de estudo, dentre todos os compartimentos ora descritos sobre o contexto regional, destacam-se apenas as unidade de pedimentos e o plaino aluvial no relevo da bacia (fig. 34).



Figura 34: Área de pedimento rochoso, unidade geomórficas mais comum encontrada na bacia, juntamente com o plaino aluvial. Ao fundo vista da Serra do Arapuá. Foto: Hugo Barros, nov./2011).

4.3 Clima

O semiárido do Nordeste do Brasil experimenta déficit hídrico anual, que se traduz tanto em relação à irregularidade espacial quanto temporal na distribuição das precipitações. Este caráter determina para tais ambientes, grande complexidade na identificação dos fatores atuantes que controlam a variabilidade pluviométrica.

Utilizando-se de sistemas de classificação tradicional, o clima de Belém de São Francisco segundo Köppen, pode ser descrito como do tipo Bsh' com totais de precipitação média de 426,4 mm, e temperatura média de 24 °C. Devido ao controle de sistemas sinóticos que atingem a região do Nordeste do Brasil, as chuvas, na área de estudo, geralmente ocorrem por antecipação do inverno, concentrando-se entre a estação de verão e outono, onde atinge níveis máximos no mês de março (fig. 35).

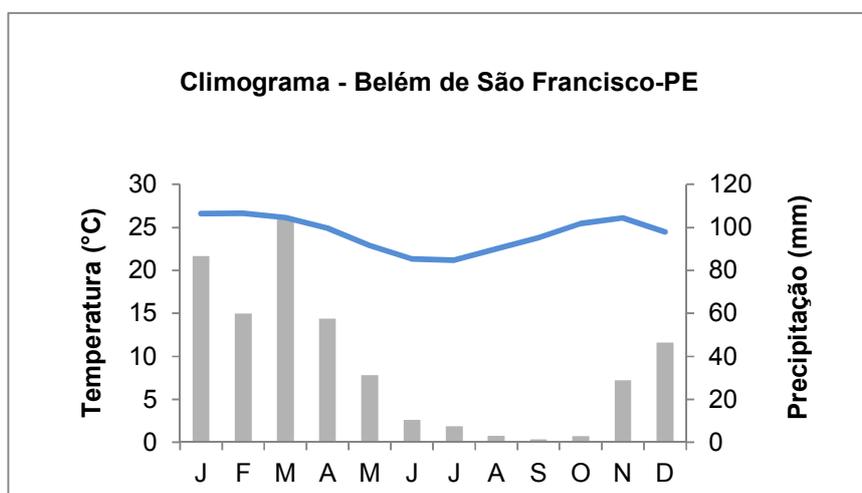


Figura 35: Climograma de Belém de São Francisco. (Fonte: ITEP/LAMEPE)

Dentro desta perspectiva, a análise dos sistemas sinóticos, em sua gênese e reprodução ao longo do tempo e espaço, torna-se imprescindível para qualquer tipo de estudo que trate da evolução geomorfológica de uma determinada bacia semiárida. A este

respeito Corrêa (2001) define a participação do clima, como elemento fundamental no afeiçoamento da paisagem e caracterização dos sistemas geomórficos, englobando seus processos e a pedogênese.

Especificamente em bacias semiáridas, a temporalidade dos sistemas climáticos pode estar registrada na estratigrafia dos depósitos fluviais. A interação entre os elementos naturais que compõem a superfície da paisagem, e as atividades antropogênicas permite uma análise sobre o encadeamento, por vezes cíclico, de eventos climáticos desencadeadores de desestabilização dos sistemas geomorfológicos. Pode-se aventar que, a partir de eventos deste tipo, a ação pluviométrica pode gerar impactos erosivos de grande magnitude sobre um curso fluvial de caráter efêmero, sobretudo porque inúmeras vezes, o arranjo geométrico deste apresenta-se modificado pela construção de sucessivas barragens com a finalidade de armazenamento de água.

Ao descrever o domínio dos sertões secos, Ab'Saber (2008) afirma que as médias de precipitações anuais servem apenas como uma normatização ou referência, de dados obtidos ao longo de muitos anos. Neste caso, destacam-se muito mais as sequências irregulares dos anos de ritmo habitual, intercalados ora por secas prolongadas, ora por precipitações concentradas de grande magnitude. Tendo em vista a sucessão de cenários de longa estiagem e enxurradas, onde o conjunto de atributos da paisagem progride para uma eminente ruptura, as feições geomórficas localizadas no interior das unidades de cursos fluviais, tendem a sofrer bruscas mudanças.

Estudos recentes (ADREOLI e KAYANO, 2007; SILVA et al., 2008; GRIMM e TEDESCHI, 2009) demonstram que, fenômenos como El Niño/La Niña – Oscilação Sul (ENOS), e circulação geral da atmosfera têm recebido cada vez mais crédito para a explicação dos baixos e irregulares valores pluviométricos regionais. Por outro lado os

sistemas semifixos, conhecidos para o Estado de Pernambuco tendem a garantir de certa forma, um mínimo acumulado de precipitação anual no semiárido.

Embora o estado de Pernambuco seja influenciado por vários sistemas sinóticos, estes não garantem ao setor oriental um acumulado de precipitações satisfatório, tanto pela alta taxa de evapotranspiração, quanto pelo fator orográfico, imposto pelo Planalto da Borborema. De acordo com Amorim (2010) fazem parte deste mosaico a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), o Anticiclone do Atlântico Sul (ASA) Os Vórtices Ciclônicos da Atmosfera Superior (VCAS), os Complexos convectivos de mesoescala (CCM) e as Linhas de Instabilidade (LI).

No caso dos limites afixados para a área de estudo cingidos pela bacia, os sistemas considerados como semipermanente, definidos por Amorim (2010) são responsáveis pela garantia de precipitação na área. Porém, em se tratando da bacia do Rio Pajeú, destaca-se o papel da ZCIT que, segundo o Plano Estadual de Recurso Hídrico realizado pela SECTMA (1998) é considerada o principal sistema de produção de chuvas no Sertão e Agreste de Pernambuco. “A ação da ZCIT sobre a região da bacia analisada ocorre de forma geral entre os meses de fevereiro e maio, com o registro de máximas em fevereiro e março” (SECTMA,1998).

Ainda que esta região tenha grande dependência da posição e intensidade da ZCIT sobre a ocorrência e localização espacial das precipitações, outros sistemas sinóticos citados anteriormente podem contribuir para a ocorrência excedente de precipitação no semiárido em curto prazo, como a atuação das VCAS ou CCM, referidos por Silva et al. (2008) e Alves et al. (2004) respectivamente.

A respeito de tempestades severas, Ferreira (2006) afirma que, as convecções quase que diárias ao longo da Zona de Convergência Intertropical promovem muitas

trovoadas em grandes áreas de nebulosidade, significando atividade normal para o período de atuação. O transporte de calor por convecção em massa leva para níveis da alta troposfera as grandes “torres quentes” definidas por Ferreira (op. Cit.), onde geralmente não há vórtices fechados na sua circulação, excetuando desta forma, sua participação na formação de precipitações deste período. Ao analisar os dados históricos obtidos das estações meteorológicas da área de estudo e seu entorno, percebe-se que em grande parte dos casos, a ocorrência de eventos máximos de precipitação está geralmente atrelada a fatores secundários e não meramente ao sistema semipermanente mais importante da região como a ZCIT.

Outro aspecto importante que cada dia vem sendo mais discutido em torno das alterações interanuais nas taxas de precipitação são as variações do El Niño e La Niña/ Oscilação Sul (ENOS) e dipolo do Atlântico. Embora, seus efeitos sejam bastante conhecidos em decorrência da sucessiva atuação entre anos de El Niño e La Niña, nos quais perdura sobre a região Nordeste do Brasil (NEB) a diminuição de chuvas sobre o evento El Niño e elevação dos mesmos durante anos de La Niña, não se pode considerar como informação suficiente para afirmar que tais eventos sejam unicamente responsáveis por tais modificações.

Oliveira (1999) explica o fenômeno ENOS como dependente do índice de oscilação Sul (IOS). Sua ocorrência é representada pela diferença entre a pressão ao nível do mar entre pacífico central (Taiti) e Pacífico Oeste (Darwin/Austrália) e sua medição estão diretamente associados às mudanças de circulação atmosférica nos níveis baixos da atmosfera, com o conseqüente aquecimento/resfriamento das águas sobre esta região. Sendo assim, valores negativos e positivos atribuídos aos IOS são determinados pela presença do El Niño e La Niña respectivamente.

Utilizando-se desta informação na tentativa de averiguar a participação dos eventos ENOS sobre o Nordeste e, especificamente, no entorno da área de estudo localizada no estado de Pernambuco (AZAMBUJA et al. , 2009) verificou que nem sempre a ocorrência de valores positivos (período de La Niña) dos IOS teve relação com o aumento de chuvas em períodos de anomalias de precipitação. O que nos leva a crer que, a ocorrência de eventos de precipitação com alta magnitude e baixa recorrências possui uma gênese um tanto mais complexa, e que a tentativa de determinar padrões de ritmo climático para o cenário semiárido não é uma tarefa de fácil solução.

Avaliando o período de precipitação de 2004 a 2010 para Belém de São Francisco e municípios do entorno (fig. 36) verifica-se que não existe um padrão delineado para toda região, sobretudo pela introdução de variantes entre uma região e outra, como relevo local e sistemas sinóticos prevaletentes.

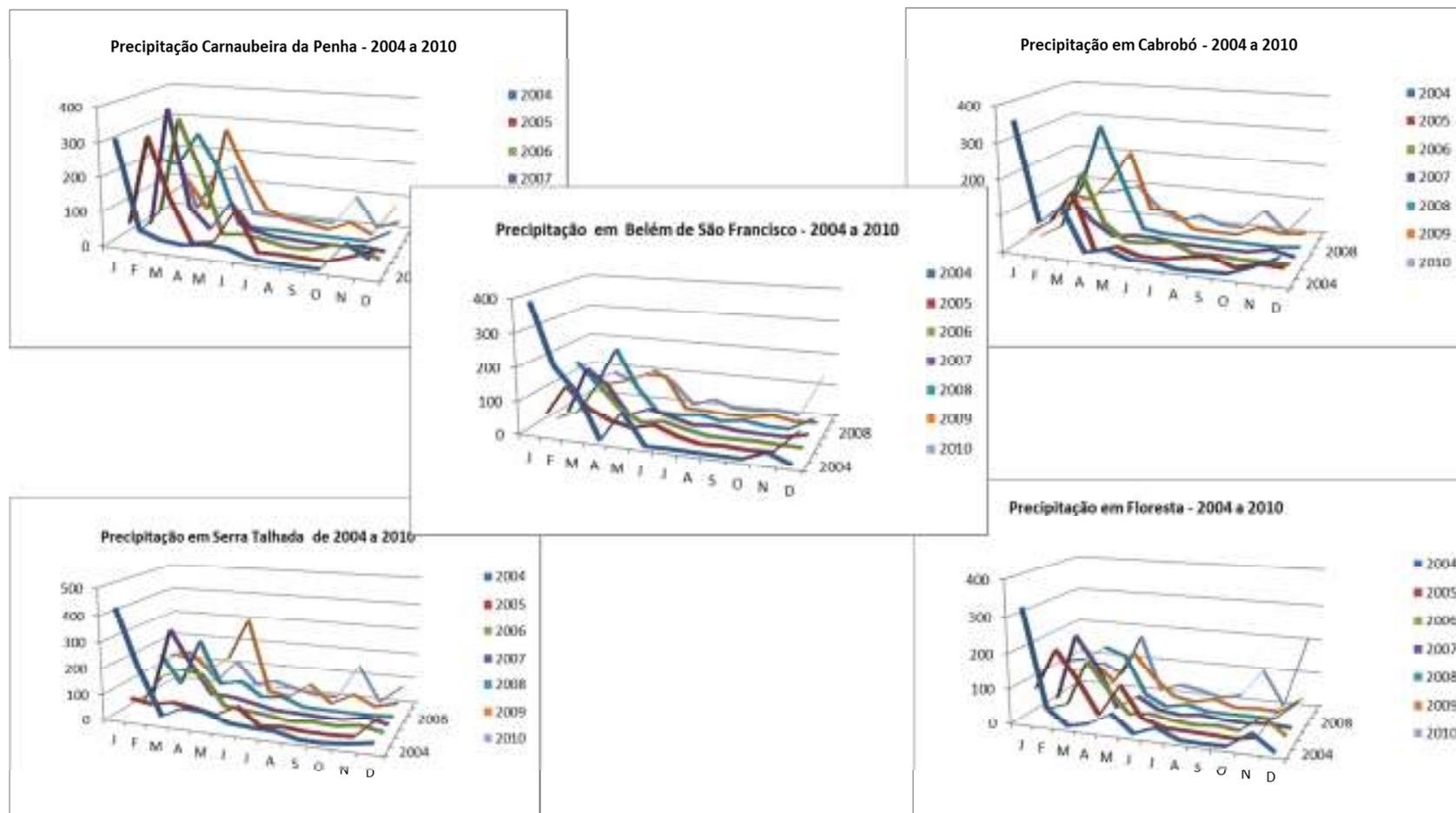


Figura 36: Precipitação anual para o período de 2004 a 2010 no município de Belém de São Francisco e região circunvizinha. Fonte: dados extraídos do ITEP/LAMEP, 2011.

Outro problema conhecido refere-se à variabilidade interanual de precipitação, embora esteja bem marcada a estação seca em todos os gráficos, é verificado no município de Belém de São Francisco diferenças muito grande entre um período chuvoso e outro. A única congruência encontrada dentre todos os municípios foi à atuação do evento de mesoescala que atingiu a região em janeiro de 2004. Mesmo que este evento tenha apresentado um efeito catastrófico sobre toda a região, ele por si só não representou mudanças ao longo da estação chuvosa, visto pela rápida retração do nível de precipitação em Carnaubeira da Penha, Serra Talhada e Floresta, descartando de uma vez a hipótese por influencia de eventos ENOS neste período.

4.4 Solos

Seguindo a topossequência em catena, regionalmente os solos encontrados na bacia do Cachoeirinha/Capim Grosso, na qual se insere a área de estudo, são representados por classes bastante expressivas do ambiente semiárido do Nordeste do Brasil (fig. 37). Ainda que a área ocupada pela bacia Cachoeirinha/Capim Grosso tenha uma maior variedade de tipos de solos, devido à ocorrência de relevo mais acidentado, tais como, a Serra das Crioulas, do Man, da Pedra do Fogo, Serra Grande e Serra do Melão. A topossequência em escala menor, para a bacia estudada, apresentou em nível local quase todas as unidades reproduzidas no entorno da bacia acima citada.

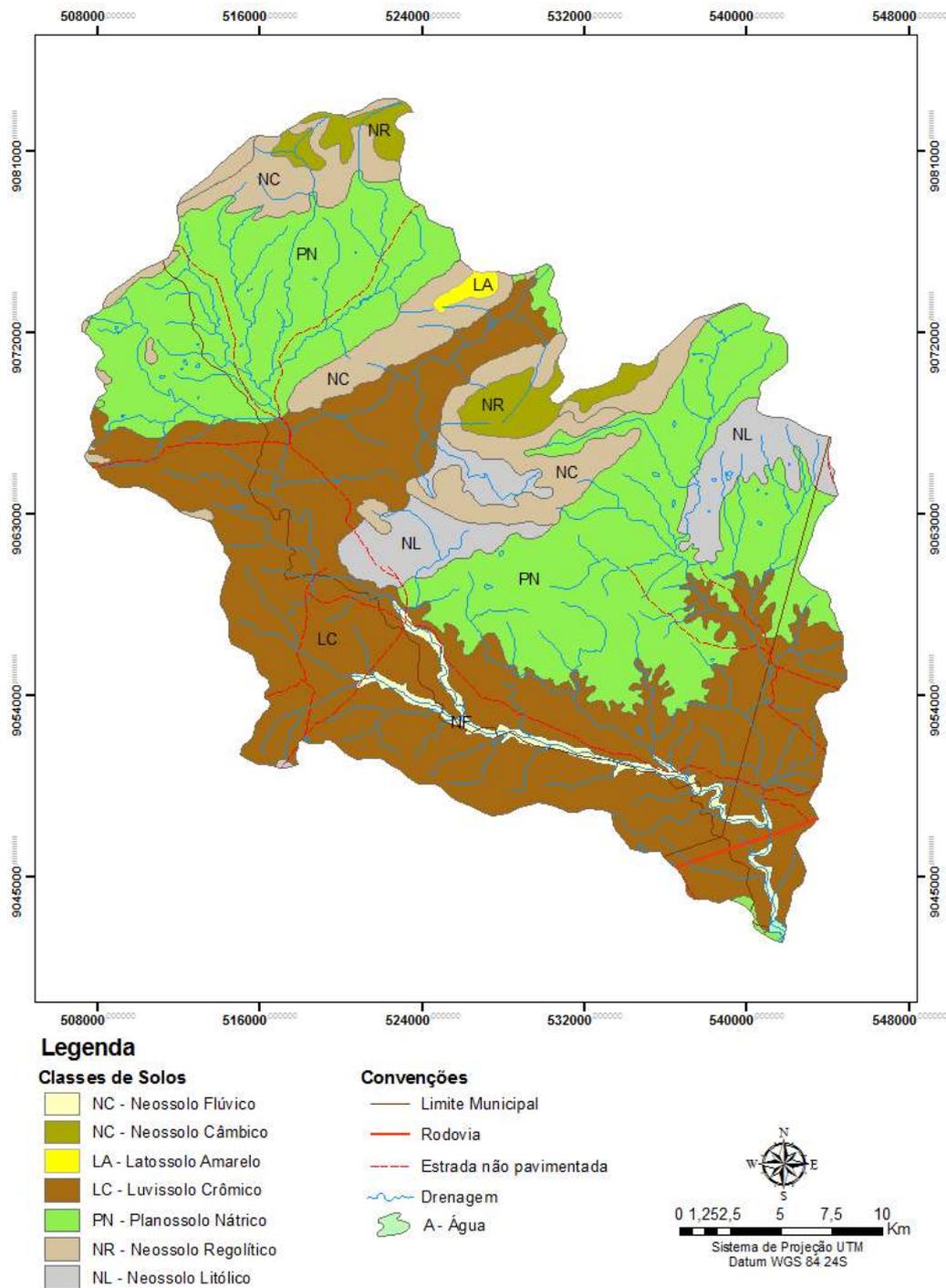


Figura 37: Mapa de distribuição de solos na Bacia Cachoeirinha/Capim Grosso. Fonte: elaboração própria.

De acordo com o mapeamento de reconhecimento de baixa e média intensidade de solos para o estado de Pernambuco (EMBRAPA, 2000) ocorrem sobre a bacia 7 unidades de solos, a saber: Neossolos Litólicos eutróficos e distróficos sobre relevos fortemente ondulados; em setores mais elevados, como os patamares de cimeira, são encontrados os Cambissolos; Latossolo Amarelo e Latossolo Amarelo-vermelho sobre a cimeira da Serra Grande; Neossolos Regolíticos nas porções N-NE e S-SO da Serra do Melão; Planossolos Nátricos sobre os pedimentos a 450 m; ao sul da bacia, entre o médio e baixo curso os Luvisolos Crômicos são predominantes, enquanto nas porções limitadas pela planície aluvial ocorrem com frequência os Neossolos Flúvicos.

Apesar da existência de apenas dois patamares de pedimentos sobre a bacia do Riacho Salgado, de acordo com o mapeamento geomorfológico previamente realizado para a região, as associações de solo são encontradas similarmente sobre os limites da área de estudo. Por meio da leitura do mapa solo que cinge os limites do Riacho Salgado foram encontradas três categorias de solos, expressas pela forte presença dos Luvisolos Crômicos, pequeno trecho ao sul da área ocupada, pelos Neossolos Regolíticos e, no baixo curso, Neossolos Flúvicos (fig. 38).

Embora haja uma grande escassez de informações em nível local, não só para esta área de estudo, bem como para todo o estado de Pernambuco, acerca das classes de solos, através de trabalhos de campo e coleta de materiais para análise em laboratório foram identificadas outras associações a estas categorias.

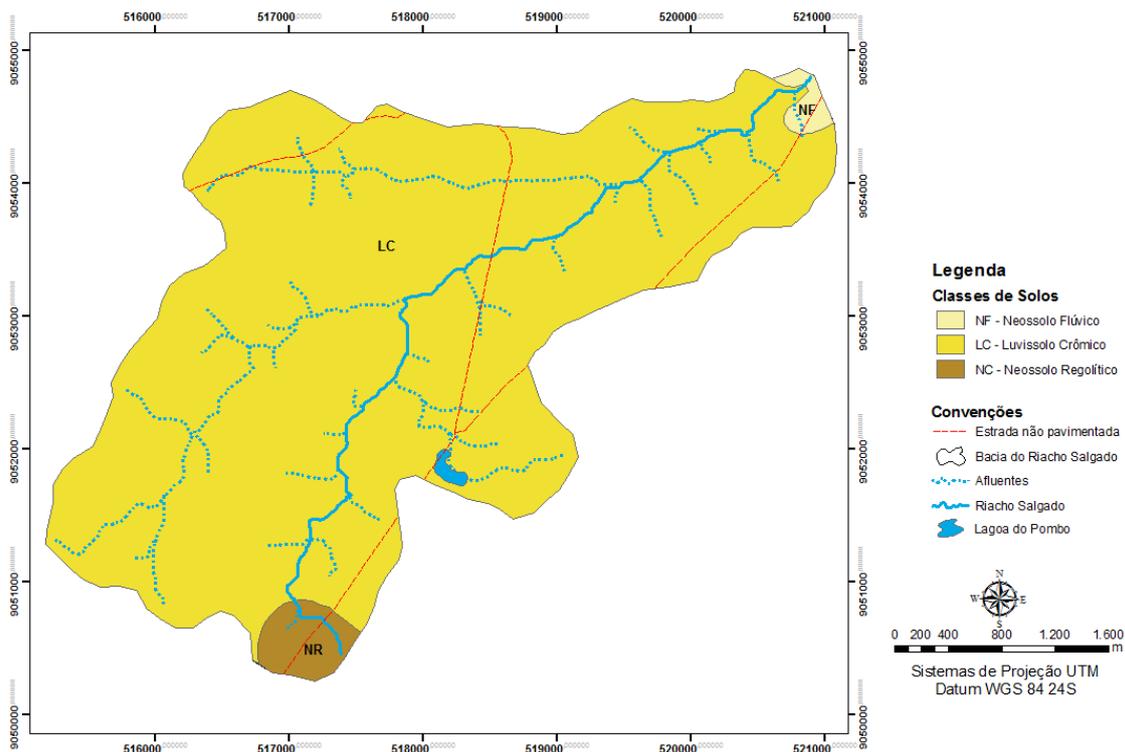


Figura 38: Distribuição das principais classes de solos encontradas na bacia do riacho Salgado. Fonte: Modificado de ZAPE, 2001.

Em sua grande parte, os pedimentos interplanálticos com inclinação suave são predominantemente recobertos por Neossolos e Luvissolos Crômicos. Estes possuem uma profundidade média de 40 a 60 cm e são recobertos por depósitos residuais de cascalho (pavimento detrítico). O horizonte B é caracterizado pela concentração de argila de alta atividade, enquanto o horizonte A é fraco ou inexistente. Estes solos são particularmente susceptíveis à erosão linear. No alto curso os Neossolos Litólicos e Neossolos Regolíticos, em geral, são localizados ora sobre os altos pedimentos, ora associados aos Planossolos Nátricos, sobre os baixos pedimentos e margens do Riacho.

Os Luvissolos Crômicos, embora represente grande parte da cobertura pedológica da bacia (fig. 39), ocorrem frequentemente de forma associada a outros solos. Sua posição preferencial encontra-se sobre a zona intermediária entre plano aluvial e topo

dos pedimentos são solos que superam os 60 cm de profundidade e cor marrom avermelhado. Como no caso dos Luvisolos, ocorre sobre sua superfície a formação de pavimento detrítico, ocasionada pelos fluxos laminares. Apresenta horizonte A incipiente e maior concentração de argilas esmectitas no horizonte B. Em alguns casos pode ocorrer formação de horizonte vértico, pelo elevado teor argilas, logo abaixo do horizonte superficial.



Figura 39: Luvisolo Crômico, principal classe de solo encontrada na bacia do Riacho Salgado. (Foto: Edson C. Miranda, ago/2007.)

Sobre os trechos mais baixos destes pedimentos e terraços fluviais são normalmente encontrados os Planossolos solodizados. Estes perfis exibem horizontes A e E pálidos que transitam abruptamente para um horizonte B denso com uma mudança textural decorrente da iluviação da argila. Um dos fatores preponderantes nestes solos

exibidos na área de estudo é a forte presença de concentração de sais, o que favorece a formação de uma descontinuidade textural abrupta e conseqüentemente a erosão (fig. 40). Estes solos acompanham praticamente toda margem do Riacho, quando esta não está estruturada diretamente sobre afloramentos rochosos.



Figura 40: Planossolo Nátrico na margem do canal, com horizonte A erodido, marcando a descontinuidade sobre o Horizonte B. Foto: Edson C. Miranda, ago./2008.

Sobre a região de topo da bacia, no setor sul indicado pelo mapa (fig. 38), está localizada uma grande área de depressão fechada recoberta por Vertissolo. A lagoa do Pombo é caracterizada pela ocorrência destes solos de cor cinza escuro formado pela acumulação de argilas esmectitas. Durante a estação seca estas argilas contraem-se formando por toda a depressão gretas de dissecação, enquanto na estação úmida elas expandem dando origem a microrelevos de Gilgai. Não é possível identificar a formação

de horizontes neste solo pela sua homogeneização em relação ao material de origem. Devido à sua situação topográfica, este solo não está tão susceptível à erosão como os demais que recobrem as superfícies pedimentares mais elevadas. Além deste setor expressivo, os Vertissolos também podem ser encontrados sobre pequenas superfícies planas esporadicamente distribuídas sobre alguns setores pedimentares. De forma geral estes setores são utilizados como áreas de armazenamento de água para a criação de animais (fig. 41).



Figura 41: Gretas de dessecação formadas em período seco (novembro de 2011) sobre Vertissolos na Lagoa do Pombo, riacho Salgado. Foto: Hugo Barros, nov./2011.

Os Neossolos Flúvicos, representados no setor NE do mapa são encontrados localmente mais expressivamente no setor do baixo curso do Riacho (fig. 42). Tais solos podem apresentar caráter salino ou sódico, ou ainda solódico ou não solódico. Segundo a Embrapa (2006) ambos são eutróficos de textura indiscriminada. A cobertura vegetal

associada pode ocorrer em forma de caatinga hiperxerófila de várzea. Quase sempre estes solos ocorrem associados em sua margem aos Planossolos Nátricos. O trecho no qual os Neossolos Flúvicos tornam-se mais expressivos ocorre na transição do médio curso para o baixo curso, quando o canal passa de semiconfinado para não confinado.



Figura 42: Neossolos Flúvicos formados no interior do canal, utilizados para plantio de milho durante a estação úmida (novembro de 2011). Foto: Renata Azambuja, nov./2011.

4.5 Hidrografia

De acordo com o Plano Estadual de Recursos Hídricos de Pernambuco, a bacia do Rio Pajeú está inserida na Unidade de Planejamento Hídrico 9, definida genericamente como UP9 (SECTMA, 1998). A rede hidrográfica do Pajeú é considerada a maior bacia do estado, ocupando uma área de 16.838,70Km² que drena 17 % do estado em direção ao lago de Itaparica, mesorregião do São Francisco.

Sobre este arcabouço regional insere-se a bacia do riacho Salgado. Definida como parte integrante da Bacia do Riacho Cachoeira/Capim Grosso (drenagem principal com exutório direto para o Rio Pajeú) a bacia do riacho Salgado insere-se na porção extremo sudoeste da bacia supracitada. De maneira geral, fisicamente a bacia Cachoeira/Capim Grosso é controlada pelo caráter endorréico dos canais, e ainda por fatores estruturais, ora pelas falhas transversais ao Lineamento Pernambuco, ora pela ocorrência de maciços residuais de orientação NE/SO. A drenagem apresenta-se extremamente fragmentada devido a não existência de um leito contínuo que se destaque ao longo da bacia (perímetro de 18.265 m²). Por tal motivo, sua ligação direta com a margem direita do baixo curso do Pajeú, se faz através do Riacho Capim Grosso. Reconhecido como o último tributário da margem direita, o referido riacho apresenta por vezes um Plano aluvial de grandes proporções e segmento de leste para oeste orientado pelo lineamento Pernambuco. (Fig. 43).

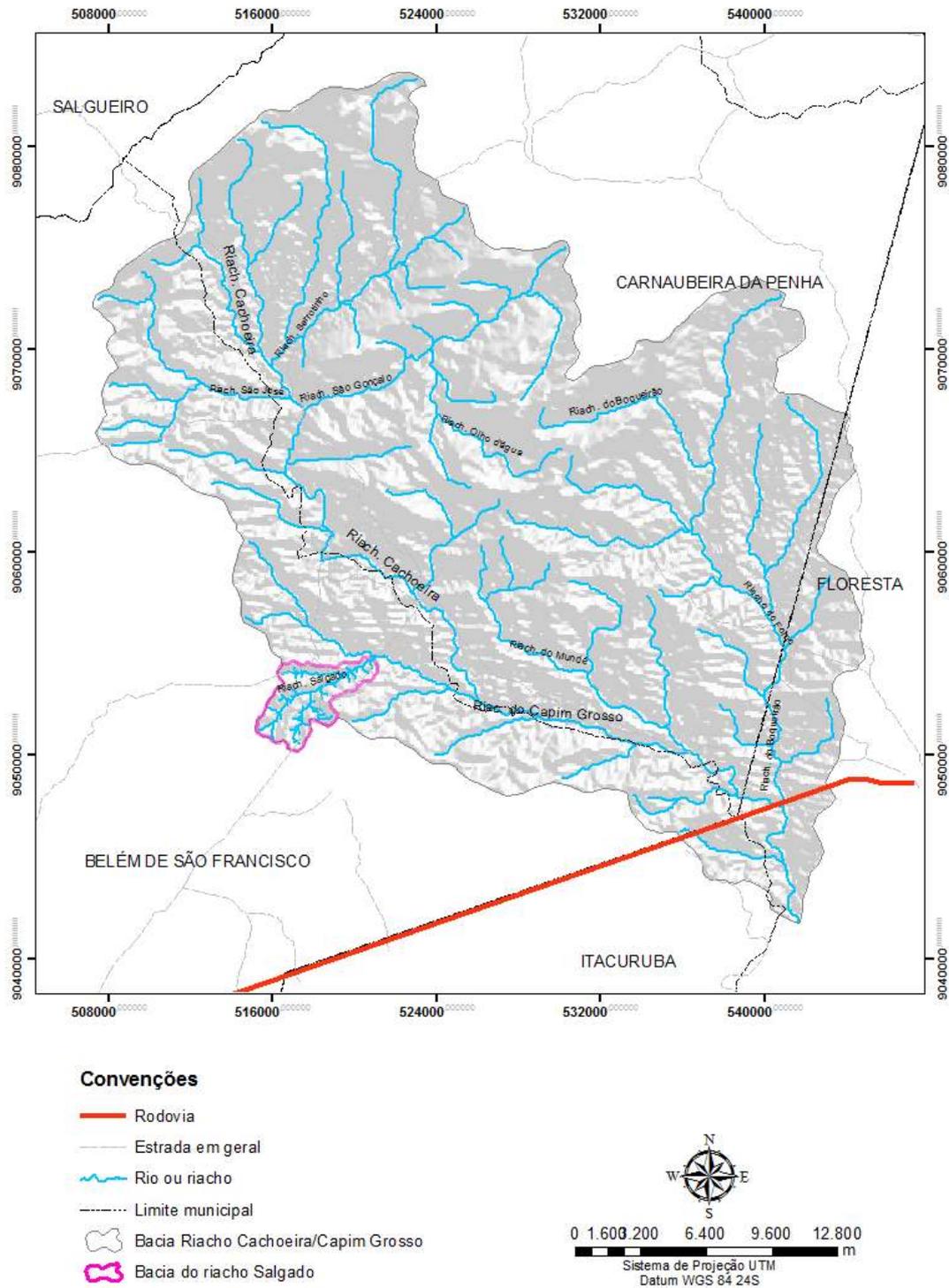


Figura 43: Hidrografia da bacia do riacho Cachoeira/Capim Grosso.

Os cursos fluviais, de maneira geral, possuem grande importância para o desenvolvimento de atividades socioeconômicas. Embora no semiárido nordestino os rios sejam de caráter efêmero, ainda assim, são considerados como um dos recursos mais valorizado para o desenvolvimento de uso e ocupação espacial.

Como tantas outras bacias do semiárido o riacho Salgado caracteriza-se por uma fisiografia fluvial composta predominantemente por canais anastomosados. Tais canais, segundo Cunha (2007), apresentam, de forma geral, grande volume de carga de fundo, decorrente da flutuação dos signos sazonais que controlam a descarga nestes tipos de leitos. Ao realizar estudos preliminares na bacia em questão, Corrêa e Azambuja (2005) dividiram a ação fluvial entre dois membros geomorfologicamente distintos: planícies aluviais e leques. Sobre os pedimentos intermontanos as correntes anastomosadas apresentam uma seção transversal rasa, de fundo chato e baixa eficiência de transporte. Esta tendência traduz-se em pequenos canais que se entrelaçam no leito do rio, acumulando barras de areia extremamente móveis, bem como lentes de cascalho.

As correntes fluviais neste ambiente exibem baixa sinuosidade, e depósitos alongados, alinhados de acordo com a direção do fluxo confinados em determinados trechos por vertentes íngremes (geralmente composta por afloramentos rochosos). Devido à forte atuação de fluxo hortoniano sobre a cobertura de caatinga hiperxerófila aberta, o fluxo superficial concentra-se na forma de torrentes, desenvolvendo pavimentos rudáceos sobre os baixos interflúvios.

No plano aluvial o fluxo torrencial canalizado tende a produzir uma série de barras anastomosadas composta por areia grossa e cascalho. Os sedimentos são dominados pela fácies rudácea, transportada como carga de fundo, resultando em mantos de lentes de sedimentos. A sedimentação frequentemente exhibe uma súbita interrupção da

granodrecrescência ascendente, devido à breve atuação das torrentes. Em geral, os depósitos de carga em suspensão são ausentes ou espacialmente limitados.

De acordo com Mabessone (1981) as características dos depósitos fluviais e seus ambientes deposicionais no semiárido nordestino podem ser sumarizados pela baixa estabilidade do canal; seções transversais planas, rasas e assimétricas; gradiente moderado; geometria multilateral dos depósitos de areia; estruturas sedimentares indistintas, com estruturas de corte-e-preenchimento de grande escala e pouca granodecrescência ascendente.

4.6 Vegetação

Considerada a maior zona fitogeográfica do estado de Pernambuco o ambiente de caatinga, segundo Andrade-Lima (1957) é caracterizado por uma vegetação de porte médio a baixo, apresentando fisionomia tipicamente tropófila (decídua) abundante em espinhos. A caatinga pode apresentar sensível variabilidade em suas espécies de acordo com o tipo de solo predominante, a pluviosidade e a altitude. Dessa forma Andrade-Lima (op cit.), descreveu a zona da Caatinga em três subzonas, tais como agreste, sertão e matas serranas.

Localizado na subzona do sertão, o município de Belém de São Francisco, local no qual se insere a área de estudo, apresenta anualmente efeitos intensos de estiagem prolongada. O contraste entre secas prolongadas, resultante das precipitações irregulares e, chuvas torrenciais efêmeras, caracterizam a região de depressão sãofranciscana como o trecho mais seco do sertão pernambucano, culminando sobre o município de Belém de São Francisco. Por tal motivo, a vegetação apresenta porte reduzido de caatinga

arbustivo-arbórea com distribuição escassa. A seguir são listadas na tabela 04 algumas das principais espécies vegetais encontradas na área em questão:

Tabela 04: Principais espécies vegetais encontradas na bacia do riacho Salgado (Fonte adaptada de Andrade-Lima, 1957).

| Família | Nome científico | Nome popular |
|---------------|--|--------------|
| Euphorbiaceae | <i>Cnidoscolous phyllacanthus</i> | Faveleira |
| Apocynaceae | <i>Apisdosperma pyriformium Mart.</i> | Pereiro |
| Leguminosae | <i>Phitecolobium multiflorum (H.B.K.) Benth.</i> | Canafísitula |
| | <i>Phitecolobium diversifolium Benth.</i> | Carcarazeiro |
| | <i>Bauhinia heterandra benth.</i> | Mororó |
| Convolvulacea | <i>Ipomoema fistulosa Mart.</i> | Mata cabra |
| | <i>Jatropha pohliana Muell. Arg.</i> | Pinhão brabo |
| Rhamnaceae | <i>Zizyphus joazeiro Mart.</i> | Juazeiro |
| Cactacea | <i>Pilocereus gounellei K. Schumm</i> | Xique-xique |

Além das espécies de ocorrência natural, o extrato vegetal da bacia, encontra-se modificado pelo uso, sendo comum a presença do Ipê amarelo (*Tabebuia cf. aurea Benth & Hook. f. ex S Moore*), Juremas (*Pithecellobium diversifolium Benth.*) com princípios psicoativos, palmas forrageiras, além da presença frequente de Algaroba (*Prosopis Juliflora*). Esta última, considerada como espécie exótica, destaca-se por suas inúmeras qualidades, para o uso em ambientes semiáridos, tais como emprego para produção de carvão, cercas e móveis; produção de vagens de elevado valor nutritivo, muito apreciado pelos animais, além de apresentar grande resistência à secas prolongadas e ao alto teor de salinidade dos solos. Sendo assim, é comum encontrar, mesmo durante o período de estiagem, fragmentos de vegetação verde ao longo da bacia, embora esta se encontre cada vez mais modificada, pelo uso. O xique-xique (*Pilocereus gounellei*) também é

encontrado frequentemente sobre a área de pedimento rochoso na bacia. Este é utilizado como alternativa pelos agricultores e criadores para alimentação dos animais em períodos de longa estiagem, sendo a última alternativa dos agricultores como nutrição de seu criatório.

Evidências de baixa diversidade de espécies vegetais no ambiente de estudo são notadas, sobretudo, durante o período seco, no qual o extrato palatável se restringe ao consumo de espécies arbustivas com alta densidade de espinhos, como as aveleiras (*Cnidoscolous phyllacanthus*) e pinhão brabo (*Jatropha pohliana* Muell. Arg.). A grande disseminação de sementes de algaroba, realizada pelo próprio consumo e fertilização dos animais, pode ser considerado ainda como uma questão agravante na diminuição da diversidade de espécies, bem como proteção superficial de determinados setores do relevo local. Algumas destas espécies são ilustradas na figura 44.

Na tentativa de se estimar a distribuição e ocupação da cobertura vegetal sobre a estrutura superficial da bacia, foi elaborado um mapa de IVDN. Utilizando-se de uma imagem obtida no final do mês de maio (término da estação chuvosa) foi verificado que, o IVDN se apresentou em 2010 conservações da cobertura verde intermediária (fig. 45).

Nível negativo de IVDN encontrados na bacia, de forma geral, é relacionado tanto a ocorrência de corpos d'água, quanto de nuvens. Como a escolha para análise foi realizada preferencialmente sobre imagens sem cobertura de nuvens, neste caso atribuiu-se o valor negativo a presença de água. Assim, os valores de -0,19 a 0,22 atribuem-se principalmente à água. Entretanto como a faixa de 0 a 0,22 abrange valores positivos, é possível ainda ocorrer associação ao solo descoberto e afloramentos rochosos. Esta associação baseia-se no fato de que, solos e rocha refletem conjuntamente quase na mesma intensidade do vermelho e o infravermelho próximo (bandas utilizadas para a obtenção do índice) e segundo Rizzi (2004) podem aproximar-se do zero.

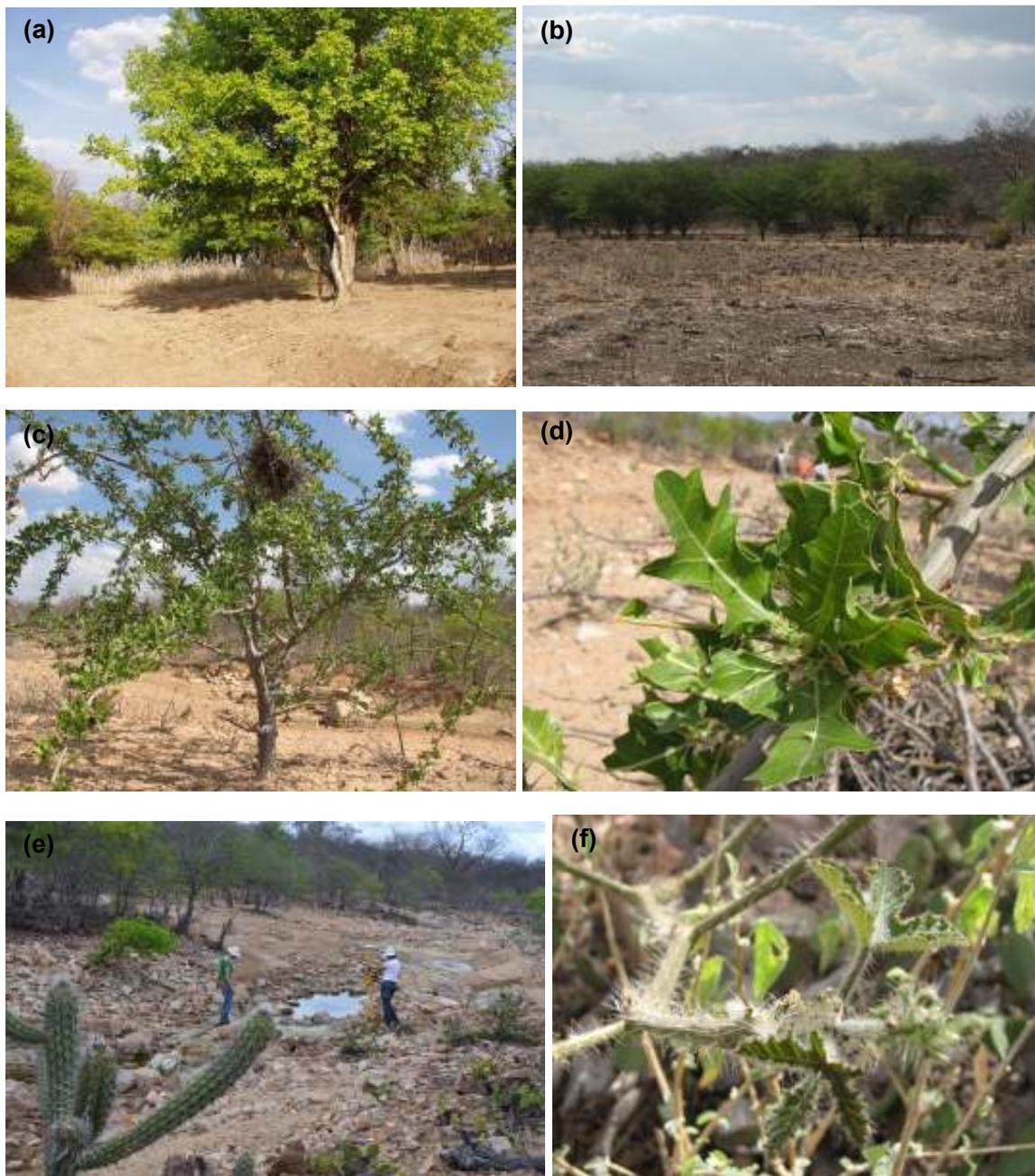


Figura 44: Espécies vegetais encontradas com frequência na bacia do riacho Salgado. (a) Juazeiro; (b) Algarobas; (c) Faveleira; (d) Faveleira em detalhe; (e) Xique-xique e (f) Pinhão brabo. Fotos: Edson C. Miranda e Hugo Barros.

Ainda que haja esta assembleia de objetos que refletem na mesma faixa, a cor amarela nos mapas coincide com as áreas dirigidas ao uso agrícola e de moradia,

estando, portanto vinculado aos valores de 0,22 a 0,30 de solo descoberto. A faixa que vai de 0,30 a 0,37 é considerada como a de maior degradação da cobertura vegetal, onde reconhecidamente a superfície é recoberta. Enquanto 0,37 a 0,43 representa a cobertura de caatinga em processo de regeneração, após a o período chuvoso, e 0,43 a 0,63, representam a faixa de cobertura melhor preservada.

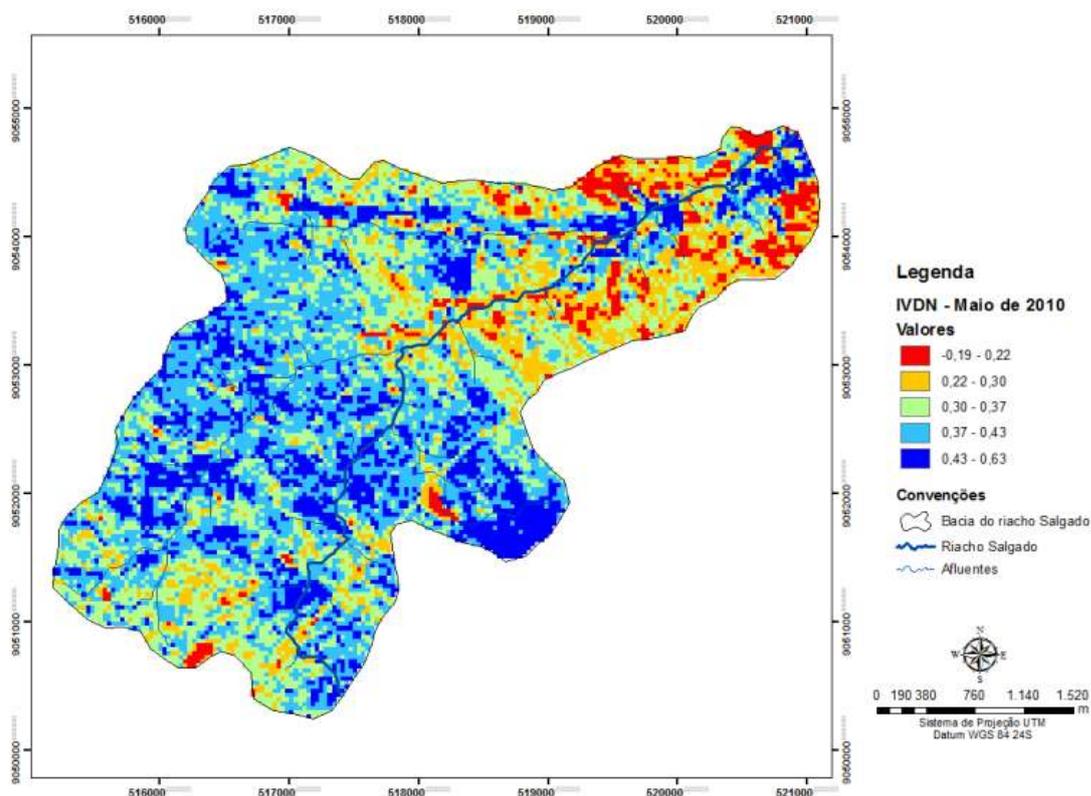


Figura 45: IVDN da bacia em maio de 2010, indicando o estado da vegetação durante estação chuvosa. Fonte: Elaboração própria.

Por se tratar de imagem de período chuvoso, notou-se na área uma maior ocorrência de armazenamento de água, em virtude das chuvas ocorridas entre janeiro e maio. Embora tenha sido encontrada esta quantidade de água disponível nas barragens e ao longo do leito, a cobertura vegetal não apresentou nível elevado de conservação.

Valores entre 0,22 e 0,63, estão diretamente relacionadas com a área de maior adensamento de ocupação. Enquanto os valores entre 0,30 e 0,37 devam estar relacionados com áreas de pasto. Já valores entre 0,43 e 0,63 ao longo do leito médio e baixo, representam as áreas de cultivo.

Percebe-se que a área de pouco uso na bacia (de acordo com o mapa de uso do solo) não apresentou em sua totalidade valores muito elevados de cobertura preservada (0,43 – 0,63), estando a vegetação em sua grande parte associada a níveis intermediários de regeneração (0,37 – 0,43). Isto nos leva a constatação de que mesmo sobre o efeito de chuvas, a vegetação de caatinga que compõe a área, ainda apresenta níveis relativos de degradação.

4.7 Uso e ocupação da terra

Embora o Sítio dos Montes esteja localizado ha apenas 27 km da sede municipal de Belém de São Francisco, as condições de uso e ocupação da bacia do riacho Salgado, diferem em muitos aspectos do uso da terra pela agricultura irrigada que se promove as margens do médio curso do Rio São Francisco.

A distribuição da população do município de Belém de São Francisco se apresenta de forma rarefeita quando relacionada à sua área total de 1.831 km² (considerado o 11º maior município do Estado, dentre os 185). De acordo com os primeiros dados divulgados do Censo populacional de 2010 (IBGE, 2010) atualmente, dos 20.236 habitantes, 62,18% residem na área urbana do município, enquanto 37,82% se distribuem por toda zona rural, divididos entre fazendas e sítios dispersos.

Os vazios demográficos e a irregularidade de distribuição das precipitações acabam por concentrar as atividades rurais ao longo de rios temporários, que tendem a funcionar como elemento espacial de aglomeração populacional em seu entorno. Silva (2009) em estudo de análise das associações espaciais físico-naturais e de ocupação de terras da bacia do riacho Salgado, verificou que os aspectos naturais de alternância entre período chuvoso e estiagem tendem a controlar as atividades socioeconômicas, condicionando quase sempre nestes locais a utilização de agricultura de sequeiro (para o período chuvoso) e a pecuária, voltada principalmente para a criação de caprinos durante todo o ano.

De acordo com Silva (op. cit.), de maneira geral, o relativo isolamento desta comunidade rural tende a repercutir negativamente sobre as condições socioeconômicas dos seus habitantes, com a ausência de serviços básicos como educação básica, média e superior.

4.7.1 Práticas agrícolas: agricultura de sequeiro

Como referido anteriormente, a agricultura praticada nos limites da bacia não é do tipo irrigado. Alguns moradores do sítio Montes tendem a realiza-la em áreas vizinhas sobre propriedades secundárias ou alheias no regime de meação onde haja abastecimento por açude. De acordo com Silva (2009) a agricultura de sequeiro ou não irrigada, depende fortemente dos ritmos de precipitações, entretanto, a associação dos signos sazonais do semiárido nordestino, com o baixo nível técnico adotado pela população local ocasionam grande risco de perda de produção, seja pela falta, excesso ou má distribuição das chuvas.

A baixa diversidade de espécies cultivadas segue o padrão de diminuição progressiva de espécies nativas que se distribuem na área de estudo. Para a agricultura

de subsistência, o milho e o feijão de corda são as espécies principais de cultivo (fig. 46). Silva (op. Cit.) verificou durante o ano de 2008 que, das 13 propriedades consultadas, 12 haviam plantado milho e o total, o feijão de corda. Apenas poucos agricultores informaram produzir outras culturas sobre diferentes ambientes, como o caso do feijão de arranque plantado no sistema de meação em um açude localizado na área vizinha do sítio Taiano; melancia e abóbora sobre regime de vazante realizado em barragem, além do sorgo e cebola, todos cultivados fora do limite da bacia do riacho Salgado.



Figura 46: Plantio de milho realizado pela prática de agricultura de sequeiro no interior do canal, anterior ao maior barramento encontrado no canal principal. Foto: Edson Carneiro, jul./2008.

A quantidade de milho e feijão de corda produzidos durante o ano de 2008 refletiu a condição de maior distribuição do período chuvoso para este período, contabilizando em

média para cada produtor 680 kg de milho, já para o feijão de corda, o maior acúmulo de precipitação pode ter refletido uma baixa de produção, com uma distribuição em média de 33 kg por produtor. O destino da produção gerada pelos agricultores, de modo geral, divide-se entre consumo próprio e uso para insumo da atividade pecuária, sendo o feijão consumido diretamente pelos produtores e familiares e o milho para a criação de animais. Quando alcançam uma taxa excedente, a produção segue para a comercialização e, em caso de não suprir sua própria demanda, o agricultor tende a comprar de outros produtores.

Em ocasiões que sucedem longos períodos de estiagem pode ocorrer drástica diminuição de produção de milho e feijão. Este fato somado ao sobrepastoreio sobre áreas que normalmente são direcionadas para o cultivo, de forma geral, provocam o abandono das mesmas, com a finalidade de se produzir alimento emergencial para o criatório, como é o caso do plantio da Palma forrageira. A alimentação dos animais em secas prolongadas é realizada pela associação de palhas das plantações pós-colheita, farelo de milho produzido nas propriedades ou comprado, vagens de algaroba e em último caso, utilização de enxertos (de jurema, quixabeira, etc.).

Outra modalidade muito comum regionalmente é o plantio ilícito de narcóticos, como a *Cannabis sativa*. Por estar inserida na área conhecida como “polígono da maconha”, a bacia do riacho Salgado, em tempos passados foi terreno de inúmeros conflitos promovidos por famílias rivais envolvidas com tráfico de drogas. De acordo com alguns relatos locais, esta prática já fez parte das atividades econômicas desenvolvidas na área, porém, com a forte repressão policial, este tipo de produção embora seja mais rentável, representa enormes riscos para os moradores locais, sendo assunto muito pouco comentado na área.

4.7.2 Pecuária extensiva: o uso pela caprinocultura

A segunda, e não menos importante atividade econômica desenvolvida na bacia é a pecuária de caráter extensivo. Voltada predominantemente para a criação de rebanhos de caprinos e ovinos, existem ainda a criação em menor expressão de gado bovino, galinha, pato e porco.

A preferência pelo gado caprino remonta o processo de ocupação do semiárido do Nordeste brasileiro, a partir de meados do século XVII, durante a colonização. Sua preferência se deu pela fácil adaptação dos caprinos às condições ecológicas do semiárido, bem como às características edafoclimáticas e vegetativas, experimentadas em outras regiões similares no mundo, como a Espanha Grécia e Austrália. Segundo Sampaio Et al. (2009) a região semiárida do nordeste brasileiro concentrou no ano de 2006 o percentual de 92,4 do rebanho efetivo no país e deste percentual 58,1% dos caprinocultores situam-se sobre propriedades com menos de 10 hectares. Considerando que as áreas de criação são muito pequenas, a renda per capita não supera dois salários mínimos.

Embora a caprinocultura represente algumas vantagens em relação à bovinocultura tais como: melhor adaptação à irregularidade climática, menor necessidade de capital para implantação e manutenção de rebanho e existência de mercado local e regional no consumo de carne, queijo e leite, Sampaio et al. (op cit.) destacam que essa assertiva tenha apenas certa razão de ser. Sabe-se que a irregularidade climática também pode afetar negativamente a pecuária. De forma geral, nos meses mais secos, o rebanho tende a perder peso, subtraindo todo ganho obtido nos meses antecedentes (estação chuvosa), quando há água suficiente e vastas áreas de pastagem. Como resultado a produtividade tende a ser baixa.

Os caprinos adaptam-se melhor a caatinga arbustiva e arbórea, porém respondem pouco, em ganho de produtividade em relação à melhoria de pastagem. Os ovinos tendem a se adaptar melhor aos pastos herbáceos (fig. 47). Entretanto, em meses mais secos a associação de ovinos e caprinos promove sobre o suporte fitogeográfico o sobrepastoreio, tornando-os forte agentes de degradação ambiental, de acordo com o modo intenso de aproveitamento do extrato palatável da paisagem. Sendo assim, a pecuária sobre a bacia do riacho Salgado se processa durante a estação chuvosa de forma extensiva, momento no qual a vegetação de caatinga funciona como pasto natural. Durante a estiagem, os animais passam a demandar maiores cuidados, necessitando confinamento em cercados.

Silva (2009) constatou que a quantificação precisa de criatórios na caatinga é uma tarefa difícil, já que grandes partes do ano passam soltos, longe de cuidados, porém calcula-se que a produção individual seja na faixa inferior a cinquenta cabeças. Outro fator que pode resultar em grandes variações de quantidade são as secas prolongadas, que tendem provocar alta taxa de mortalidade de animais.

A comercialização de animais, não é algo rotineiro na região, entretanto ocasionalmente alguns animais são vendidos na feira de Belém ou Floresta por proprietários com melhores condições financeiras, enquanto outros passam por atravessadores que os revendem nas feiras livres.



Figura 47: Caprinocultura nas margens do canal em baixo curso fluvial. Foto: Edson C. Miranda, jan./2008.

Sumarizando, as práticas utilizadas na agricultura de subsistência ou semicomercial e a pecuária extensiva aplicada à bacia estudada ainda são muito rudimentares. Não se encontra ao longo de todas as propriedades, a utilização de técnicas de manipulação da caatinga, tais como: o *raleamento* que controla o crescimento seletivo das espécies lenhosas em áreas de pastos e eleva a produção de forragem da caatinga; o *rebaixamento* que consiste na manutenção de espécies lenhosas em alturas de 20 a 30 cm que sirvam para alimentação animal; e o enriquecimento, que promove a introdução de espécies forrageiras no sistema, sejam estas nativas ou exóticas. A utilização de fenagem e silagem também não são comuns na região. Por duvidarem que o capim ou outro vegetal tenha o mesmo valor nutritivo que plantas em seu estado natural o

rebanho acaba passando anualmente pelo efeito sanfona, engordando na estação chuvosa e emagrecendo rapidamente durante a estiagem.

Todos esses problemas são acentuados unicamente pela ausência de assistência técnica governamental. Agricultores da região reclamam das dificuldades de acesso gratuito às vacinas e sementes, bem como da má qualidade das que chegam até eles. Em geral, os habitantes da região, não recebem visitas de assessoria promovida por órgãos extensionistas, ligados ao manejo alimentar, reprodutivo, produtivo e sanitário.

Sobre este panorama as práticas de agricultura de sequeiro e pecuária extensiva subdividem-se em três setores ao longo de toda a bacia, apresentado pelo mapa de uso e ocupação (fig. 48). No trecho que compreende o alto e médio curso, predominam o uso pouco explorado pela pecuária extensiva, embora ainda possa se encontrar formas de cultivo sobre interflúvios em patamares aplainados nos trechos confinados. Entre a segunda metade do médio curso e o baixo curso, a bacia divide-se entre área de uso comum, pela pecuária extensiva e agricultura de sequeiro. O uso pela agricultura concentra-se, sobretudo, nos trechos de leito semiconfinado e não confinado, restando para os demais patamares o uso pela pecuária extensiva.

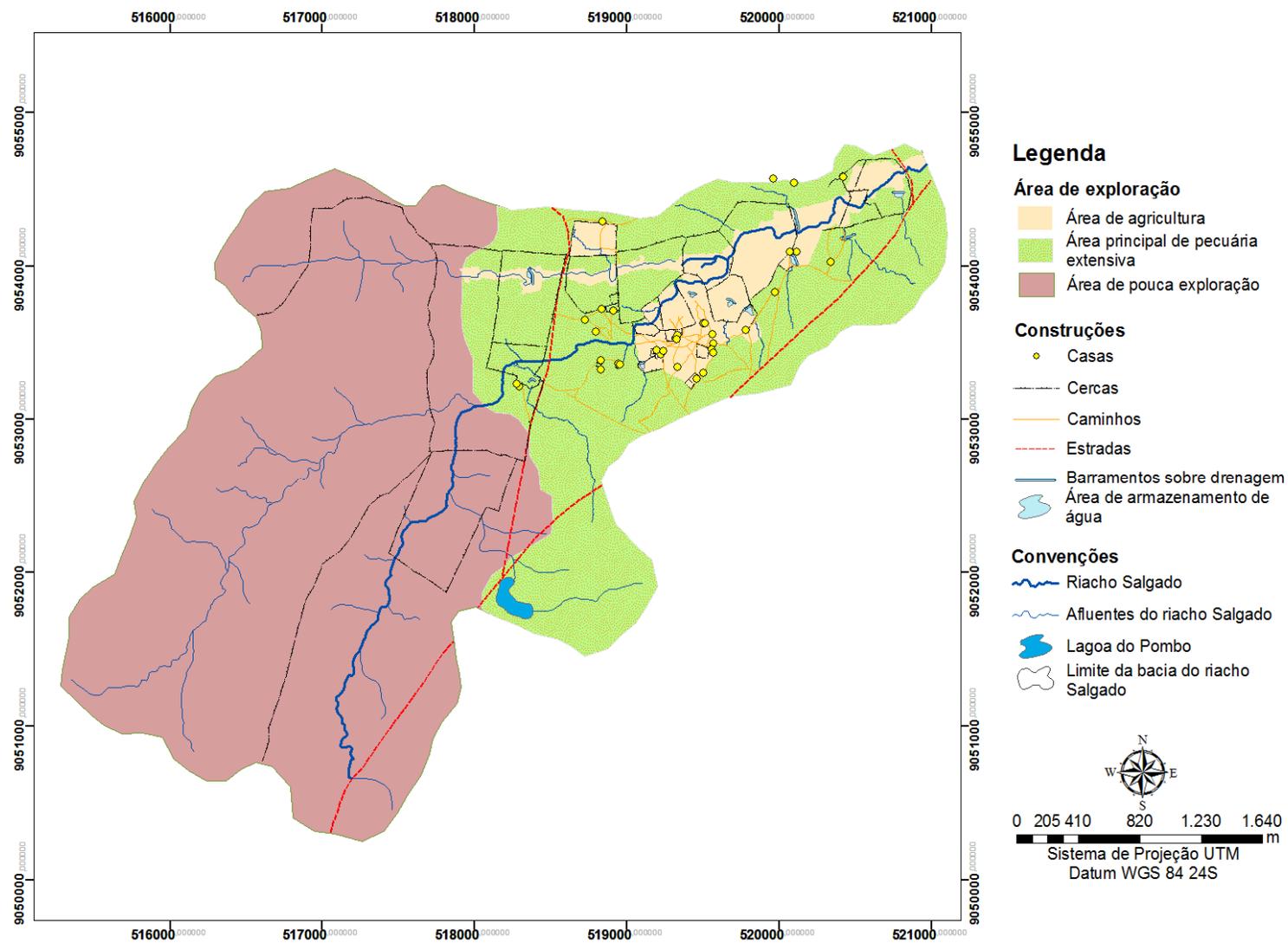


Figura 48: Mapa de uso de solo da bacia do riacho Salgado. Fonte: modificado de Souza, 2008.

4.7.3 Divisão territorial da bacia e infra estrutura

Como em todas as áreas distribuídas pelo semiárido nordestino, as propriedades encontradas na bacia do riacho Salgado são delimitadas por cercas lenhosas (construída por galhos do extrato arbóreo) e arame farpado. As cercas delimitam não somente as propriedades, mas também diferentes territórios encontrados em uma mesma propriedade. O agricultor de ambientes rurais como este, tende a produzir uma grande diversidade de domínios, com tipologias territoriais marcantes.

Silva (2009) definiu para o sítio Montes três principais tipologias utilizadas pelos habitantes locais na divisão territorial, apresentados como: o campo, a manga e a roça, dentro os quais os dois primeiros são destinados à atividade pecuária, e o terceiro à agricultura de sequeiro.

Em geral, as roças ou roçados, são separados das demais áreas através de cercas, devido à necessidade de se proteger a lavoura dos animais que circulam na atividade de criação extensiva. O campo, segundo Silva (op cit.) destaca-se como principal área destinada a pecuária extensiva. Compreende áreas não cercadas que atravessam o riacho e se cruza com o próprio limite das propriedades. Neste setor a caatinga funciona como área de pastagem natural, para caprinos, ovinos e bovinos. O terceiro tipo de limite territorial são as mangas (fig. 49). Esta designação é aplicada a áreas cercadas pelo proprietário, onde temporariamente seja necessário limitar a pecuária extensiva. Como em todo pasto nele também é possível encontrar área de pastagem natural, entretanto seu uso em geral é destinado a uma atividade específica. De acordo com relatos de alguns moradores da região, a manga é um local de despejo de animais, tanto em ocasiões em que o animal esteja prestes a parir ou em caso de doenças, para que os mesmo não venham a óbito. Entretanto, alguns moradores ainda preferem criar

seu rebanho sobre os limites das mangas, devido a incapacidade de administra-los no sobre amplas áreas (como os campos) destinadas ao uso comum de todos os moradores.



Figura 49: Área de manga, reservada para cuidados específicos do rebanho e criatório em geral. Propriedade da Sra. Djanira. Foto: Hugo Barros, nov,2011.

Com base nesta divisão de territorial de diferentes uso e análise dos tipos de cobertura da terra, chegou-se a elaboração do mapa de uso da terra para a bacia do riacho Salgado. Sobre as áreas de campo, anteriormente definidas, predominam as coberturas por vegetação de caatinga sobre diversos graus de preservação, verificado pelo IVDN. No setor que compreende o alto e médio curso da bacia, com predomínio de trechos confinados na bacia, o uso da terra na categoria de campo, encontra-se muito menos intenso que nos setores de canal semiconfinado e não confinado apresentadas no mapa como área mista de pecuária e agricultura. O predomínio do roçado ocorre no setor

de maior adensamento de propriedades. Nesta área o solo fica exposto ou recoberto com gramíneas, que se desenvolvem sazonalmente, entre uma e outra época de plantio. Durante o período chuvoso estas terras são recobertas pelo plantio de feijão e milho. Enquanto todos os outros espaços que se estendem no trecho médio e final do riacho são destinados a pecuária extensiva de uso comum.

No tocante a divisão de propriedades, embora a ocupação não ocorra na forma de aglomerados contíguos, é comum no trecho que se estende do médio e baixo curso encontrar mais de uma residência, devido ao estabelecimento de casas de agregados e parentes. Em geral, no espaço que se estende entre uma residência e outra localizadas na mesma propriedade ocorrem clareiras abertas circundadas pela caatinga, denominadas por terreiros. De dimensão variável os terreiros são unidos entre si por uma rede de estradas e caminhos que atravessam todo o trecho de pedimento habitado. Os diversos acessos interligam infraestruturas-hídricas construídas pelos proprietários e ao roçado, localizados principalmente sobre as áreas que margeiam o riacho.

São encontradas na área, tanto casas construídas de maneira rudimentar, como a taipa, quanto de maneira estruturada, em alvenaria. A rede elétrica na região é distribuída para todas as residências desde o ano de 2004. Não existe implantação de sistema sanitário na área, sendo apenas algumas residências dotadas de fossas sépticas. Em sua grande parte, os habitantes sequer dispõem de sanitários.

O uso da água na região dispõe de uma série de infraestruturas, desenvolvidas para o consumo do homem e de animais. Na sua forma natural, os agricultores procuram aproveitar a água que esporadicamente circula sobre o leito principal e afluentes maiores do riacho Salgado. Para tanto, são construídas barragens de terra (fig. 50) sobre trechos estratégicos de confluência de canais formados durante o período de chuvas. O

aproveitamento da água que se acumula superficialmente é de curta duração, permanecendo apenas até o início da estiagem.



Figura 50: Cacimba escavada sobre a área da maior barragem encontrada na bacia durante o período de estiagem. Foto: Renata Azambuja, nov./2011.

Após período o período de estiagem sucedem as perfurações de cacimbas. Estas são realizadas periodicamente (a cada período de estiagem, dependendo da passagem anual de evento chuvoso) sobre o leito seco do riacho e têm por objetivo alcançar o lençol freático. O aproveitamento da água de cacimbas quase sempre é destinado para o consumo animal, ainda que sejam encontrado sobre essas águas alto teor de salinidade, devido ao acúmulo de sais que ocorrem naturalmente na área. Para o consumo humano ainda existem as cisternas de placa (fig. 51), construídas com o objetivo de captar a água das chuvas através de calhas instaladas sobre o telhado das casas.



Figura 51: Cisterna instalada junto a uma construção de casa de taipa, edificação típica da região.
Foto: Felipe Silva, dez/2007.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Tendo em vista o grande quantitativo de resultados referentes ao diversos tipos de análises empregados por esta pesquisa a análise e discussão dos resultados foi subdividida em quatro etapas, a saber: a análise sedimentológica do material coletado e relações de distribuição de sedimentos dentro da bacia; avaliação do ritmo climático na região; relações entre o ambiente geomorfológico fluvial e ações antrópicas e finalizado pelas associações longitudinais de processos sobre o perfil fluvial da bacia.

5.1 Análise dos parâmetros estatísticos de sedimentologia da bacia

Em virtude das inúmeras dificuldades encontradas ao longo da pesquisa no que concerne à perda de amostras para a realização de todas as análises necessárias, nova coleta e curto prazo para novo processamento, a análise dos parâmetros estatísticos de distribuição granulométrica restringiu-se apenas a divisão detalhada das frações arenosas, sendo generalizadas em uma única classe, as frações menores que 62 μ m.

Dessa maneira, com base nos resultados obtidos em laboratório, as amostras representativas foram caracterizadas quantitativamente, possibilitando a identificação tanto sobre a natureza dos depósitos como do tipo de processos operantes sobre as frações terrígenas.

Em relação aos resultados obtidos para a análise de distribuição granulométrica, pode-se dizer que de acordo com a classificação estabelecida por Folk e Ward (1957), o grau de seleção das amostras apresentou padrão (100% das amostras) de grãos pobremente selecionados (tabela 05).

Tabela 05: Parâmetros estatísticos por amostragem.

| Amostras | Seleção | Assimetria | Curtose |
|-----------------|------------------------|-------------------------|-------------------------|
| RS1.1 0-3 | 1,2 Pobre. selecionado | -0,38 Muito negativa | 1,05 Mesocúrtica |
| RS1.1 3-6 | 1,3 Pobre. selecionado | -0,37 Muito negativa | 1,01 Mesocúrtica |
| RS1.1 6-9 | 1,3 Pobre. selecionado | -0,36 Muito negativa | 1,00 Mesocúrtica |
| RS1.1 9-12 | 1,3 Pobre. selecionado | -0,36 Muito negativa | 0,99 Mesocúrtica |
| RS1.2 0-3 | 1,2 Pobre. selecionado | 0,001 Aprox. simétrica | 1,14 Leptocúrtica |
| RS1.2 3-6 | 1,2 Pobre. selecionado | -0,004 Aprox. simétrica | 1,11 Leptocúrtica |
| RS1.2 6-9 | 1,3 Pobre. selecionado | 0,005 Aprox. simétrica | 0,80 Platicúrtica |
| RS1.2 9-12 | 1,3 Pobre. selecionado | 0,003 Aprox. simétrica | 0,80 Platicúrtica |
| RS2.1 3-6 | 1,6 Pobre. selecionado | -0,14 Negativa | 0,80 Platicúrtica |
| RS2.1 3-6 | 1,6 Pobre. selecionado | -0,15 Negativa | 0,80 Platicúrtica |
| RS2.1 9-12 | 1,6 Pobre. selecionado | -0,13 Negativa | 0,80 Platicúrtica |
| RS2.2 0-3 | 1,6 Pobre. selecionado | -0,13 Negativa | 0,83 Platicúrtica |
| RS2.2 3-6 | 1,3 Pobre. selecionado | -0,35 Muito negativa | 0,76 Platicúrtica |
| RS2.2 6-9 | 1,3 Pobre. selecionado | -0,03 Aprox. simétrica | 0,74 Platicúrtica |
| RS2.2 9-12 | 1,3 Pobre. selecionado | -0,33 Muito negativa | 0,74 Platicúrtica |
| RS3.1 0-3 | 1,9 Pobre. selecionado | -0,14 Negativa | 0,60 Muito platicúrtica |
| RS3.1 3-6 | 1,7 Pobre. selecionado | -0,18 Negativa | 0,62 Muito platicúrtica |
| RS3.1 6-9 | 1,7 Pobre. selecionado | -0,17 Negativa | 0,61 Muito platicúrtica |
| RS3.1 9-12 | 1,7 Pobre. selecionado | -0,18 Negativa | 0,61 Muito platicúrtica |
| RS3.2 0-3 | 1,7 Pobre. selecionado | -0,49 Muito negativa | 0,75 Platicúrtica |
| RS3.2 3-6 | 1,4 Pobre. selecionado | -0,61 Muito negativa | 0,94 Mesocúrtica |
| RS3.2 6-9 | 1,7 Pobre. selecionado | -0,54 Muito negativa | 0,74 Platicúrtica |
| RS4.1 0-3 | 1,3 Pobre. selecionado | -0,02 Aprox. simétrica | 0,74 Platicúrtica |
| RS4.1 3-6 | 1,7 Pobre. selecionado | -0,09 Aprox. simétrica | 0,62 Muito platicúrtica |
| RS4.1 6-9 | 1,7 Pobre. selecionado | -0,15 Negativa | 0,62 Muito platicúrtica |
| RS4.1 9-12 | 1,7 Pobre. selecionado | -0,07 Aprox. simétrica | 0,64 Muito platicúrtica |
| RS4.2 0-3 | 1,7 Pobre. selecionado | -0,22 Negativa | 0,62 Muito platicúrtica |
| RS4.2 6-9 | 1,6 Pobre. selecionado | -0,47 Muito negativa | 0,76 Platicúrtica |
| RS4.2 9-12 | 1,7 Pobre. selecionado | -0,19 Negativa | 0,74 Platicúrtica |
| RS5.1 3-6 | 1,5 Pobre. selecionado | -0,63 Muito negativa | 0,80 Platicúrtica |
| RS5.1 6-9 | 1,7 Pobre. selecionado | -0,18 Negativa | 0,76 Platicúrtica |
| RS5.1 9-12 | 1,7 Pobre. selecionado | -0,06 Aprox. simétrica | 0,63 Muito platicúrtica |
| RS5.2 0-3 | 1,5 Pobre. selecionado | -0,61 Muito negativa | 1,00 Mesocúrtica |
| RS5.2 3-6 | 1,5 Pobre. selecionado | -0,62 Muito negativa | 0,99 Mesocúrtica |
| RS5.2 6-9 | 1,5 Pobre. selecionado | -0,60 Muito negativa | 0,78 Platicúrtica |
| RS5.2 9-12 | 1,1 Pobre. selecionado | -0,62 Muito negativa | 1,60 Muito leptocúrtica |
| Ref. 1 0-3 | 1,6 Pobre. selecionado | -0,14 Negativa | 0,80 Platicúrtica |
| Ref. 1 3-6 | 1,6 Pobre. selecionado | -0,18 Negativa | 0,80 Platicúrtica |
| Ref. 1 6-9 | 1,6 Pobre. selecionado | -0,19 Negativa | 0,81 Platicúrtica |
| Ref. 1 9-12 | 1,6 Pobre. selecionado | -0,16 Negativa | 0,88 Platicúrtica |
| Ref. 2 3-6 | 1,5 Pobre. selecionado | -0,67 Muito negativa | 0,93 Mesocúrtica |
| Ref. 2 6-9 | 1,2 Pobre. selecionado | -0,52 Muito negativa | 0,85 Platicúrtica |
| Ref. 2 9-12 | 1,2 Pobre. selecionado | -0,55 Muito negativa | 0,84 Platicúrtica |

A assimetria por outro lado é dada pelo afastamento do diâmetro médio da mediana. Corrêa (2001) acrescenta que o grau de assimetria reflete o quanto uma distribuição varia em relação à curva de distribuição normal (curva simétrica) e nos fornece indicações sobre a natureza do fluxo dos sedimentos. Se unidirecional (assimetria positiva) ou bidirecional (negativa) (Corrêa, op. cit.). A assimetria das amostras coletadas na bacia variou de aproximadamente simétricas a muito negativa, representados respectivamente por 20% e 43% do material analisado. Enquanto que, 37% apresentou nível intermediário com assimetria negativa. Dessa forma pode-se considerar que os fluxos atuantes na bacia confirmam a atuação de escoamento difuso, na remoção das partículas e redistribuição para os baixos pedimentos e plaino aluvial.

O caráter de bimodalidade ou polimodalidade é demonstrado pela curtose, como sugerem Folk e Ward (1957). Valores muito baixos de curtose encontrados em 21% das amostras refletem um padrão de distribuição muito platicúrtica, enquanto 53% apresentou padrão bimodal, referente a ocorrência de curva platicúrtica. Este resultado em parte reflete um problema alusivo a não separação de silte e argila, compondo dessa maneira uma única classe de finos. Em todo caso, a bimodalidade ou polimodalidade também poderia ter ocorrido para as classes de areia, já que, em muitos casos a distribuição encontrou-se separada em duas classes principais. Suguio (1973) afirma que a ocorrência de distribuição com mais de uma classe modal em combinação com valores muito altos ou muito baixos de curtose sugerem uma forte relação com o tipo de transporte. Tais sedimentos podem ter sofrido seleção em uma região de alta energia, transportado e depositado sem mudanças nas características, sendo os mesmos misturados com outros sedimentos em equilíbrio.

Os resultados obtidos pela análise de Pejrup (1988), por sua vez, caracterizam a bacia como ambiente de hidrodinâmica muito alta. O elevado índice de frações arenosas atreladas à ocorrência de fração siltosa, atribuem aos sedimentos uma perda significativa

de coesão de acordo com Corrêa (2005). Ao dividir o diagrama em quatro seções, A, B C e D, Pejrup (op. Cit.) identifica zonas específicas de acumulo de areia em relação ao sedimento lamoso, ao passo que, quanto maior a porcentagem de areia menor será a coesão dos sedimentos. Assim, a numeração de um a cinco qualifica o grau hidrodinâmico relativo à distribuição granulométrica. Dessa maneira, as amostras em geral foram distribuídas entre a linha de 50% e 90% de areia (seção B). A distribuição total das amostras é dada pelo diagrama de Pejrup, apresentada a seguir (fig. 52):

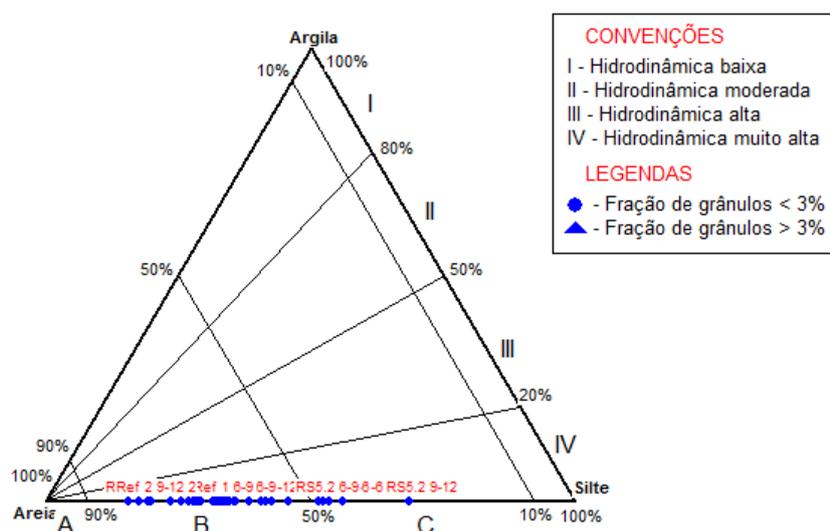


Figura 52 : Diagrama de Pejrup indicando a hidrodinâmica predominante dos sedimentos da bacia.

Os locais com maior hidrodinâmica estiveram vinculados aos setores mais elevados da bacia, indicados pela alta concentração de areias nas amostras referenciais 1 e 2. Os demais locais variaram entre 77% e 60%. Apenas em três amostras foram identificados maior equilíbrio entre frações de areia e sedimentos finos. Além de parte dos perfis RS3.1 e RS5.1 estarem incorporados nesta classe intermediária, somente o perfil RS5.2 encontrou-se totalmente incluído abaixo da faixa de 50%, devido ao maior teor de frações finas, vinculadas sobretudo a presença de silte (fig. 53). Ainda que esta

proporção tenha se apresentado mais equilibrada, de acordo com outros resultados que serão discutidos mais adiante, a hidrodinâmica local ainda permanece com elevada atuação sobre os pedimentos deste setor da bacia.

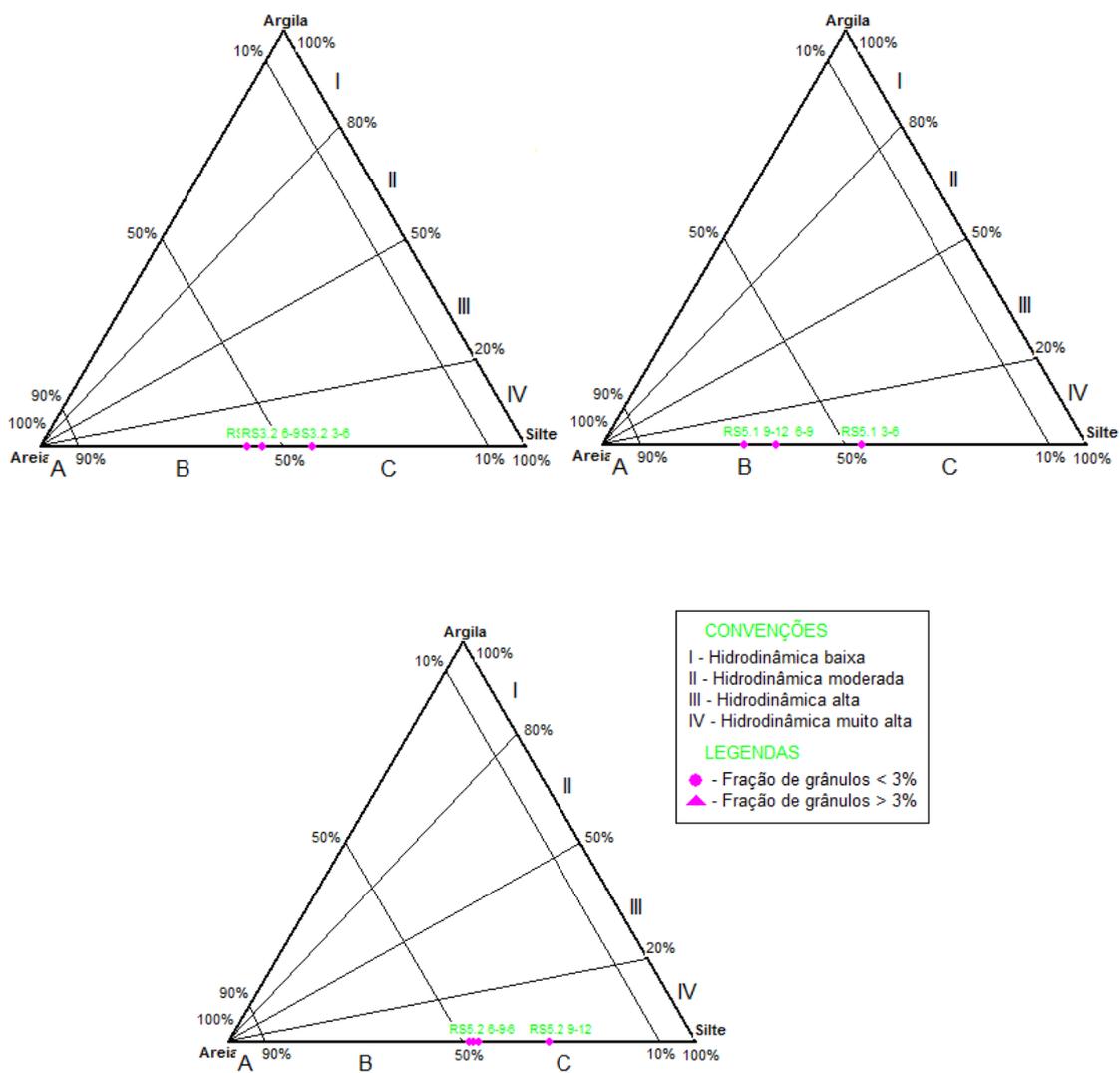


Figura 53: Diagrama de Pejrup obtido para as amostras RS3.2, RS5.1 e RS5.2, respectivamente.

Em relação à classificação do diagrama ternário de Shepard (1954) os sedimentos foram classificados em sua grande parte como sedimentos areno-siltoso, tendo sido encontrado uma pequena população de amostras na classe de areias e outra silto-arenosa (fig.54). Esta transição de classe textural se dá ao longo de toda bacia, estando a classe arenosa distribuídas no topo da bacia (amostras Ref. 1 e Ref. 2) areno-siltosa no médio curso e silto-arenosa no baixo curso.

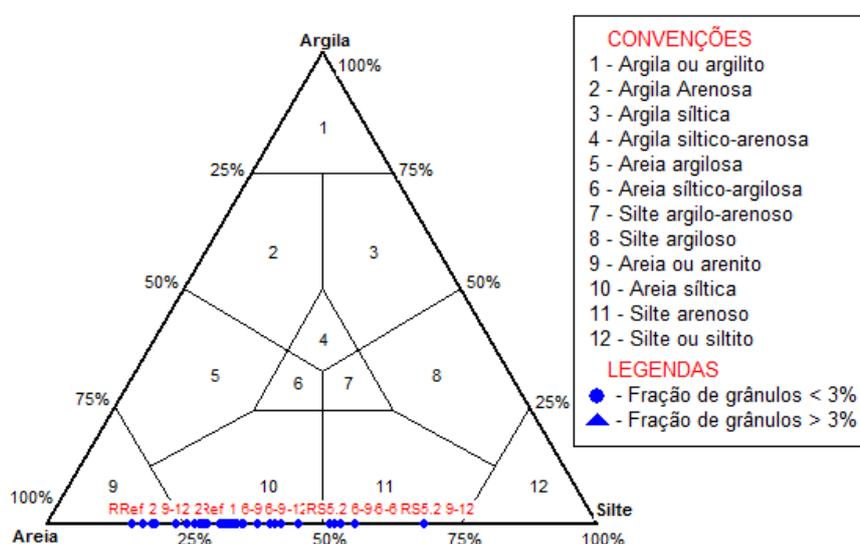


Figura 54: Diagrama ternário de Shepard com as respectivas classes de textura encontradas na amostras analisadas.

5.2 Distribuição vertical e variação espacial do ^{137}Cs

Embora não tenha sido possível aplicar a área o procedimento padrão de amostragem para obtenção do inventário de referência, com um mínimo de 10 amostragens como referido por Walling e Quine (1990), foi verificado através de duas amostragens na bacia, uma estimativa da atividade areal de $68 \pm 9,8$ (Bq m⁻²) para o ^{137}Cs . Este valor aproxima-se de outras estimativas obtidas para áreas referenciais no estado de Pernambuco, como encontrado por Antunes et al. (2010) em três diferentes

locais. Araripina obteve o menor índice, com atividade de $64,0 \pm 13,8$, enquanto Goiana obteve índice intermediário de $71,6 \pm 6,3$ (Bq m^{-2}) e máximo encontrado foi em Sertânia, $95,5 \pm 9,8$ (Bq m^{-2}). Ainda que as amostras referenciais tenham sido em número inferior para a bacia do riacho Salgado, ambos os perfis de amostras referenciais demonstraram curvas descendentes compatíveis com os modelos apresentados Hacıyakupoglu et al (2005), Schuler et al (2007) e Jange et al. (2010). Nesta primeira aproximação compreende-se que a concentração do inventário de ^{137}Cs em áreas teoricamente não perturbadas alcançam valores superiores ao apresentados nos transectos de amostragem em toda a bacia (fig. 55)

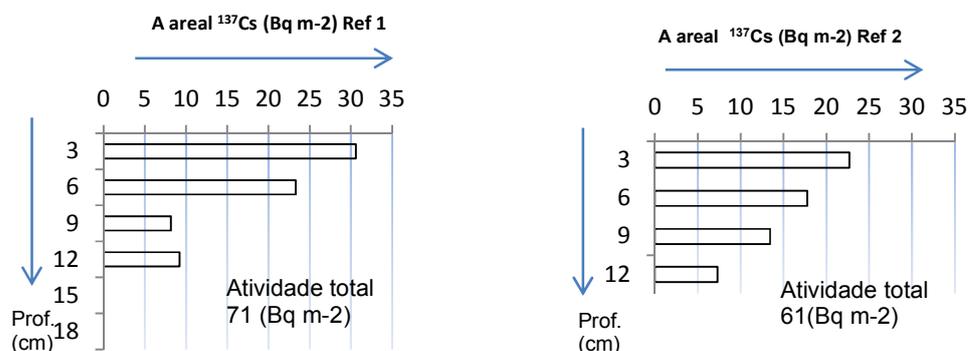


Figura 55: Resultado de concentração de ^{137}Cs dados pela atividade areal para áreas referência.

A primeira coleta de amostra realizada superou os 18 cm de profundidade, porém não foram encontrados inventário abaixo de 12 cm não acompanhando o resultado esperado para tais profundidades. Ainda assim, o perfil Ref1 obteve o maior número de contagem por atividade de ^{137}Cs dentre todas as coletas de amostras. Na amostra de Ref. 2 a curva descendente apresentou decréscimo na concentração de ^{137}Cs , como seria naturalmente esperado, porém o resultado de atividade total apresentou-se pouco menor que o primeiro ponto de amostragem para medição de taxa de erosão, encontrada em RS1.

Como o fluxo global de decaimento varia de acordo com a latitude, é de se esperar que em baixas latitudes ocorra uma gradativa diminuição no estoque do radionuclídeo ^{137}Cs . Comparativamente, estes resultados corroboram com a tendência descrita por Ritchie e McHenry (1990) e Shcuch et al. (1994). Através de resultados preliminares Antunes et al (2010) verificou que o maior índice encontrado em Pernambuco, no município de Sertânia, possui forte correlação com o tipo de argila (2:1), possibilitando uma maior assimilação do ^{137}Cs nestes solos. Neste caso, nem tato o fato pluviométrico determinou estoque mais elevado na área úmida de Goiana.

Andrello (2004) em trabalho realizado no estado do Paraná, região sul do Brasil, encontrou para parcelas cultivadas, bem como para áreas de pastagem, valores médios de 250 (Bq m^{-2}), acompanhando resultados obtidos por Shcuch et al. (1994) de estoque de ^{137}Cs de 329, 159, 150 e 170 (Bq m^{-2}) sobre as latitudes de 28, 26, 22, e 13 °S (ANTUNES et al., 2010). Estes resultados mostram que, de forma geral, os estoques podem diminuir simultaneamente com a latitude, porém há casos em que pode haver variação na mesma latitude como verificado por Fraga e Salcedo (2004) na Paraíba. Estoques de 118 (Bq m^{-2}) foram encontrados a 8°S de latitude, valor este que se assemelha aos encontrados em latitude de 13°S. Assim, tanto a amostra Ref. 1 e Ref. 2 obtiveram valores semelhantes e aceitáveis para o parâmetro referencial de estudo da bacia do riacho Salgado.

Para as demais áreas de análise o inventário de estoque de ^{137}Cs demonstrou decréscimo, indicando aumento do transporte de ^{137}Cs por erosão dos solos. A tabela 06 apresenta os valores médios de atividade encontrados nos perfis de amostragem. O menor valor estimado para o estoque total dentre os perfis, apresentado em RS3 ocorreu devido à perda de amostras, apresentando valor de 24 (Bq m^{-2}). Provavelmente este perfil estaria aproximado com níveis de estoque encontrados em outras áreas localizadas no topo da encosta no médio curso da bacia, por apresentar valores

razoavelmente elevados em relação a profundidade inferiores a 6 cm, com atividade de 11 e 13 (Bq m⁻²). Neste caso, o menor estoque obtido foi considerado para o perfil RS5, localizado sobre a posição de topo da encosta, no baixo curso do rio, no qual apresentou acúmulo total de 28 (Bq m⁻²). Já os valores mais elevados estiveram associados ao alto da bacia alcançando respectivamente 62, 59 e 55 (Bq m⁻²) em RS1 Topo, RS2 Topo e RS2 Base (Tabela 09).

Esta associação demonstra que sobre as áreas definidas como de pouco uso pela pecuária ou uso indefinido, de acordo com o mapa de uso do solo, tem apresentado valores de estoque mais aproximado com o valor de referência definido para a bacia. Em comparação com o restante da bacia, as concentrações variaram de acordo com o tipo de uso, divididas em áreas com cobertura de caatinga de pouco uso (RS1); área de pastagem (RS2 e RS4); área de uso indefinido (RS3) e por último a área voltada para cultivo (RS5).

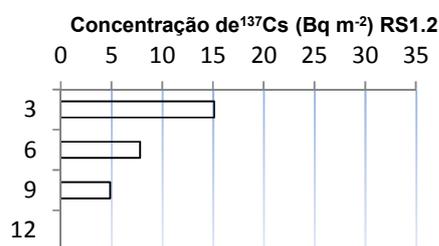
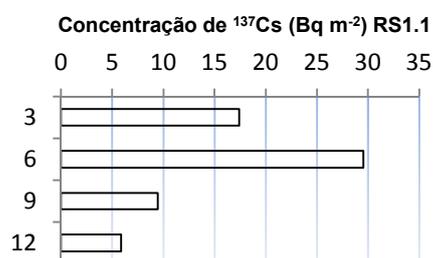
Nota-se que no ponto RS1.1. (fig. 56), houve um leve decréscimo de atividade em relação a camada imediatamente abaixo da porção superficial de 0-3 cm. Embora o inventário total para a posição de topo tenham sido a de maior concentração em relação aos demais pontos da bacia, considera-se uma intensificação da ação do escoamento do tipo hortoniano, como agente fundamental no transporte e remoção nas primeiras camadas analisadas, sobretudo na posição de baixo pedimento (RS1.2), onde foi verificada perda significativa de inventário de ¹³⁷Cs. Assim como em RS1, RS2.1 apresentou perda da camada superficial pelos agentes erosivos, ao passo que, os valores de inventário encontrados para as camadas subsuperficiais (em níveis abaixo de 6 cm), indicam sua preservação, não sendo considerada nesta faixa, área contribuinte.

Tabela 06: Valores da atividade e inventário de ^{137}Cs para os pontos amostrados na bacia do riacho Salgado.

| Pontos de Amostragem | Incremento em Profundidade (cm) | Atividade (Bq Kg^{-1}) | Atividade (Bq/m^2) | Inventário total (Bq m^{-2}) |
|----------------------|---------------------------------|-----------------------------------|-------------------------------|---|
| RS1 Alta | 0-3 | $1,02 \pm 0,01$ | $17 \pm 0,23$ | $62 \pm 0,88$ |
| | 3-6 | $1,74 \pm 0,01$ | $30 \pm 0,23$ | |
| | 6-9 | $0,56 \pm 0,01$ | $9 \pm 0,22$ | |
| | 9-12 | $0,35 \pm 0,01$ | $6 \pm 0,20$ | |
| RS1 Base | 0-3 | $0,89 \pm 0,01$ | $15 \pm 0,23$ | $31 \pm 1,05$ |
| | 3-6 | $0,46 \pm 0,02$ | $8 \pm 0,30$ | |
| | 6-9 | $0,29 \pm 0,01$ | $5 \pm 0,20$ | |
| | 9-12 | $0,19 \pm 0,02$ | $3 \pm 0,32$ | |
| RS2 Topo | 0-3 | $0,71 \pm 0,01$ | $12 \pm 0,21$ | $59 \pm 0,96$ |
| | 3-6 | $1,14 \pm 0,01$ | $19 \pm 0,23$ | |
| | 6-9 | $0,89 \pm 0,01$ | $15 \pm 0,23$ | |
| | 9-12 | $0,71 \pm 0,01$ | $12 \pm 0,22$ | |
| RS2 Base | 0-3 | $1,43 \pm 0,01$ | $24 \pm 0,23$ | $55 \pm 0,93$ |
| | 3-6 | $1,17 \pm 0,01$ | $20 \pm 0,23$ | |
| | 6-9 | $0,24 \pm 0,01$ | $4 \pm 0,20$ | |
| | 9-12 | $0,39 \pm 0,02$ | $7 \pm 0,27$ | |
| RS3 Topo | PERDIDA | 0,0 | 0,0 | $24 \pm 0,51$ |
| | PERDIDA | 0,0 | 0,0 | |
| | 6-9 | $0,62 \pm 0,01$ | $11 \pm 0,21$ | |
| | 9-12 | $0,78 \pm 0,02$ | $13 \pm 0,30$ | |
| RS3 Base | 0-3 | $0,93 \pm 0,01$ | $16 \pm 0,22$ | $44 \pm 0,98$ |
| | 3-6 | $0,46 \pm 0,01$ | $8 \pm 0,21$ | |
| | 6-9 | $0,31 \pm 0,01$ | $5 \pm 0,21$ | |
| | 9-12 | $0,91 \pm 0,02$ | $16 \pm 0,34$ | |
| RS4 Topo | 0-3 | $1,25 \pm 0,01$ | $21 \pm 0,25$ | $39 \pm 0,69$ |
| | 3-6 | $0,66 \pm 0,01$ | $11 \pm 0,22$ | |
| | 6-9 | $0,39 \pm 0,01$ | $7 \pm 0,22$ | |
| | PERDIDA | 0,0 | 0,0 | |
| RS4 Base | 0-3 | $1,05 \pm 0,01$ | $18 \pm 0,24$ | $41 \pm 0,88$ |
| | 3-6 | $0,78 \pm 0,01$ | $13 \pm 0,22$ | |
| | 6-9 | $0,27 \pm 0,01$ | $5 \pm 0,21$ | |
| | 9-12 | $0,32 \pm 0,01$ | $5 \pm 0,21$ | |
| RS5 Topo | 0-3 | $0,25 \pm 0,01$ | $4 \pm 0,20$ | $28 \pm 1,12$ |
| | 3-6 | $0,50 \pm 0,02$ | $8 \pm 0,30$ | |
| | 6-9 | $0,42 \pm 0,02$ | $7 \pm 0,30$ | |
| | 9-12 | $0,47 \pm 0,02$ | $8 \pm 0,32$ | |
| RS5 Base | 0-3 | $0,83 \pm 0,02$ | $14 \pm 0,29$ | $45 \pm 1,1$ |
| | 3-6 | $0,73 \pm 0,01$ | $12 \pm 0,23$ | |
| | 6-9 | $0,41 \pm 0,02$ | $7 \pm 0,28$ | |
| | 9-12 | $0,70 \pm 0,02$ | $12 \pm 0,30$ | |

Outro indicativo que confirma uma maior taxa de perda de sedimentos em RS2.1 é dado pela cobertura pedológica composta por material franco-arenoso (Neossolos Regolíticos). Somado a alta densidade de caprinos nesta área, possivelmente tem conferido uma maior perda das camadas superficiais de sedimentos no topo. De acordo com o inventário obtido para RS2.2 percebe-se claramente a transferência do topo para base.

Devido a perda de material de análise referente ao ponto RS3.1 considerações mais aprofundadas não foram realizadas. Apenas em RS3.2 (base da encosta) foi observada uma variabilidade de concentração muito grande entre as camadas, com valores similares entre o topo e base. Este ponto não possui uso definido, sobretudo pela maior declividade encontrada no setor de baixo pedimento e cobertura de caatinga arbóreo arbustiva razoavelmente preservada. Esta maior inclinação da encosta provavelmente tem atribuído ao setor maior mobilidade dos sedimentos, sendo detectado consecutivamente diferentes concentrações causadas aparentemente pela curta permanência do material no ponto de amostragem. Pode-se aventar que esta variação possua forte correlação com eventos climáticos onde cada camada identifica um tipo de ação, sobrepondo eventos de alta magnitude com outros de moderada atuação.



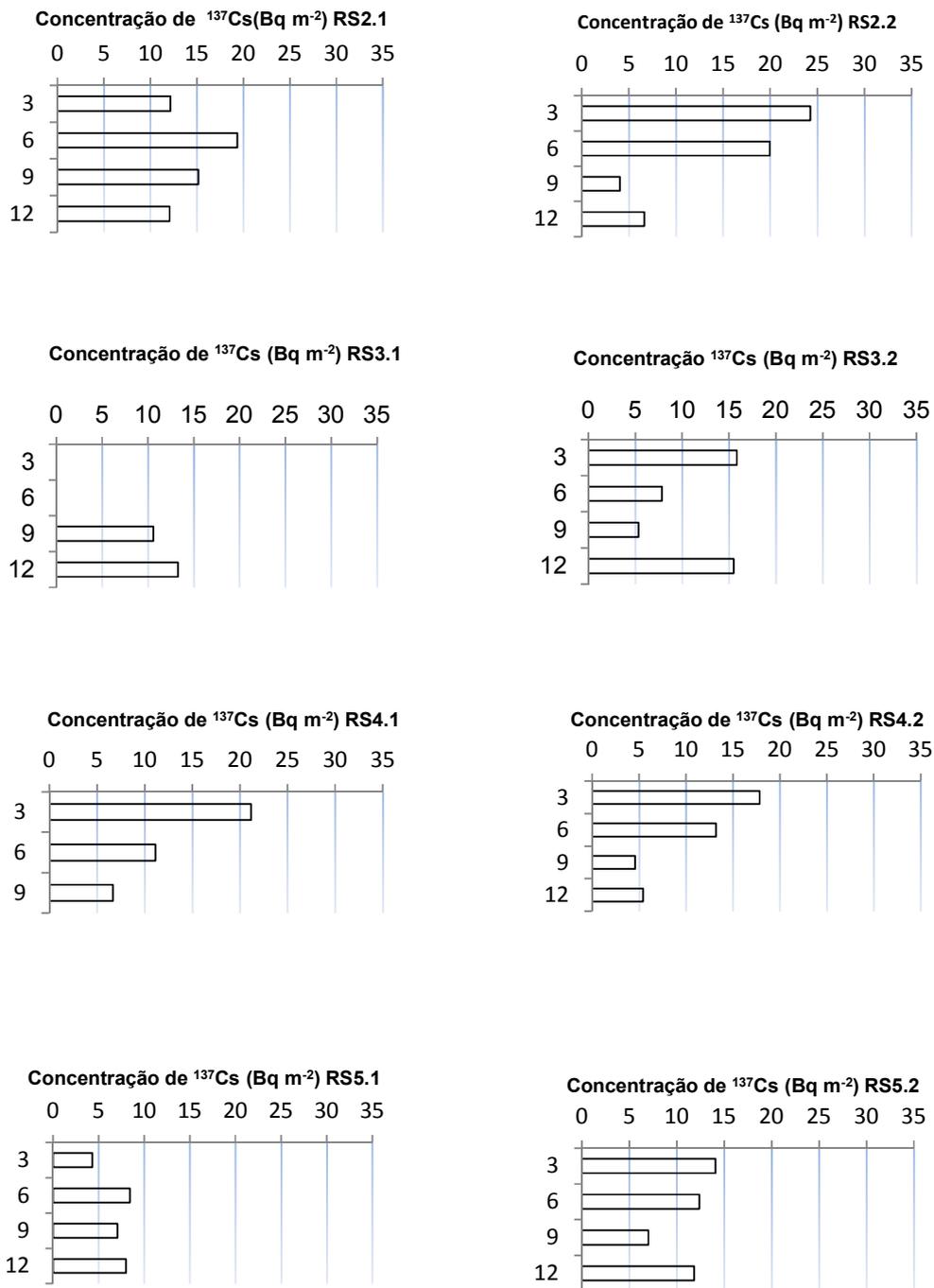


Figura 56: Transectos coletados ao longo da bacia, divididos entre área de topo e base dos pedimentos (referidos pelos números 1-Topo e 2 – Base da encosta). Fonte: elaboração própria.

Para área de pastagem no trecho semiconfinado da bacia, onde está localizado o transecto RS4 não foi notada grande transferência de ^{137}Cs , embora visualmente, o solo tenha se apresentado desprotegido ao longo de todo pedimento. A perda de uma das camadas de amostra afetou na diminuição do inventário de ^{137}Cs na posição de topo. Entretanto a diferença de 2 Bq m^{-2} entre topo e base demonstra que a transferência de material ocorre de forma semelhante em ambos setores em direção ao canal.

A última área de análise foi a que apresentou maior variação na distribuição do estoque de ^{137}Cs . Além de uma clara transferência de sedimentos para a base da encosta, níveis semelhantes de inventário sobre as camadas subsuperficiais de RS5.1 demonstram estreita relação com a atividade de cultivo na área. Este ponto apresentou o nível mais baixo de estocagem de ^{137}Cs na bacia, com concentração total de 28 Bq m^{-2} . A área RS5 apresenta tipicamente um padrão de intervenção antrópica com alta variação de estocagem nas camadas aráveis, além de perda avançada de registro do ^{137}Cs no solo. O estoque de ^{137}Cs de RS5.1 encontra-se em processo de transição para as camadas superiores de RS5.2, que apresentou perfil semelhante a RS3.2. A diferença entre camadas de perda e deposição é claramente marcada na profundidade de 6 cm.

Este panorama de distribuição demonstra que embora a atividade de cultivo tenha apresentado forte relação com a diminuição de estocagem de ^{137}Cs na bacia, outros atributos como baixa quantidade de argila no solo atrelado ao uso por pastagem extensiva também tem proporcionado em alguns pontos da bacia maior taxa de transferência de solo. A ação natural também se configura como responsável pela transferência de sedimentos em setores onde haja maior declividade, caso apresentado por RS3.2, confirmando que a subsequente redistribuição do *fallout* pode refletir amplamente processos com a água, erosão eólica e lavouras (GOVERS et al., 1999).

5.3 Relações processuais de redistribuição de sedimentos na bacia

A redistribuição de sedimentos na bacia tem se comportado de maneira diferenciada, como verificado primariamente pelo inventário de atividades obtidas em todos os pontos de amostragem. Para fins de simplificação na análise dos resultados obtidos pelos dois modelos utilizados, foram adotadas as siglas MP - Modelo Proporcional - e MBM1 - Modelo de Balanço de Massa simplificado.

A diferença no total de perda e ganho dentro da bacia, obtida pelos dois modelos de redistribuição deve-se a simplificação dos parâmetros utilizados para a obtenção da estimativa levando-se em conta unicamente a entrada de *fallout* no ano de 1963 (WALLING E HE, 1999). A justificativa para uma melhor aproximação da realidade nos resultados é sugerida por Sutherland (1998) através da obtenção de um mínimo de números de amostras referenciais, refletidas diretamente na determinação de taxas de redistribuição dos solos. Dessa forma, as taxas obtidas variaram de maneira geral, em direção a uma subestimativa (MP) e superestimativa (MBM1). Ainda que, problemas desta natureza possam afetar os resultados reais de redistribuição, estes modelos servem como uma aproximação das condições de balanço denudacional da bacia.

Assim a (tabela 07) apresenta os valores determinados em ambos os modelos para taxa de erosão e deposição. Inicialmente pode-se inferir que, embora tenha sido encontrado em determinados casos, uma maior atividade areal de ^{137}Cs nas amostras pontuais em relação à média obtida para referência da bacia, o total de estoque em todos os perfis não ultrapassou o valor total da referência sendo inicialmente todos os pontos tidos como áreas erosivas ou de transporte.

Em vários casos foi verificado que o fluxo de sedimentos nas encostas da bacia já passou por momentos críticos de erosão sucedidos por períodos de sedimentação dados pela variação negativa em camadas subsuperficiais em relação à superfície. Este foi o caso de RS2.2 , RS3.1, RS3.2, RS5.1 e RS5.2.

Tabela 07: Resultado de redistribuição de sedimentos dados pelo modelo proporcional (MP) e Balanço simplificado de Massa 1 (MBM1). Valores (-) indicam perda, e (+) deposição. Fonte: elaboração própria.

| Pontos de Amostragem | Incremento em profundidade (cm) | MP (t ha ⁻¹ a ⁻¹) | Erosão/ Deposição total | MBS1 (t ha ⁻¹ a ⁻¹) | Erosão/ Deposição total |
|----------------------|---------------------------------|--|-------------------------|--|-------------------------|
| RS1 Topo | 0-3 | -2,9 | | -4,4 | |
| | 3-6 | -7,3 | -18,28 | -11,8 | -27,83 |
| | 6-9 | -7,4 | | -10,8 | |
| | 9-12 | -0,6 | | -0,9 | |
| RS1 Base | 0-3 | -3,6 | | -5,8 | |
| | 3-6 | -10,4 | -31,78 | -19,7 | -59,72 |
| | 6-9 | -16,0 | | -31,0 | |
| | 9-12 | -1,8 | | -3,2 | |
| RS2 Topo | 0-3 | -4,5 | | -8,0 | |
| | 3-6 | -1,0 | -5,5 | -1,8 | -9,83 |
| | 6-9 | 3,2 | | 5,7 | |
| | 9-12 | 2,2 | 5,38 | 4,2 | 9,9 |
| RS2 Base | 0-3 | -0,7 | | -1,0 | |
| | 3-6 | -0,5 | -19,02 | -0,6 | -38,49 |
| | 6-9 | -17,5 | | -36,6 | |
| | 9-12 | -0,3 | | -0,4 | |
| RS3 Topo | PERDIDA | 0,0 | | 0,0 | |
| | PERDIDA | 0,0 | | 0,0 | |
| | 6-9 | -5,3 | -5,3 | -7,3 | -7,3 |
| | 9-12 | 2,7 | 2,7 | 4,2 | 4,2 |
| RS3 Base | 0-3 | -3,3 | | -5,3 | |
| | 3-6 | -10,3 | -28,8 | 19,6 | -53,11 |
| | 6-9 | -15,1 | | -28,2 | |
| | 9-12 | 3,8 | 3,8 | 6,3 | 6,3 |
| RS4 Topo | 0-3 | -1,7 | | -2,4 | |
| | 3-6 | -7,6 | -22,05 | -12,5 | -36,48 |
| | 6-9 | -12,7 | | -21,6 | |
| | PERDIDA | 0,0 | | 0,0 | |
| RS4 Base | 0-3 | -2,8 | | -4,1 | |
| | 3-6 | -5,9 | -25,31 | -9,0 | -47,17 |
| | 6-9 | -16,5 | | -32,8 | |
| | 9-12 | -0,1 | | -1,2 | |
| RS5 Topo | 0-3 | -7,0 | | -18,4 | |
| | 3-6 | -9,8 | -28,7 | -18,1 | -56,15 |
| | 6-9 | -11,9 | | -19,6 | |
| | 9-12 | 0,3 | 0,3 | 0,5 | 0,5 |
| RS5 Base | 0-3 | -3,9 | | -6,5 | |
| | 3-6 | -6,6 | -22,62 | -10,4 | -36,95 |
| | 6-9 | -12,0 | | -20,1 | |
| | 9-12 | 2,1 | 2,1 | 3,5 | 3,5 |

Em alguns casos, a obtenção de resultados positivos (supostamente dada como área de deposição) não foi considerada como tal, por se encontrar sob a posição de topo. Sendo assim, locais referidos como área fonte de sedimentos que obtiveram valores positivos, na verdade podem ser considerados como áreas de preservação, sobretudo por se encontrar em profundidade superior a 6 e 9 cm, como indicado na figura 57.

Para a análise detalhada das possíveis relações entre processos resposta e níveis de perda/ganho de sedimentos dentro da bacia, foi realizada uma divisão entre áreas fornecedoras e de transição (fig. 57), já que a área de base da encosta, frequentemente apresentou resultados indicativos de maior perda que acúmulo.

Sobre as áreas fornecedoras, representadas nos gráficos como posição de topo da encosta, foi verificada uma relação inversamente proporcional entre a profundidade e níveis de perda. Enquanto sobre os níveis superficiais (de 0-3 cm) foi verificada uma perda constante de sedimento, o nível mais profundo da amostragem apresentou estabilidade, de acordo com o acúmulo positivo obtido em praticamente todos os pontos (RS4 não entrou neste cômputo devido a perda da amostra).

Diferenças encontradas entre os perfis de análise ao longo da bacia, sobretudo em relação às amostras RS4.1 e RS5.1, que apresentaram valores elevados de perda entre os níveis intermediários (de 3 a 9 cm) possuem relação direta com o uso intensificado do solo neste setor da bacia.

Analisando os processos inerentes a perda de acúmulo de sedimentos na posição de base da encosta (fig. 57) verificou-se dois momentos com taxas de erosão semelhantes para toda a bacia. O primeiro ocorre sobre a camada superficial de 0-3 cm e o segundo foi encontrado na camada de 6-9 cm. De acordo com estes resultados pode-se inferir que tanto no período atual, quanto em um momento pretérito (provavelmente relacionado a um evento de alta magnitude) toda bacia passou por um processo de remoção continua das camadas superficiais na posição de base do pedimento,

determinado pela elevação do nível freático geral, extrapolando os limites do plano aluvial.

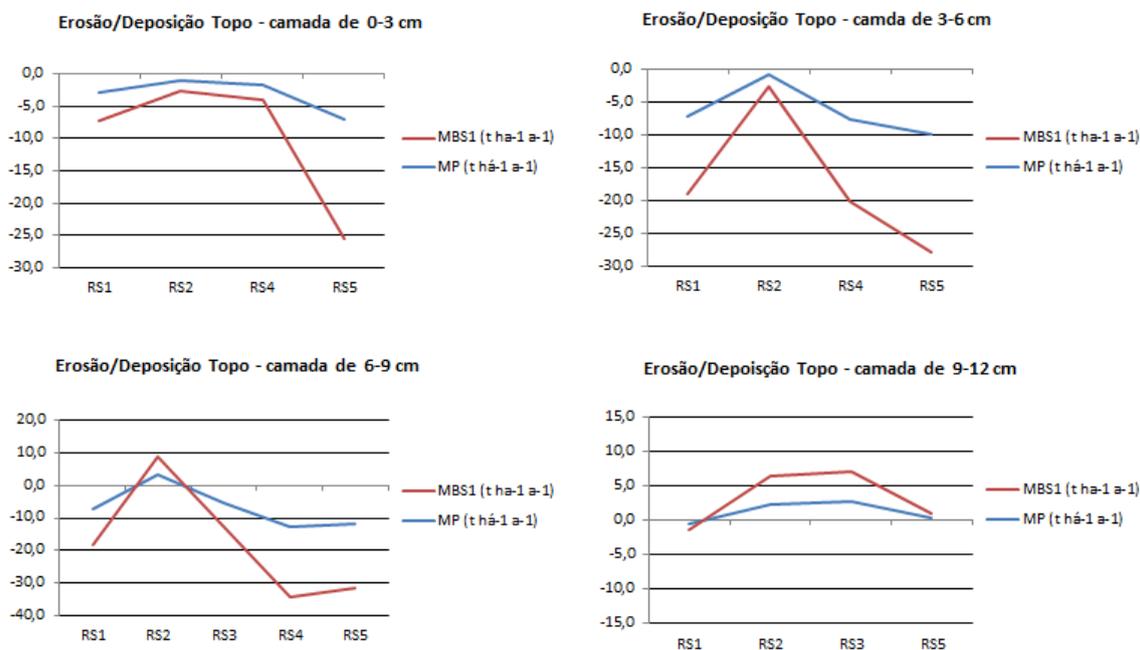


Figura 57: Análise da tendência de erosão e deposição para cada camada ocorrida na posição de topo [valores (-) para erosão e (+) para deposição].

O segundo momento registrado sobre nível subsuperficial na posição de base da encosta, foi verificado sobre a profundidade de 6-9 cm (fig. 58). As taxas de perda de solo neste nível (base) corresponderam respectivamente a: -6 a -31 $t\ ha^{-1}\ a^{-1}$ (RS1) -17,5 a -36,6 $t\ ha^{-1}\ a^{-1}$ (RS2), -15,1 a -28,2 $t\ ha^{-1}\ a^{-1}$ (RS3). -16,5 a -32,8 $t\ ha^{-1}\ a^{-1}$ (RS4) e -12 a -20,1 $t\ ha^{-1}\ a^{-1}$ (RS5). Nota-se que, os valores obtidos por MP embora sejam subestimado apresentaram maior similaridade entres as taxas distribuídas em toda bacia em comparação com o resultado obtido por MBM1, com desvios sensíveis entre as amostras. De certo, a suavização das curvas de erosão e deposição tende a facilitar a identificação de eventos similares em todo entorno da bacia.

Esta relação de forte erosão, foi evidenciada pela pelos resultados superiores de estoque de ^{137}Cs encontrado em camadas imediatamente abaixo deste nível (a 9-12 cm).

Além desta evidência, as camadas que recobrem este nível, apresentam supostamente uma configuração de antiga área de estocagem, que se converteu atualmente em área de perda de acordo com os resultados obtidos pelo ^{137}Cs . Embora as camadas superiores estejam submetidas aos processos de perda, níveis ainda muito baixo de erosão foram verificados em RS2.2, com valores de perda inferiores a $-1 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ o que pode confirmar a suposição de que a estes locais recebem anualmente um quantitativo de sedimentos que tende a repor quase por inteiro a sua taxa de perda anual. Para os demais pontos a taxa de erosão entre as camadas de 3-6 cm, varia entre $-5,9$ e $-9 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ a $-10,3$ e $-19,6 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$, sem que haja uma tendência bem marcada.

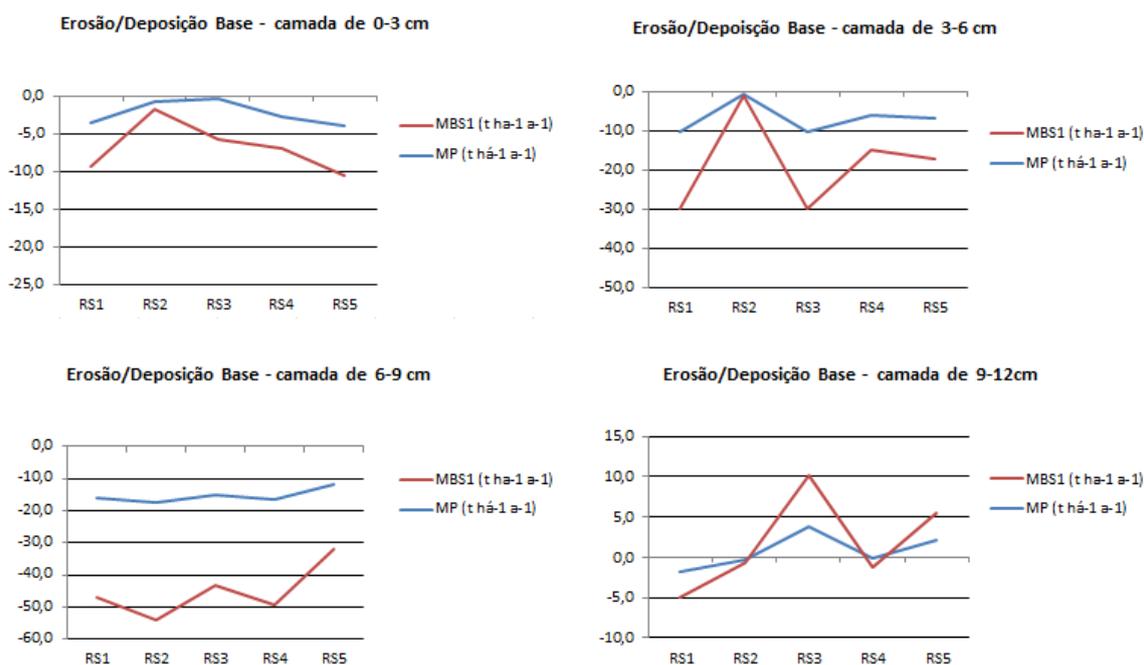


Figura 58: Análise da tendência de erosão e deposição para cada camada ocorrida na posição de base da encosta [valores (-) para erosão e (+) para deposição]. Fonte: Elaboração própria.

Como em praticamente todos os níveis são verificados o predomínio de processos erosivos de remoção das partículas do solo, a tendência de preservação da camada mais profunda, igualmente apresentada no conjunto de camadas de 9-12 cm do setor de topo,

predominam entre o médio e baixo curso das áreas de baixo pedimento, dadas as taxas de deposição estimada em 3,8 a 6,3 t ha⁻¹ a⁻¹ em RS3, 2,1 a 3,5 t ha⁻¹ a⁻¹ em RS5 e diminuição progressiva de perda em RS2, como -0,3 a -0,4 t ha⁻¹ a⁻¹ e em RS4 com -0,1 a -1,2 t ha⁻¹ a⁻¹.

Através destas aproximações, verifica-se que, mesmo a área de topo da bacia tendo apresentado níveis elevados de conservação do inventário de ¹³⁷Cs, bem como de sua própria cobertura vegetal, ainda pode ser considerada como área naturalmente erosiva, como definido por Schumm (2005). Assim, os locais com maior nível de preservação, embora tenham apresentado solo franco arenoso (com composição média de 30% de frações finas- silte e argila) foram RS1. 1 (topo) e RS2.2 (base). Enquanto os pontos mais críticos foram RS1.2 (base), RS4 (topo e base) e RS5.1 (topo). Os resultados estão ilustrados nas figuras 59, 60 e 61.

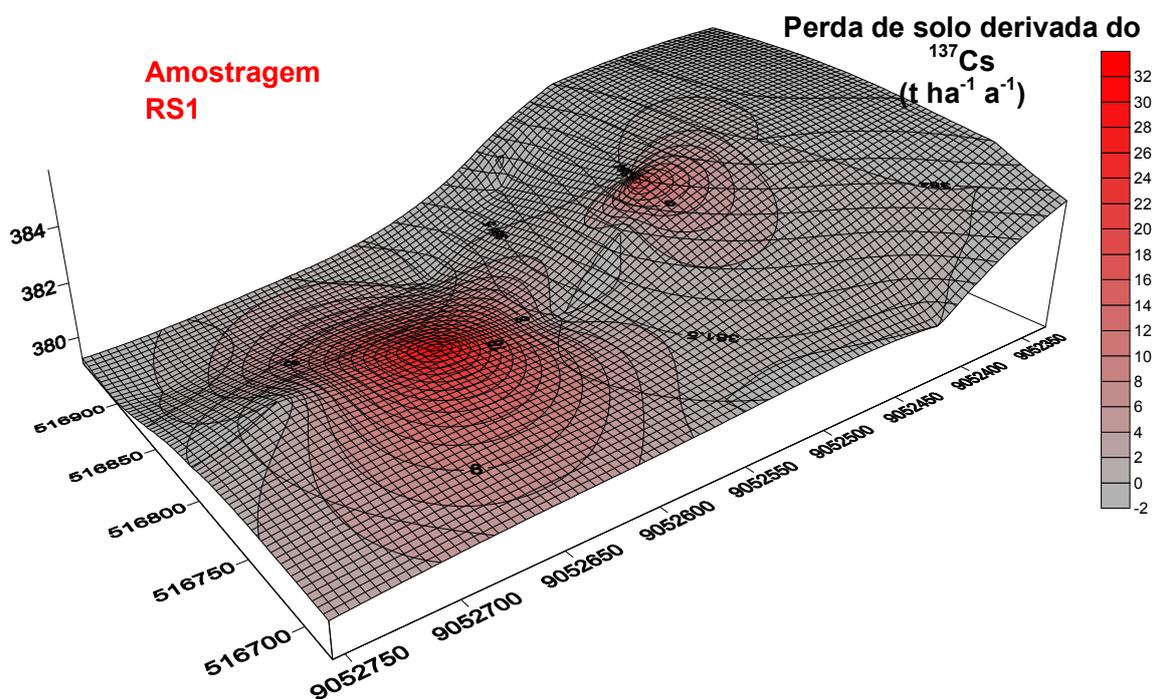


Figura 59: Padrões espaciais computados de erosão dos solos em RS1. Fonte: Elaboração própria.

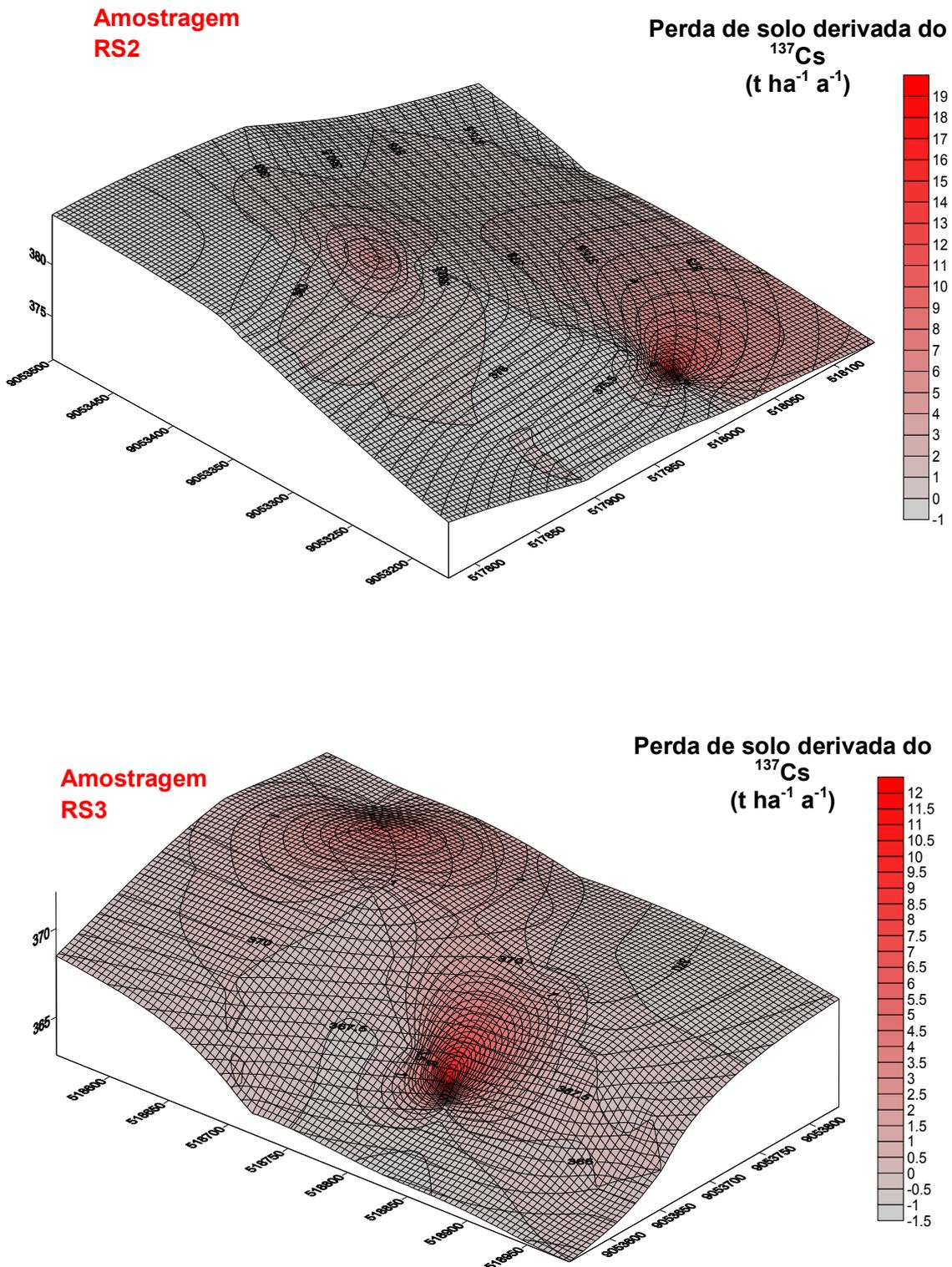


Figura 60: Padrões espaciais computados de erosão dos solos em RS2 e RS3. Fonte: Elaboração própria.

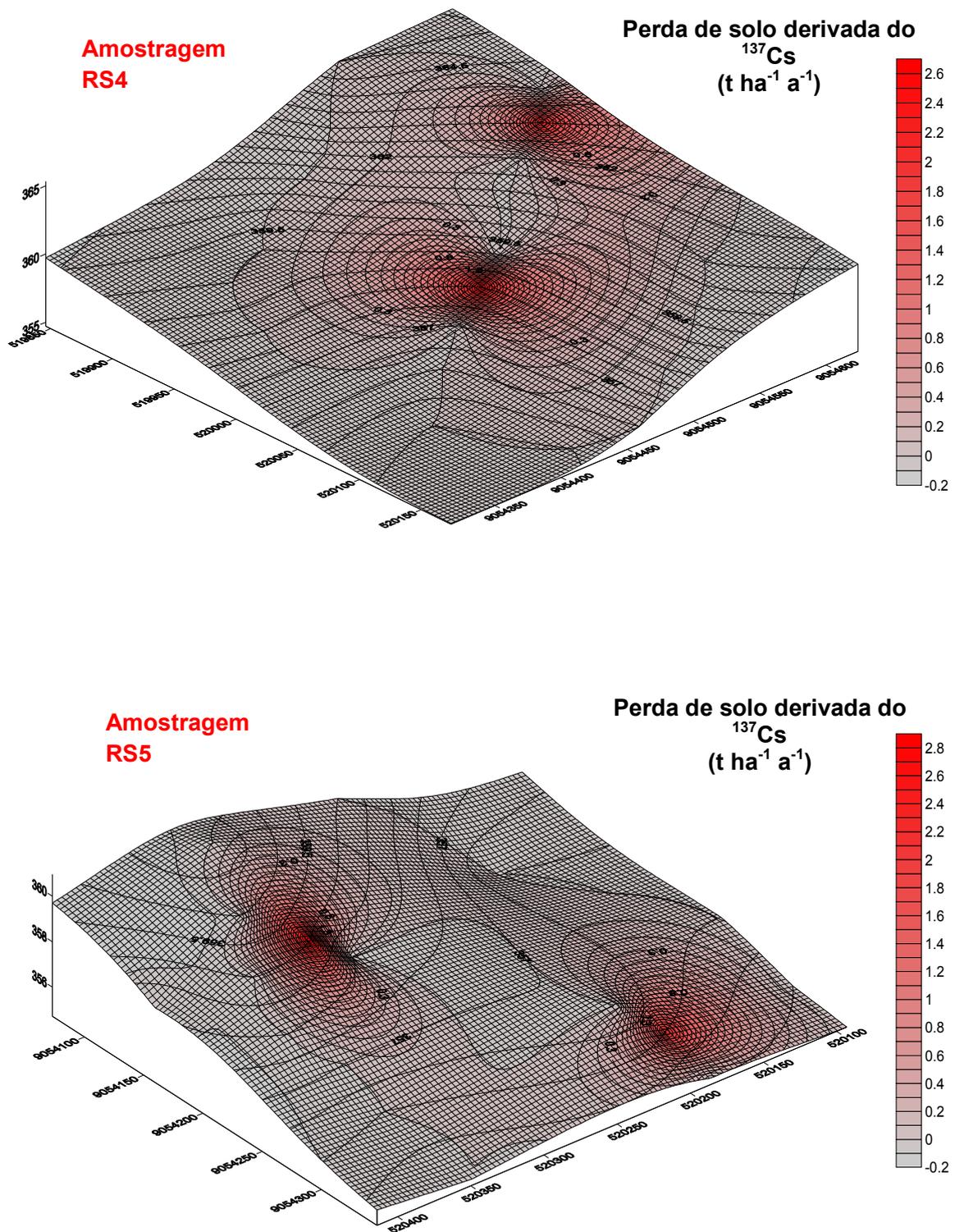


Figura 61: Padrões espaciais computados de erosão dos solos em RS4 e RS5. Fonte: Elaboração própria.

5.4 Análise da atuação de eventos climáticos extremos no riacho Salgado

De acordo com Monteiro (1996) a ocorrência de riscos naturais ocasionada pela ocupação humana de áreas suscetíveis a eventos naturais extremos possui ligação direta com a degradação dos solos, através do desencadeamento de movimentos de massa e erosão linear, como ocorre frequentemente em ambientes úmidos. No semiárido, os riscos ocasionados pela pulsação climática não se resumem à ocorrência de um evento de máxima precipitação, pois existem outros fenômenos, decorrentes da ausência de fluxos perenes que são incrementados pela irregularidade das chuvas, tais como o processo de salinização, a erosão laminar dos solos e a baixa diversidade da cobertura vegetal. Aliado a estes fatos, ocorre ainda o uso e ocupação indiscriminada das terras, promovendo aumento na taxa de produção de sedimento para os canais.

Possivelmente, as evidências geomorfológicas e de sedimentação de fundo nos canais de drenagem da área em questão, bem como, de inúmeras áreas com a mesma característica no regime semiárido, sejam derivadas dos fluxos de energia dos sistemas climáticos atuantes, sobretudo durante o período histórico recente em função da ocupação de tais áreas naturalmente susceptíveis a mudanças sutis nas condições de uso e ocupação.

Através da identificação do padrão de precipitação ao longo de 70 anos verificou-se para a área de estudo a ocorrência de *inputs* causadores de enchentes de grande magnitude local em intervalos aproximadamente bi-decenais a partir do ano de 1947 (fig. 62a). Com base nestes dados, a precipitação anual apresenta-se altamente incerta, substancialmente maior que as medidas globais em geral, como verificado por Dettinger e Diaz (2000) e Grenfell et al.(2012).

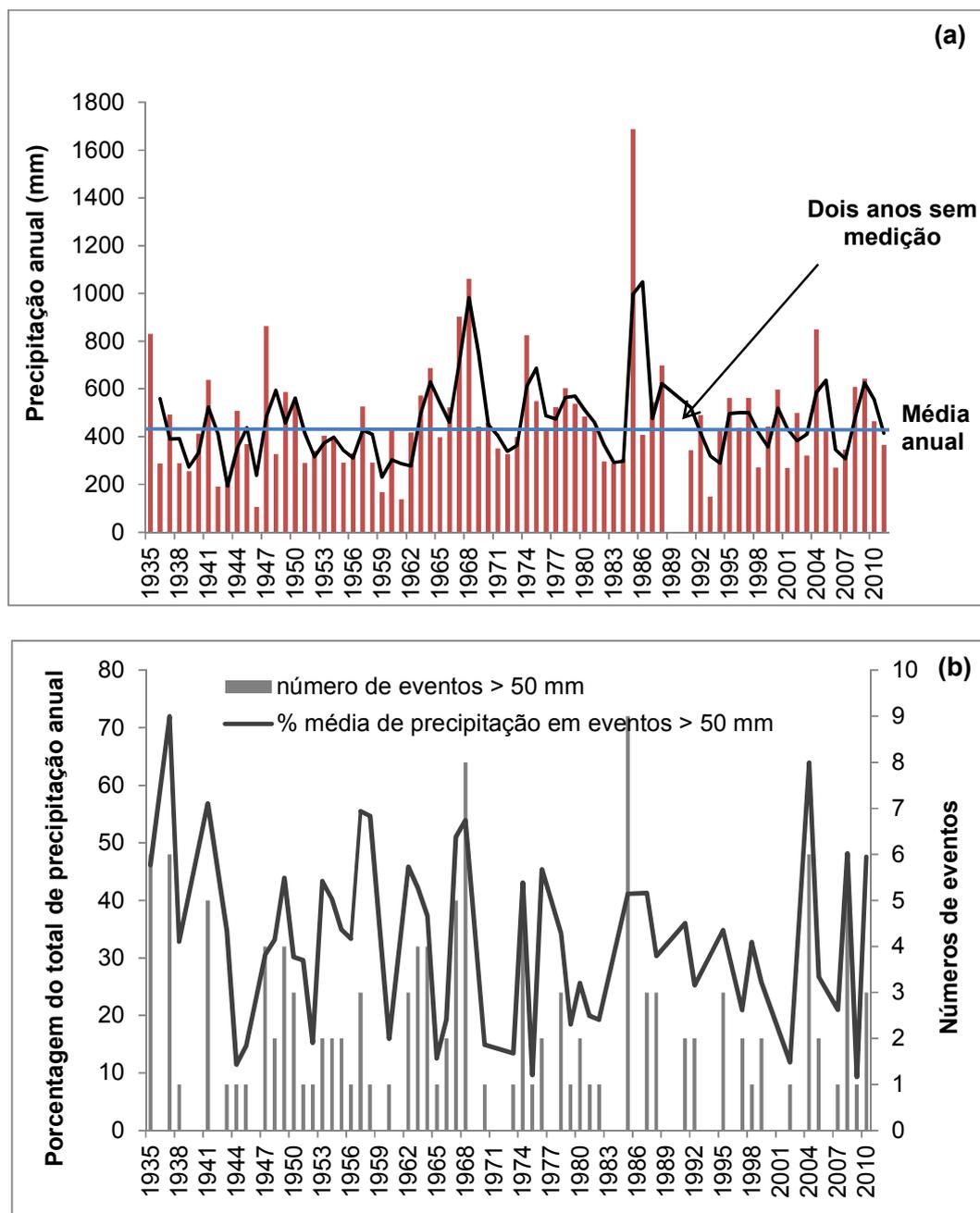


Figura 62: (a) Distribuição da precipitação anual para Belém do São Francisco entre 1935-2011 (exceto os anos de 1989 e 1990); (b) porcentagem de eventos com precipitação > 50 mm no período de 24 horas em relação a o total anual e números de eventos > 50 mm em cada ano analisado. Fonte: DNOCS e IITEP/LAMEPE, 2011.

Enquanto o período entre 1935 e 1962 a precipitação anual apresentou tendência negativa, em relação à média (com 66% de anos abaixo da média), o período que se

estende de 1963 até o momento atual tem demonstrado tendência a um maior acúmulo para a região (32% de anos abaixo da média). O período mais úmido dentro da análise dos dados históricos ocorreu entre as décadas de 1960 e 1980.

Os registros de chuvas diárias foram analisados com o objetivo de identificar a ocorrência de eventos extremos instantâneos, maior que 50 mm em um período de 24 horas (fig. 62b). Assim, não foi encontrada uma ordem de recorrência para precipitações acima de 50 mm, entre um ano e outro. Dos anos incluídos nesta análise, 62% são com acumulado acima da média e 38% são com acumulado inferior a média anual. O número de ocorrência de eventos acima de 50 mm em um ano também foi verificado, dada a importância da frequência acumulada em comparação ao percentual total de cada ano, como resposta ao aporte fisiográfico dos ambientes semiáridos. De forma geral, a soma dos eventos instantâneos > 50 mm em cada ano, corresponde em média a 41% do total, porém exceções podem ser observadas como no ano de 2004, em que a porcentagem de acumulado dentre os 6 eventos acima de 50 mm correspondeu a 64% do total para aquele ano.

Alguns valores acima de 100 mm em 24 horas merecem igual destaque. Embora não sejam muito frequentes, estes eventos podem ocorrer tanto em anos secos, quanto úmidos. O registro de máxima precipitação em 24 horas para todo período de análise, foi verificado para o ano de 1948, com 160 mm acumulados. Ocorrido em ano seco (292,6 mm anual) este único evento correspondeu a 55% do total de chuvas anual neste período. Entretanto, não se sabe até que ponto tal dado apresentado sofreu correções. Por outro lado, o ano de 2004 (a partir de dados corrigidos) apresentou em um único mês dois eventos acima de 100 mm (129,5 mm e 156,6 mm) em 24 horas com intervalo de 6 dias apenas, correspondendo a 33% das chuvas totais. Embora o ano de 1985 tenha apresentado igualmente um evento >100 mm (103,2 mm, no mês de dezembro) e o acumulado anual tenha sido considerado o maior dentro destes 70 anos, a sua

distribuição não se deu de forma concentrada, devido à antecipação da estação chuvosa no final deste ano. Dessa forma, tanto a análise de números de eventos representativos, bem como, o valor total e a concentração dos mesmos, devem ser levados em consideração na averiguação das respostas ambientais efetivas para o reafeiçoamento das paisagens.

Outra preocupação na identificação dos principais eventos extremos foi averiguar relações entre acumulado anual e sua gênese. *A priori*, foram selecionados anos que apresentassem anomalias (desvios negativos e positivos) em comparação com a média de precipitação anual em Belém de São Francisco. Levando-se em consideração a atuação dos eventos ENOS, como responsáveis em grande parte pela variabilidade de chuvas no Nordeste do Brasil, foi estabelecida uma comparação entre anos secos e chuvosos e suas possíveis relações com tais eventos (Tabela 08)

Tabela 08: Anos que apresentaram anomalia no volume total de precipitação em milímetros, tanto para anos muito secos (-), quanto para anos muito úmidos (+). Fonte: DNOCS, ITEP/LAMEPE e CPTEC, 2011.

| Ano | Anomalia (-) precipitação (mm) | Eventos ENOS | Ano | Anomalia (+) precipitação (mm) | Eventos ENOS |
|------|--------------------------------------|---------------------|------|--------------------------------------|------------------------|
| 1936 | 288 | - | 1935 | 830 | La Niña forte |
| 1938 | 289,5 | La Niña forte | 1941 | 637 | El Niño forte |
| 1939 | 255,7 | El Niño forte | 1947 | 862,3 | El Niño moderado |
| 1942 | 191 | Final El Niño forte | 1964 | 686,3 | La Niña moderada |
| 1951 | 290,9 | El Niño fraco | 1967 | 902,6 | Final de El Niño mod. |
| 1955 | 292 | Entrada de La Niña | 1968 | 1061,9 | El Niño moderado |
| 1958 | 292,5 | El Niño forte | 1974 | 824,3 | La Niña forte |
| 1959 | 168,1 | El Niño forte | 1978 | 603 | Final de El Niño fraco |
| 1961 | 138 | Sem relação | 1985 | 1687 | La Niña fraco |
| 1982 | 296 | El Niño forte | 2004 | 850 | El Niño fraco |
| 1983 | 287 | El Niño forte | 2008 | 608 | La Niña forte |
| 1993 | 149 | El Niño forte | | | |
| 1998 | 272 | El Niño forte | | | |
| 2001 | 269 | La Niña moderada | | | |
| 2006 | 270 | El Niño fraco | | | |

Para região em questão, foi verificado que os eventos de El Niño, em geral, apresentam melhor correlação com a diminuição de chuvas durante os anos que apresentaram baixo acúmulo anual, embora exceções possam ser encontradas. Já para os anos com ocorrência de eventos extremos de precipitação o mesmo não ocorre. Existe uma alta variabilidade na relação entre os totais acumulados e o tipo de evento corrente naqueles anos. Dos 11 anos avaliados, 6 tiveram relação com El Niño, desde El Niño forte a fraco. Apenas 3 eventos tiveram relação com La Niña forte e 2 com La Niña moderada e fraca. Este fato determina para área uma relação de pouca aproximação, quando aplicado para índices elevados de precipitação, sendo necessárias avaliações pormenores dos sistemas sinóticos atuantes em cada evento.

Excetuando-se a participação de eventos mais antigos, devido à falta de informações adicionais quanto à natureza e origem das fortes precipitações, foi selecionada para a análise em questão a distribuição de chuvas ao longo dos últimos trinta anos (1978-2011). De acordo com as observações efetuadas sobre os dados meteorológicos do ITEP/LAMEPE (2011), o primeiro grande evento de precipitação relacionada à ocorrência de anos de La Niña (Tabelas 09 e 10), ocorreu no ano de 1985 e certamente pode ser considerado como de máxima magnitude para o período de 100 anos, apresentando acúmulo total de 1.687 mm. O segundo evento em magnitude significativa, ocorreu no ano de 2004 com acúmulo total de 850 mm. Com uma diferença de aproximadamente metade do acumulado do primeiro evento citado, este segundo, pode ser considerado em grau e gênero como um evento de alta magnitude. E o terceiro evento, ocorrido em 2008, com acumulado de 608 mm, foi escolhido tanto pela significância do período de realização deste trabalho, quanto pela distribuição diferenciada em relação a um ano tido como normal (fig. 62a)

Tabela 09: Registros Históricos de ocorrência de La Niña. Fonte: CPTEC, 2011.

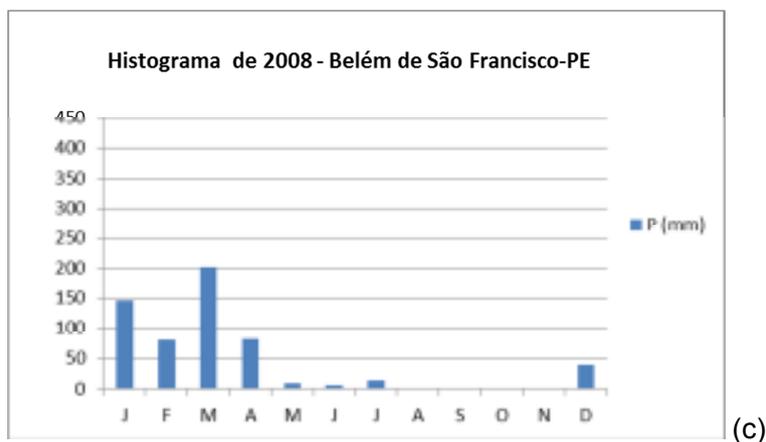
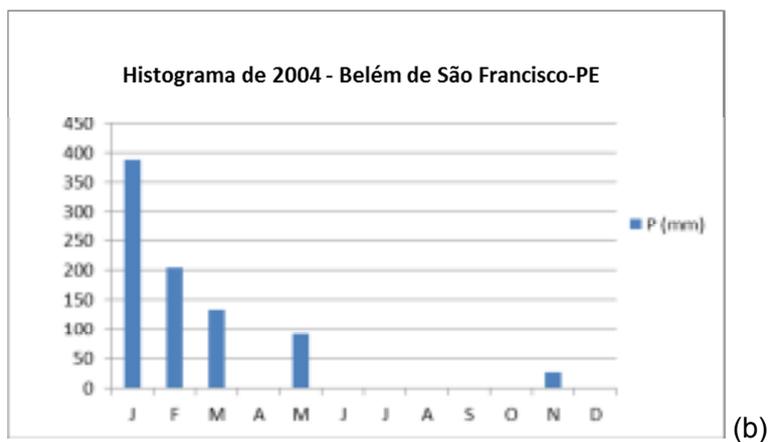
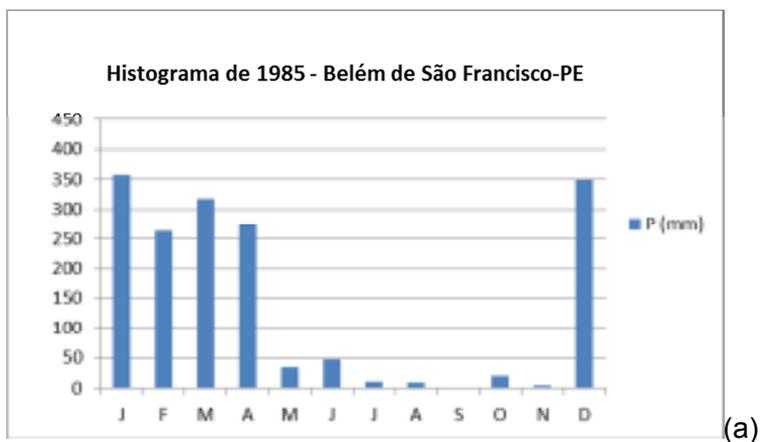
| Forte | Moderado | Fraco |
|-------------|-------------|-------------|
| 1886 | 1924 - 1925 | 1928 - 1929 |
| 1903 - 1904 | 1964 - 1965 | 1983 - 1984 |
| 1906 - 1908 | 1970 - 1971 | 1984 - 1985 |
| 1938 - 1939 | 1998 - 2001 | 1995 - 1996 |
| 1949 - 1951 | | |
| 1954 - 1956 | | |
| 1973 - 1976 | | |
| 1988 - 1989 | | |
| 2007 - 2008 | | |

Tabela 10: Registro Histórico de ocorrência de El Niño. Fonte: CPTEC, 2011.

| Forte | Moderado | Fraco |
|-------------|-------------|-------------|
| 1877 - 1878 | 1888 - 1889 | 1951 |
| 1896 - 1897 | 1913 - 1914 | 1953 |
| 1899 | 1923 | 1963 |
| 1902 - 1903 | 1932 | 1976 - 1977 |
| 1905 - 1906 | 1946 - 1947 | 1979 - 1980 |
| 1911 - 1912 | 1965 - 1966 | 2004 - 2005 |
| 1918 - 1919 | 1968 - 1970 | 2006 - 2007 |
| 1925 - 1926 | 1986 - 1988 | 2009 - 2010 |
| 1939 - 1941 | 1994 - 1995 | |
| 1957 - 1959 | 2002 - 2003 | |
| 1972 - 1973 | | |
| 1982 - 1983 | | |
| 1990 - 1993 | | |
| 1997 - 1998 | | |

Segundo Grimm e Tedeschi (2009) são considerados eventos extremos de precipitação, aqueles onde persistem três ou mais dias de forte precipitação, correspondentes a mais de 90% do volume esperado para o período de um mês. Além da sucessão de dias consecutivos de chuvas excedentes para cada mês como observado na relação entre os histogramas de anos afetados por evento de ENOS (a), (b) e (c), e ainda

o histograma de médias normais (d) (figura 63) a distribuição de chuvas também apresentou alta concentração ao longo dos meses de janeiro a maio.



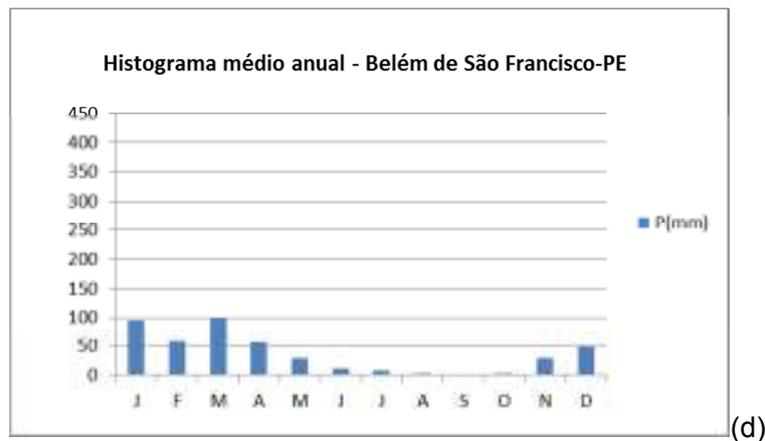


Figura 63: Histogramas de Belém do São Francisco - PE dos anos que apresentaram anomalia na precipitação em 1985 (a), 2004 (b), 2008 (c) e para média anual (d). Fonte: ITEP/LAMEPE, 2019.

Inúmeros estudos como o de Pezzi & Cavalcanti (2001) e Adreoli & Kayano (2007) têm identificado a recorrência periódica de eventos de alta precipitação no semiárido nordestino como resposta à mudança de temperatura da superfície do mar provocada por mudança de gradiente térmico entre o dipolo do hemisfério norte e sul. Segundo Silva (2000) em decorrência das interações entre as variáveis oceânicas e atmosféricas, observadas em eventos dipolares, são formadas as condições dinâmicas e termodinâmicas que interferem no deslocamento da ZCIT, influenciando consequentemente, na distribuição das precipitações de áreas adjacentes ao Atlântico Sul.

Adreoli e Kayano (2007) verificaram que esta conexão de variabilidade térmica entre Pacífico e América do Norte pode gerar um aquecimento no Atlântico Norte e criar gradiente meridional da temperatura da superfície do mar em direção ao Nordeste do Brasil intensificando a atuação da ZCIT na região. No caso de eventos de gradiente positivo da temperatura do mar no Atlântico Norte, ocorre um fortalecimento da ZCIT e movimentos descendentes associados sobre a precipitação da região NE. Já para gradientes negativos na mesma região, os processos não conduzem a movimentos

ascendentes e a elevação da precipitação no NE é inibida. De acordo com Adreoli e Kayano (2007), em casos de gradiente positivo de temperatura de superfície do Atlântico Sul, as precipitações são elevadas devido ao aumento da evaporação sobre o oceano e fluxo de umidade convergente para o NE, direcionado pelos ventos alísios de sudeste. Tais relações podem condicionar periodicamente evento de ENOS ora mais forte ora moderados, sendo o evento mais forte relacionado a gradientes de valores iguais e sinais diferentes para cada hemisfério. Este efeito gera o balanço de precipitação interanual da região estudada de forma oscilatória.

A partir dos dados obtidos para o ano de 1985 entre os meses de Janeiro e Maio, foi verificada uma alta concentração de nebulosidade, identificada pelo trabalho de Silva et. al (2008) como um sistema convectivo linearmente organizado, observado através de um radar meteorológico banda-C instalado naquele período no município de Petrolina (município distante cerca de 230 km da área de estudo).

Abrangendo um raio de 250 km esta observação exibiu sobre um cenário de grande escala, a presença de um cavado de ar superior sobre o Nordeste no final do mês de março. Mudanças de circulação em alto nível da troposfera provocada pela amplificação deste cavado no Atlântico Norte contribuiu segundo Silva et. al. (2008) para a formação de um vórtice ciclônico de alto nível (VCAN) sobre o Nordeste. Como o centro de ação do vórtice (com ausência de nebulosidade) se localizava sobre o oceano, as bordas com grande concentração de umidade se deslocaram sobre toda a mesorregião do São Francisco, provocando conseqüentemente a elevação de precipitações.

De fato, outro importante condicionante para tal elevação de precipitação na área foco deste estudo foi a proximidade com um conjunto de serras ao norte da bacia, já que a orografia possui importante papel na organização dos ecos de nebulosidade, compondo núcleos intensos de convectividade.

Relacionando este evento com a tabela de classificação refinada de eventos GRAD com respeito às amplitudes das ATSMs do ATN e ATS (tabela 11), verifica-se que a formação deste núcleo convectivo permanente durante os meses de janeiro até maio de 1985 na região, possui forte ligação com o efeito dipolar entre gradientes de temperatura no Atlântico Norte e Sul, indicados pelo gradiente negativo sobre o hemisfério norte neste período. Estima-se que para este ano o efeito de dipolaridade tenha sido extremo devido aos altos índices de precipitação obtidos para o período.

Tabela 11: Classificação refinada dos eventos GRAD com respeito às amplitudes de anomalias da temperatura da superfície do mar (ATSMs) do Atlântico norte (ATN) e Atlântico sul (ATS). (Fonte Adreoli e Kayano, 2007).

| GRAD Negativo | | GRAD Positivo | | |
|---------------|-----------|---------------|------------|----------------|
| GRADN/ATN | GRADN/ATS | GRADP/ ATN | GRADP/ ATS | GRADP/ ATN_ATS |
| 1912 | 1915 | 1935 | 1917 | 1931 |
| 1919 | 1923 | 1937 | 1950 | 1952 |
| 1985 | 1934 | 1962 | 1953 | 1969 |
| 1993 | 1983 | | 1959 | 1981 |
| | 1987 | | 1977 | |
| | 1994 | | 1979 | |
| | | | 1980 | |

O segundo evento analisado dentro do período de 30 anos foi o de 2004. Apesar deste evento não ter apresentado um índice de precipitação tão elevado quanto o primeiro, as respostas ambientais foram semelhantes. Através de imagem de satélite METEOSAT-7 (fig. 64b) foi verificado durante esse período junção de dois sistemas dinâmicos, responsáveis pelo incremento do nível de precipitação durante a estação chuvosa no NE semiárido para o ano em questão.

A partir da análise relativa ao fenômeno ocorrente em janeiro de 2004, Alves et al. (2004) identificaram uma atividade de ventos alísios de Nordeste mais intensa que o normal, provocando o impulso da ZCIT transportando umidade do oceano Atlântico.

Associado ao evento ocorreu uma intensa anomalia de fluxo meridional negativo de umidade. Segundo Alves et al. (2004) em 2004 a circulação ciclônica esteve menos intensa do que a média em geral, denotando para a região ausência de inibição de nebulosidade. Ao sul opo-ndo-se a situação descrita, ocorreu a aproximação de um vórtice anticiclônico associado à Alta da Bolívia (AB) e A ZCAS (fig. 64a). Esta composição de cenário indica que em anos com maior atuação de fluxos intensos de umidade, a ZACS torna-se mais intensa, possibilitando a formação de condições favoráveis à penetração e permanência de frentes frias provenientes do Sudeste do Brasil (fig. 64b) segundo afirmaram Alves et al. (2004).

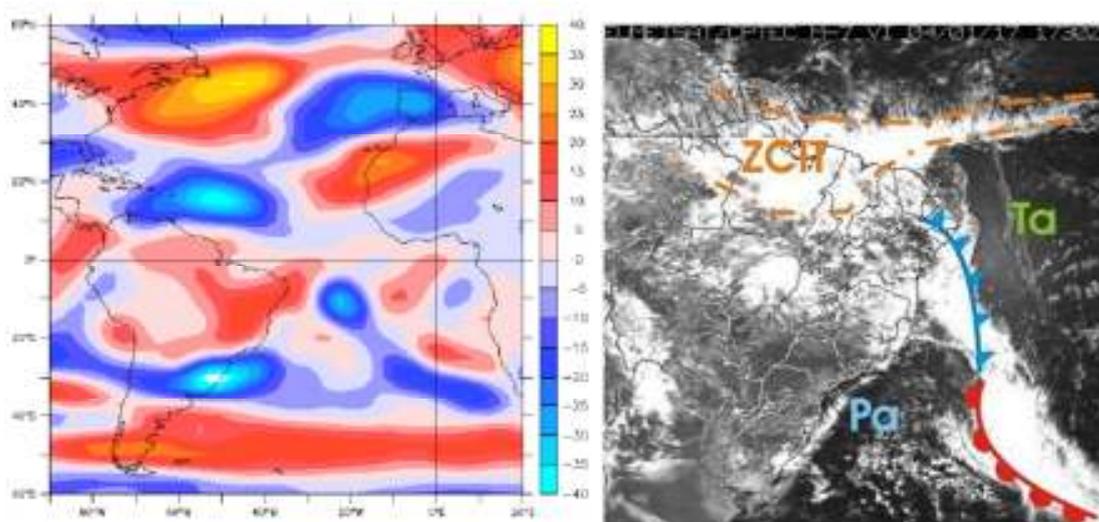


Figura 64: (a) Vorticidade Relativa $\cdot 10^5 \text{ (s}^{-1}\text{)}$ em 200 hPa em janeiro de 2004, com centro localizado no norte da região NE do Brasil (Fonte: Alves et. al., 2004). (b) a imagem METEOSAT-7 de 04/01/2004 indica a chegada uma pseudofrente fria provocada pela expansão da Zona de Convergência do Atlântico sul (ZCAS) sobre a zona de atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Fonte: INPE, 2004.

Em contraste, embora o ano de 2008 tenha apresentado um total pluviométrico de média variância (com acumulado de 608 mm) foi verificado através do resultado obtido por experimentação de transporte de carga de leito que um ano com tendências semelhantes a este pode gerar mudanças sensíveis na morfologia dos ambientes fluviais efêmeros. Neste caso, o acumulado total para o ano não teria representado grandes

variações, se não fosse pelo fato da ocorrência de três dias com precipitações acima de 50 mm (ITEP/LAMEPE, 2011) somados aos demais eventos ocorridos no mesmo mês.

Dentre os três anos analisados, este foi o único que apresentou boa correlação com a atuação de um forte evento de La Niña. Os outros dois apresentaram correlação com a atuação de La Niña fraco e El Niño fraco, respectivamente para os anos de 1985 e 2004. O controle do gradiente da temperatura da superfície do mar, garantiu para este ano um maior acumulado de precipitação, como preconizado por Andreoli e Kayano (2007) sobre o efeito de gradiente negativo entre os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, com leve variação no efeito gerado nos meses seguintes. Este fato é confirmado por Freire et al (2011), que verificou para o ano de 2008 uma relação entre a disponibilidade de vapor d'água e elevando potencial de atividade convectiva, com decréscimo na temperatura de superfície em relação ao ano de 1998, com ocorrência de forte El Niño (fig. 65)

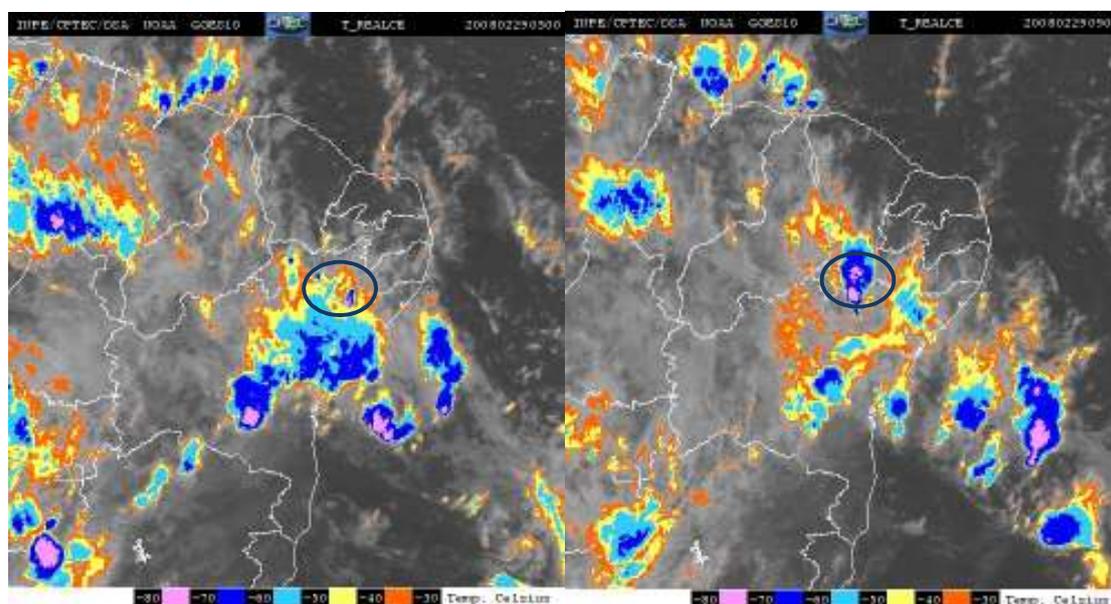


Figura 65: Predomínio de atividade convectiva no período diurno sobre a área de estudo. O processo é desencadeado pelo aquecimento do ar subsidente, convertido em vapor d'água e consequente elevação de potencial correspondente. Chuvas ocorridas no dia 29/02/2008, (a) período de 5:00 da manhã com a zona periférica atingindo a área de estudo. (b) centro de convecção atuando sobre a área de estudo às 9:00 da manhã do mesmo dia. Fonte: CPTEC (2012).

A previsibilidade de ocorrência de anos chuvosos ou mesmo a criação de um padrão de variabilidade para o semiárido ainda parece uma ideia vaga, diante de tantas discrepâncias encontradas na distribuição interanual, bem como entre uma região e outra.

Nossa perspectiva é de que ao menos, o conhecimento dos sistemas atmosféricos atuantes, possam nos fornecer dados importantes para a compreensão das respostas registradas na morfologia dos depósitos frente a magnitude e a repetição de tais eventos pontuais.

5.5 Análise de sedimentos traço: transporte de carga de fundo

Levando-se em consideração que o transporte de sedimento representa importante papel na dinâmica fluvial, tanto pela erosão quanto pela criação de formas no interior do leito, tais mudanças compõem um complexo sistema de constantes mudanças sobre rios compostos por depósitos carga de leito. Além da transmissão de sedimentos e cascalhos, via pedimentos, os rios efêmeros do semiárido experimentam a cada evento chuvoso mudanças laterais e verticais de seus leitos. Tendo em vista a quantidade escassa de informações acerca da mobilidade do material de carga de fundo (sobretudo cascalho e calhau) para o semiárido do nordeste brasileiro, algumas questões puderam ser avaliadas após o início do experimento durante o período de chuvas, em fevereiro de 2008. Assim, verificou-se que este primeiro ano apresentou padrão anual de precipitação acima do usual para área em questão (fig. 66).

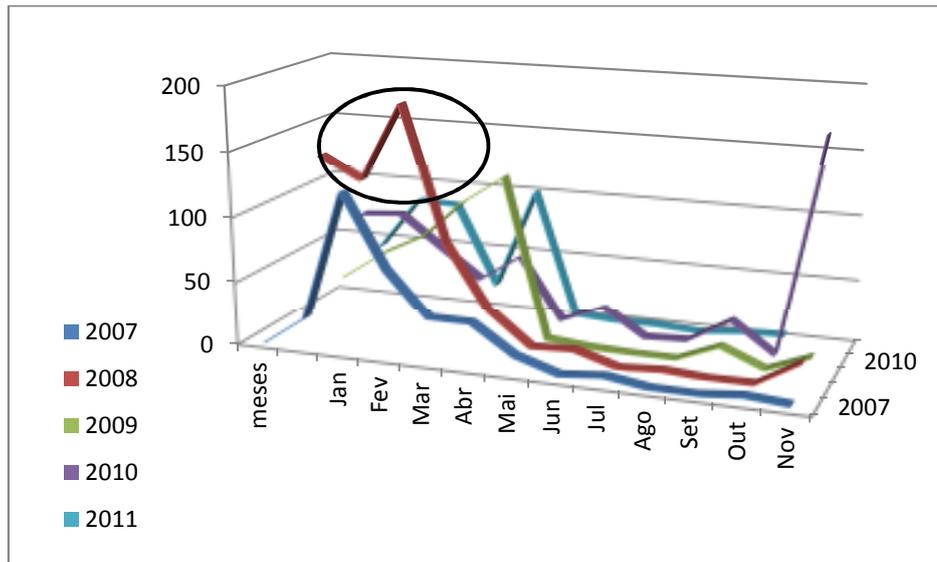


Figura 66: Totais mensais de precipitação para o município de Belém de São Francisco entre os anos de 2007 e 2011 revelam um aumento da média de precipitação para o ano de 2008, logo após a implantação do experimento de sedimentos traço. Fonte: ITEP/LAMEPE, 2011)

Embora tenha sido notada ao logo no primeiro ano de experimento, uma rápida mudança no preenchimento do canal, as chuvas concentradas ocorridas no ano de 2008 não se repetiram em sua magnitude nos anos seguintes. Fato verificado pela segunda visita realizada após dois anos, na qual foi constatada uma movimentação desprezível em relação ao primeiro ano do experimento.

Dentre os pontos nos quais os seixos adquiriam maior mobilidade, destacou-se o primeiro ponto de amostragem. Comparativamente aos resultados obtidos por Mao e Surian (2010), este ponto pôde ser classificado como área de completa remoção, não tendo restado nenhuma partícula imobilizada na área de origem (fig. 67). Dos 200 seixos amostrados no ponto 1, apenas 28 foram encontrados, tendo percorrido uma distância máxima de 131 m aproximadamente.

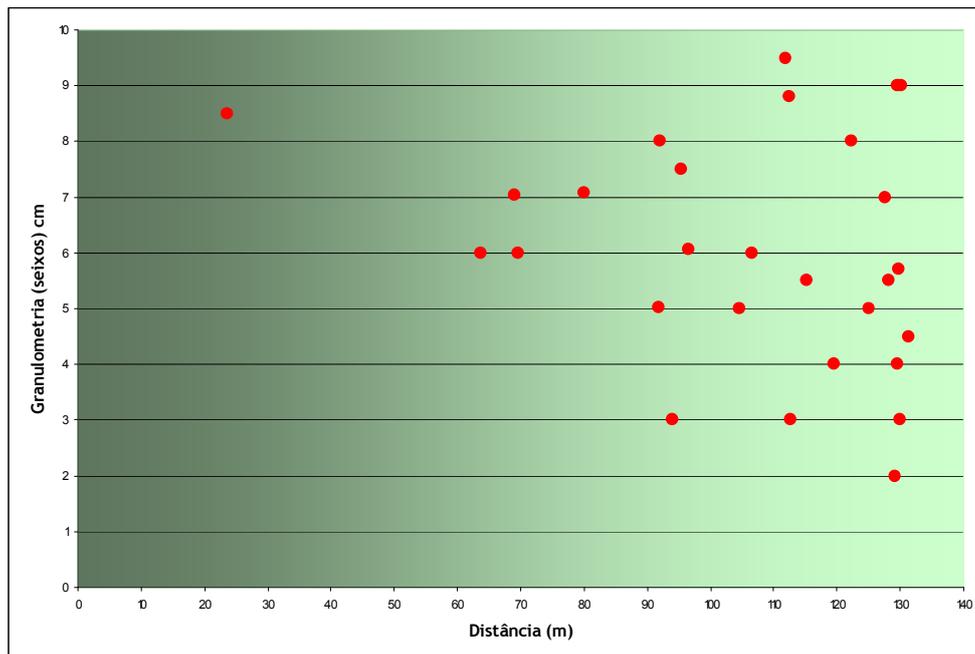


Figura 67: Medida do raio de mobilidade das frações que restaram do ponto 1 de amostragem, após a estação chuvosa de 2008, verificado no mês de julho do mesmo ano.

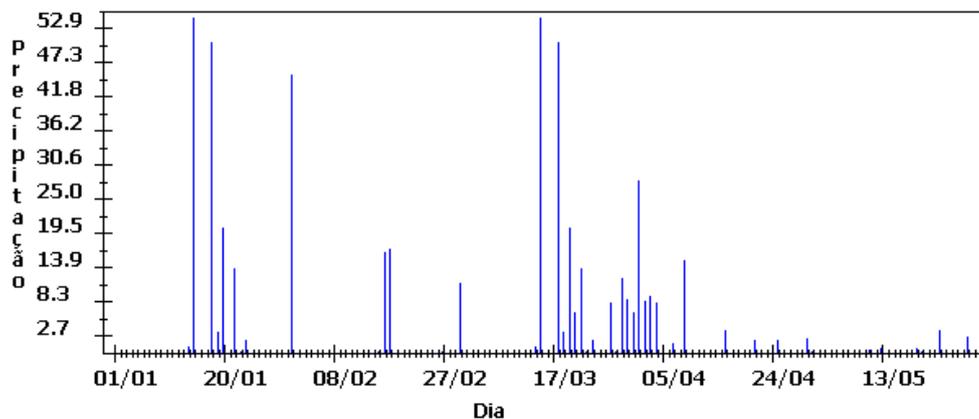


Figura 68: Gráfico de distribuição da precipitação em Belém de São Francisco entre 20/02/08 e 30/04/08. (Fonte: ITEP/LAMEP)

No ponto 2 , sobre a barra arenosa colonizada por vegetação de caatinga, não houve grande alteração, já que a movimentação dos seixos se deu apenas sobre um raio de 2 metros (fig. 69). Este ponto pode ser classificado como área de inundação com deposição de areia ou acréscimo de partículas finas. Mesmo tendo sido atingida pela inundação de 2008, o riacho não obteve competência para carrear o material grosso sobre a barra arenosa.

Apesar do ponto 3 de amostragem ter sido classificado como área de remoção parcial segundo Mao e Surian (2010), não foi possível quantificar perdas, tão pouco o raio de transporte das partículas durante o mesmo campo, sendo posteriormente abandonado. Entretanto, pôde-se verificar que em áreas de barra de cascalho, sobre leito retilíneo e fundo plano, a mobilidade das frações grossas, encontra-se limitada pela perda de capacidade do fluxo em trecho de canal aberto, sendo a taxa de transporte possivelmente atenuada neste trecho.

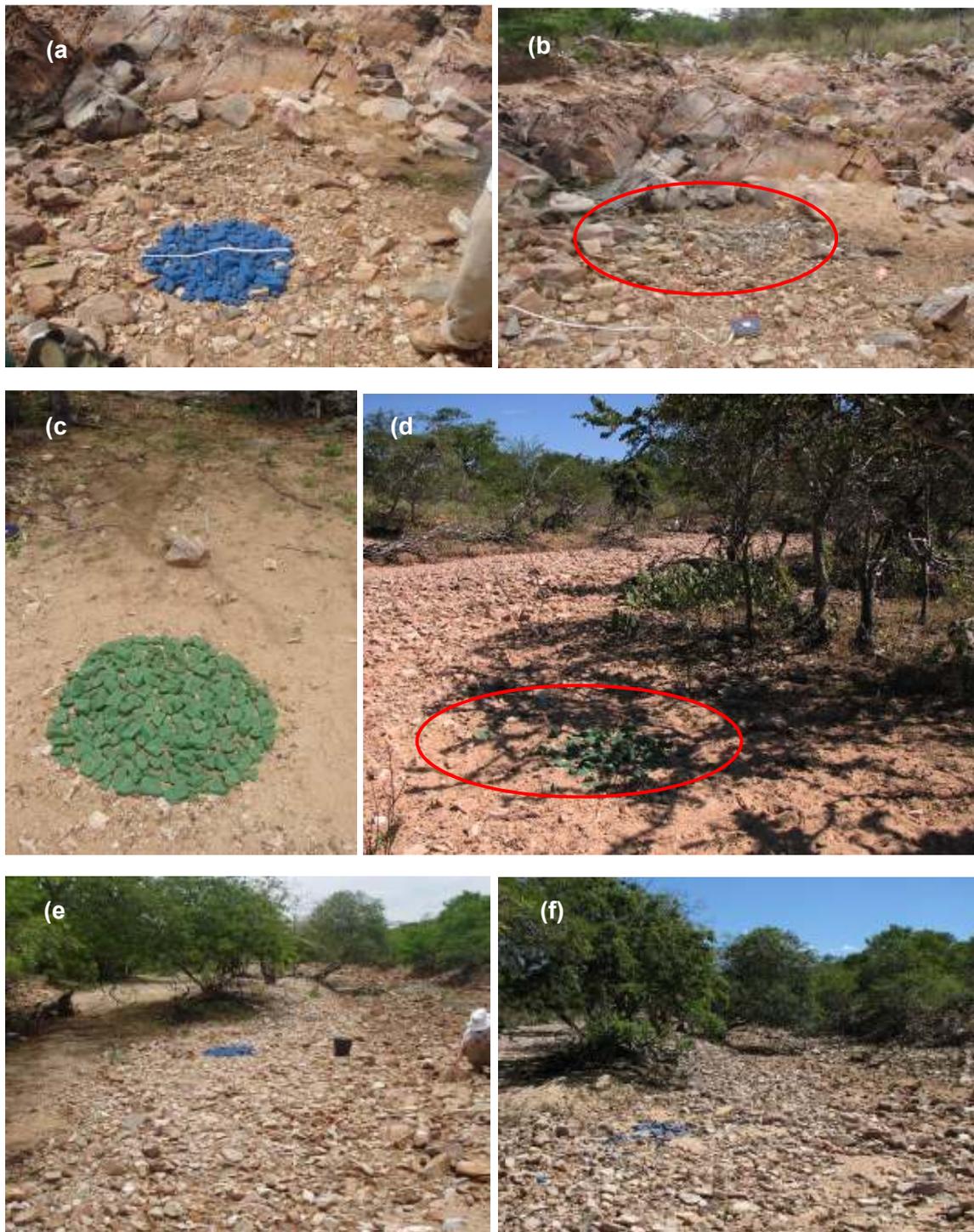


Figura 69: (a) Amostragem de seixos no ponto 1 antes das chuvas; (b) ponto 1 , caracterizado como área de total completa (TR) após as chuvas de 2008; (c) Amostragem do ponto 2 sobre barra arenosa vegetada; (d) área de não remoção (NR) caracterizada como de inundação, onde ocorre pouca mobilização de carga de fundo; (e) ponto 3 de amostragem sobre barra de cascalho antes das chuvas; (f) remoção parcial (RP) do material amostrado após as chuvas. Fotos: Renata Azambuja, fev. e jul./2008.

Durante a segunda visita a campo, em novembro de 2011, foi observado que aparentemente o material com maior mobilidade sobre o regime de chuvas dos anos subsequentes são as frações finas (areia, silte e argila), responsáveis pelo recobrimento de alguns seixos que desapareceram no ano de 2011. Neste ano foi verificado que, dos 28 seixos do ponto de amostragem 1, restaram apenas 16 com a remobilização de 3 partículas (em centímetros) sobre o leito de cascalho. O resultado obtido para relação entre forma, retrabalhamento e distância percorrida é apresentado na figura 70 e tabela 12.

Distribuição de Forma do seixo (Zingg)

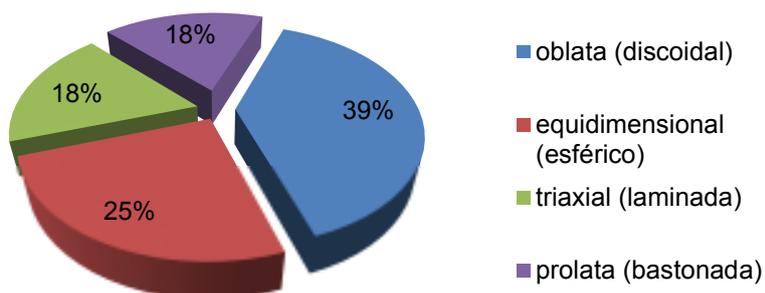


Figura 70: Distribuição das formas dos seixos encontrados segundo Zingg (1935). Fonte: Elaboração própria.

Tabela 12: Descrição dos seixos encontrados após a finalização da observação de mobilidade da carga de leito – os seixos encontrados ao final estão em vermelho. Fonte: elaboração própria.

| Seixo | Deslocamento (m) | Diâmetro nominal (mm) | Esfericidade (Wadell) | Forma do seixo |
|-------|------------------|-----------------------|-----------------------|----------------------------|
| 0 | 0 | | | Ponto inicial |
| 1 | 23,5 | 37,42 | 0,73 | equidimensional (esférico) |
| 2 | 63,77 | 35,85 | 0,60 | oblata (discoidal) |
| 3 | 69 | 48,85 | 0,68 | equidimensional (esférico) |
| 4 | 80 | 54,34 | 0,70 | prolata (bastonada) |
| 5 | 69,66 | 37,57 | 0,63 | oblata (discoidal) |
| 6 | 92,05 | 74,38 | 0,88 | equidimensional (esférico) |
| 7 | 95,3 | 44,30 | 0,60 | prolata (bastonada) |
| 8 | 96,46 | 41,56 | 0,82 | equidimensional (esférico) |
| 9 | 91,8 | 42,86 | 0,69 | oblata (discoidal) |
| 10 | 104,64 | 26,48 | 0,48 | triaxial (laminada) |
| 11 | 106,57 | 48,66 | 0,78 | oblata (discoidal) |
| 12 | 112,48 | 57,18 | 0,65 | prolata (bastonada) |
| 13 | 112,75 | 16,24 | 0,54 | oblata (discoidal) |
| 14 | 111,94 | 47,13 | 0,52 | triaxial (laminada) |
| 15 | 115,28 | 29,68 | 0,55 | prolata (bastonada) |
| 16 | 119,59 | 25,56 | 0,55 | oblata (discoidal) |
| 17 | 122,24 | 43,80 | 0,62 | triaxial (laminada) |
| 18 | 125,04 | 37,44 | 0,69 | oblata (discoidal) |
| 19 | 127,59 | 36,82 | 0,52 | triaxial (laminada) |
| 20 | 129,22 | 32,60 | 0,57 | oblata (discoidal) |
| 21 | 129,64 | 33,56 | 0,84 | Equidimensional (esférico) |
| 22 | 129,93 | 19,44 | 0,65 | oblata (discoidal) |
| 23 | 128,13 | 34,86 | 0,63 | oblata (discoidal) |
| 24 | 129,69 | 25,52 | 0,45 | triaxial (laminada) |
| 25 | 129,62 | 65,68 | 0,84 | equidimensional (esférico) |
| 26 | 130,13 | 55,32 | 0,65 | prolata (bastonada) |
| 27 | 131,39 | 35,19 | 0,69 | oblata (discoidal) |
| 29 | 94 | 22,53 | 0,75 | equidimensional (esférico) |

Mudanças que vem ocorrendo sobre a geometria do canal devem ser consideradas como pequenos reajustes em nível local, em decorrência do crescente aporte de sedimentos ocasionado pelas inúmeras barragens encontradas ao longo do

leito e lateralmente sobre o domínio dos pedimentos. Enquanto o processo de corte e preenchimento dos canais ocorre em curtos períodos, determinados pelas chuvas instantâneas de baixa regularidade, processos de degradação e agradação levam em conta período mais longos, na faixa de anos (LEOPOLD ET AL., 1995). Assim, verifica-se que os depósitos na bacia do riacho Salgado são controlados por diferentes mecanismos e formas. A mobilidade do material de carga de fundo, analisado sobre o trecho de vale confinado no alto curso da bacia, demonstrou que a espacialização dos depósitos de carga de fundo pode ser controlada ora pela posição no canal ora por eventos de *flashflood*.

A localização dos depósitos é de fundamental importância para que seu transporte se efetue de maneira mais eficiente, ainda que o pico de descarga de precipitação não seja dos maiores. Apesar das chuvas ocorrerem em caráter concentrada no espaço e tempo, estas, são suficientes para remobilizar as frações arenosas. Percebem-se a cada período chuvoso, rápidas mudanças na distribuição dos depósitos de barras arenosas, sobretudo nestas faixas onde são encontrados afloramentos e depósito de carga de fundo. Tais depósitos podem esporadicamente ser limitados pela presença de galhos de árvore e arbustos, ou mesmo por barras arenosas como verificado por Greenbaum e Bergman (2006) em trecho de leitos composto por cascalho grosso e calhaus e confirmado pelo experimento, baseado nos resultados do ponto 2 de análise. A residência do tempo e idade do sedimento estocado determina se ele representa um local estável ou instável (DIETRICH et al, 1982). A relação entre o tamanho representativo do clasto e a profundidade da água pode ser utilizada como critério para avaliar a estabilidade de barras de acordo com Greenbaum e Bergman (op cit.). Entretanto, não foi possível estimar medidas de subida do nível freático durante a descarga de chuvas, embora tenha se observado que durante as chuvas de 2008 houve a remoção completa da carga de leito analisado no ponto 1.

Estas primeiras aproximações permitiram lançar luz sobre as condições de transporte parcial e total, que ocorrem ao longo de diferentes morfologias no interior do canal estudado que, no entanto, carecem de uma maior aquisição de dados climatológicos *in situ*. Levando-se em consideração que os postos existentes de coleta de dados climatológicos perfazem ao todo 4, e seu posicionamento em relação à bacia dista um raio de 50 km, a medição exata dos eventos chuvosos ainda não condiz totalmente com a realidade local. No entanto, o efeito das inundações sugerem uma lenta elevação das unidades morfológicas localizadas abaixo das barras arenosas, moldadas pelas cheias em uma recorrência de aproximadamente 4 anos a partir do ano 2000. Entretanto, ainda é muito difícil realizar uma normatização da ciclicidade dos eventos extremos, já que é sabido que as chuvas no semiárido nordestino são extremamente concentradas no espaço e tempo (CORRÊA, 2011). Esta variância acentua-se ainda mais quando agregamos outro elemento de concentração temporal como das chuvas em período de 24 horas. Este tipo de evento pode ser considerado como a principal forma de ocorrência de mudanças na morfologia dos depósitos de carga de fundo, demonstrado pelo transporte preferencial de determinado calibre. Como a maior parte das frações amostradas foram provavelmente soterradas (85%), pode-se aventar que o transporte de carga de fundo neste local, ocorre de maneira esporádica, sobre forte tensão cisalhante, porém aplicado quase sempre a curtas distâncias.

5.6 Análise dos estilos fluviais da bacia do Riacho Salgado e relações antrópicas

Levando-se em consideração que os sistemas fluviais são compostos pela relação entre os elementos processuais e estruturais, Schumm (1977) entende que estes sejam divididos em três diferentes zonas, tais como: 1ª zona - fonte de sedimentos; 2ª zona – transferência ou transporte e 3ª zona - coletora de sedimentos. Esta compreensão passa

por uma série de dados que se relacionam no funcionamento de um sistema fluvial, dentre os quais merecem destaque a avaliação do comportamento dos rios, capacidade de aporte de água na zona fonte de sedimentos, bem como disponibilidade quantitativa e qualitativa dos sedimentos fornecidos, além do quadro natural, controlado pelo clima, litologia e cobertura vegetal. Schumm (2005) explica que esta subdivisão pode parecer artificial em muitos casos, pois obviamente, os sedimentos são armazenados, erodidos e transportados em todas as zonas, sobretudo em ambientes semiáridos onde a drenagem ocorre de forma fragmentada e o escoamento é de caráter endorréico.

A fim de determinar as diferentes características dentro de cada zona foi efetuado na bacia uma identificação dos estilos fluviais predominantes, englobando tanto a morfologia dos depósitos como os processos dominantes de cada trecho. Baseado no estudo e análise dos estilos fluviais, preconizado por Fryirs e Brierley (2005) foi realizado no riacho Salgado trabalhos prévios de mapeamento e detecção das morfologias do canal ao longo de seus três trechos. Souza (2008), Silva (2009) e Corrêa et al. (2009) obtiveram resultados preliminares de mapeamentos base que resultaram em uma classificação dos estilos fluviais para a bacia em tela.

O levantamento detalhado de campo em associação com tratamento digital permitiu uma compartimentação dos três setores em: confinado, semiconfinado e não confinado, revelando uma estreita conexão entre a relação do plano aluvial e suas margens confinantes, ou não, com os tipos de processos predominantes no delineamento das formas deposicionais. Corrêa et al. (2009) explicam que a incisão fluvial neste caso não pode ser considerada como uma incisão sobre um vale, no sentido estrito, sendo a calha fluvial definida morfologicamente como plano aluvial, por não haver distinção precisa entre canal e planície. Esta definição aplica-se com frequência às bacias de menor ordem sobre o regime semiárido. Sendo assim, através da inter-relação entre o

plano aluvial e interflúvios adjacentes à bacia foi dividida em três setores, as saber: plano aluvial confinado, semiconfinado e não confinado.

As matrizes de padrões fluviais obtidas por Souza (2008) se restringiram aos setores confinados e semiconfinado do canal, devido ao terceiro tipo ser considerado uma variação local do padrão semiconfinado. A partir do modelo de matriz proposto por Brierley et al. (2006) a interpretação dos elementos chave foram utilizadas para caracterizar os ambientes deposicionais, morfológicos, sedimentológicos e fitofisionômicos do plano aluvial, bem como o comportamento processual, adaptado para o contexto semiárido do Nordeste brasileiro.

De acordo com os resultados obtidos através da coleta de dados e trabalho de campo, bem como o mapeamento síntese em gabinete, foram incorporadas algumas pequenas modificações sobre o mapa síntese para a análise processual da bacia do riacho Salgado, realizado por Souza (2008).

Embora o perímetro total da bacia seja de apenas 14.046,788 m² algumas feições mapeadas não puderam ser representadas de forma fidedigna por ter uma escala espacialmente muito reduzida. Sendo assim, optou-se por ilustra-las apenas com a presença de símbolos, caso das áreas de barramento, formações de leques de dejeção e preenchimento parcial do canal para o mapa Geomorfológico.

Inserido no contexto fisiográfico do interior semiárido do Nordeste do Brasil, o ambiente geomorfológico da área de estudo em questão abarca uma combinação de superfície de baixa declividade, com valores abaixo de 6%, caracterizando um macro compartimento de superfície pedimentar nas porções interplanálticas e sobre o ambiente fluvial, planícies aluviais / leques embutidos.

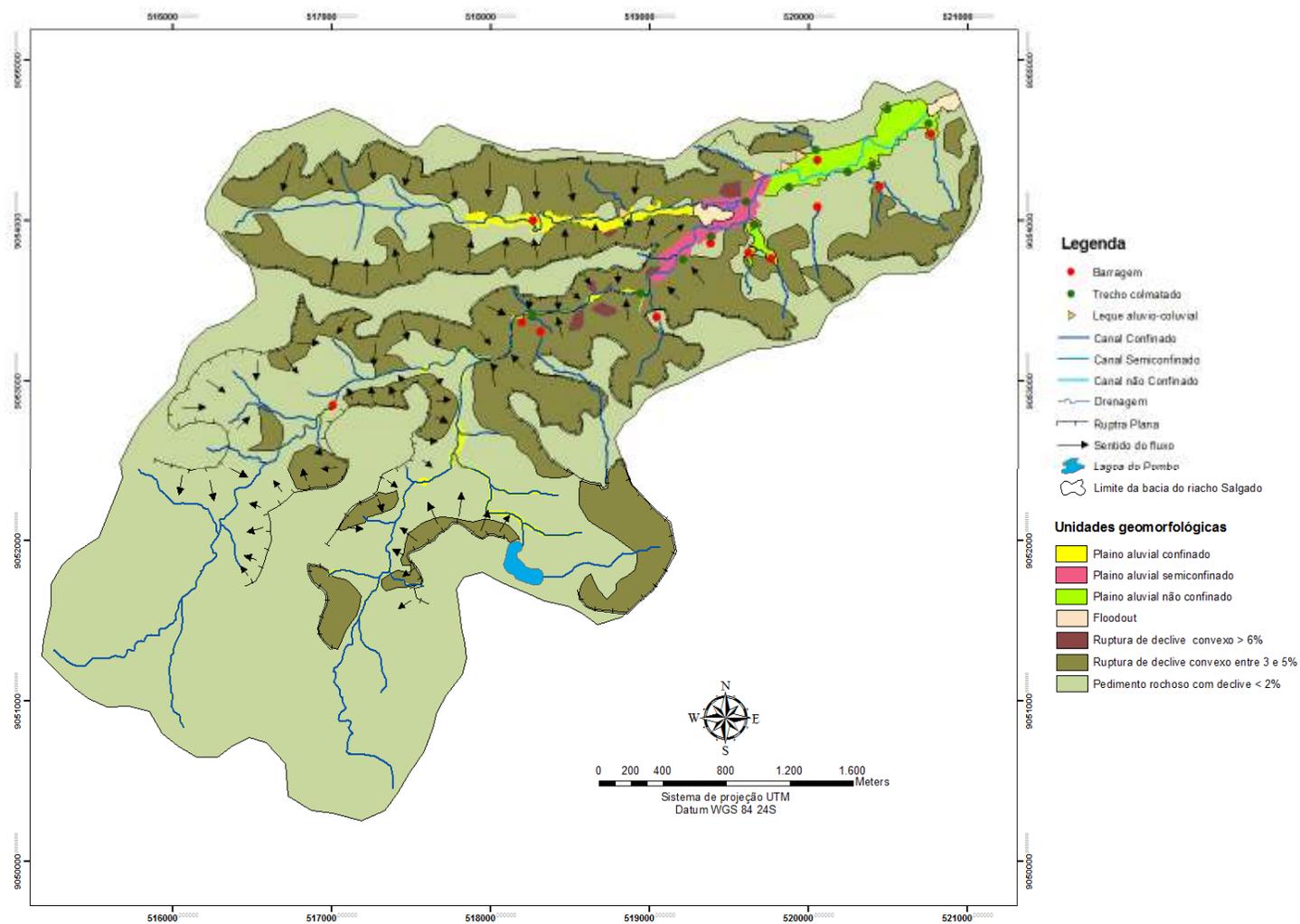


Figura 71: Mapa geomorfológico de detalhe e estilos fluviais. Fonte: Modificado de Souza (2008).

Pedimento rochoso

A área de pedimento intermontano caracteriza-se de forma geral como uma superfície recoberta por mantos de intemperismo pouco desenvolvidos. Os pedimentos podem ser definidos conceitualmente como uma superfície erosiva com baixo gradiente e litologia cristalina, geralmente, recoberta por um pavimento detrítico, fruto da atuação de fluxos superficiais esporádicos, provocados pelas torrentes durante o curto período de chuvas (SUGUIO, 1998). A atuação de fluxos do tipo hortoniano, promove neste tipo de ambiente a remoção de camadas de sedimentos finos que são redepositados em porções centrais dos canais efêmeros.

As coberturas encontradas sobre os pedimentos correspondem de forma geral à cobertura residual in situ de regolito que deriva diretamente da rocha mãe. No interior da bacia estas coberturas são representadas por uma série de perfis de espessuras e distribuição lateral variada. A depender da sua situação geográfica e topográfica, as coberturas de regolito podem ser rapidamente atacadas pelo fluxo laminar e mais raramente por fluxos de detritos, os sedimentos podem se acumular nos sopés das encostas na forma de delgados depósitos de colúvio (CORRÊA e AZAMBUJA, 2005).

Sobre as áreas de baixo pedimento são encontrados ainda a formação de depósitos de colúvio resultantes tanto dos fluxos intermitentes quanto pelos fluxos gravitacionais, no caso dos trechos íngremes da bacia. Estes, tendem a manter muitas características em comum com os mantos de intemperismo dos quais derivam. Tal fato é comprovado pela maior tendência no grau de arredondamento das frações de 250µm da areia de quartzo em comparação com as frações dos solos residuais in situ, como proposto por Goudie et al. (1984) e testados satisfatoriamente para os colúvios do ambiente semiárido do Nordeste por Corrêa (2001). Este tipo de estrutura é prontamente

determinada a partir da observação de contatos erosivos abruptos entre os depósitos coluviais e o embasamento rochoso sobressaltado, em alguns casos pela orientação ortogonal dos clastos (calhau e blocos) em relação ao fluxo. Na ocorrência de depósitos de colúvio mais rudáceo infere-se condições climáticas, herdadas de ambientes mais úmidos do Holoceno médio.

Embora tais coberturas detríticas, oriundas do pedimento rochoso sejam ubíquas em toda bacia, este domínio foi dividido em três porções de acordo com sua forma e declividade, a saber: pedimento rochoso com declive $< 2\%$, ruptura de declive convexo entre 2% e 5% e ruptura de declive $> 6\%$.

De acordo com o mapa geomorfológico de detalhe (fig. 71) a unidade de pedimento rochoso concentra-se sobre o trecho do alto da bacia e em áreas divisoras (fig. 72). Por tal motivo a incisão de drenagem sobre o alto curso encontra-se pouco marcada e as coberturas pedológicas incipientemente desenvolvidas.



Figura 72: Área de pedimento rochoso localizada no ponto mais alto da bacia a 402 m. Foto: Renata Azambuja.

As áreas ocupadas por vertentes convexas com declividade entre 2 e 5%, encontram-se frequentemente associadas a incisão do canal. Sua presença aumenta de acordo com a diminuição de altitude entre alto curso e médio curso. Esta unidade pode ser considerada como a principal área utilizada pela população local tanto para ocupação habitacional, quanto para uso agropecuário. Devido a este fato, a atuação de processo erosivo encontra-se bastante acelerada sobre as superfícies desprotegidas, ocasionadas pela prática de agricultura e pastoreio. Com frequência, a remoção de cobertura vegetal além do constante revolvimento do solo sobre as camadas aráveis, condiciona uma maior produção de sedimentos sobre os trechos de maior ocupação. Esta tendência é verificada pelo maior aporte de sedimentos sobre o leito fluvial semiconfinado e não confinado, localizado no meio e baixo curso da bacia.



Figura 73 : Ruptura de declive convexo entre 2 e 5% em contato direto com o plano aluvial no trecho de leito semiconfinado durante o período úmido. Fonte: Renata Azambuja, fev./2008.

De maneira muito reduzida ainda podemos encontrar sobre o ambiente pedimentar da bacia, setores isolados com declive acima de 6%. Neste caso a alta declividade condiciona aos respectivos trechos pouca formação de solos e, portanto baixo fornecimento de sedimentos para a bacia (fig. 74 a e b). Em contraste, o afloramento do embasamento rochoso, de forma geral, proporciona um maior fornecimento de carga de fundo nestes setores, com exceção do ponto localizado no médio curso onde a própria competência do rio, se encarrega de selecionar em maior quantidade material de natureza terrígena.

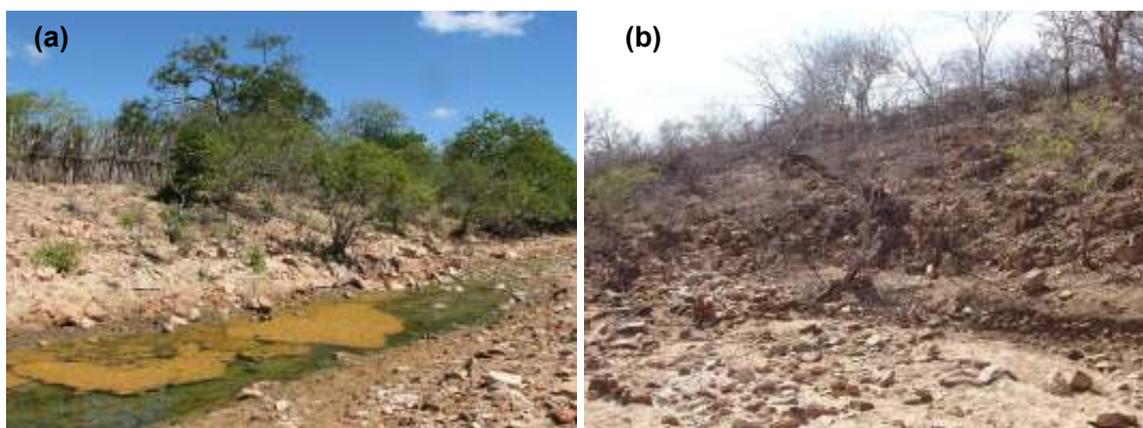


Figura 74: Trechos ocupados por encostas retilíneas com declividade superior a 5% sobre afloramentos rochosos. (a) área com fornecimento de material de carga de fundo sobre leito confinado; (b) limite entre trecho confinado e semiconfinado sobre rochas aflorantes. Fotos: Renata Azambuja, jun./2008 e dez/2007.

Ambiente fluvial: unidades de estilos fluviais

O segundo ambiente encontrado na bacia, foi determinado a partir da relação entre canal e os interflúvios adjacentes, pelo fato da incisão fluvial não ser representar propriamente na forma de um vale no sentido *stricto*. Embora a nomenclatura de plaino aluvial não seja empregada pela literatura em geral que trata sobre os ambientes fluviais,

sobretudo pela terminologia adotada neste trabalho, proposta por Brierley e Fryirs (2006), a divisão tipológica de estilos fluviais foi subdividida ainda, entre canal e plaino. Optou-se pela divisão justamente porque sobre determinados trechos, mesmo o ambiente sendo limitado pela estrutura geológica, como no caso do trecho confinado, o canal pode apresentar limites embutidos pela presença corrente de barras arenosas ou depósitos de carga de fundo (cascalho e calhau), ainda que neste tipo de escala de análise não seja possível visualizar tais feições. Dessa maneira, a bacia foi dividida em três setores distintos: plaino confinado, semiconfinado e lateralmente não confinado.

Trecho confinado

O trecho confinado foi determinado a partir da relação entre setor predominantemente erosivo e canal, limitado pela base de rupturas de gradiente, que por sua vez, traduz-se em uma menor espacialização de sedimentos no interior do plaino aluvial, com predomínio do preenchimento de canal por carga de fundo.

Canais confinados com ocasional presença de material de textura grossa (calhau e blocos) tende a induzir no trecho confinado maior trabalho erosivo. A composição destes vales apresenta-se bem diversificada, com presença de *kinickpoints* formada por afloramentos, poças, corredeiras, ocasionais barras arenosa e várzeas rasas (BRIELEY E FRYIRS, 2006). O material de carga de fundo é frequentemente composto por cascalho, calhau e blocos pobremente selecionados.

Esta configuração ocorre de maneira diferenciada ao longo do setor confinado da bacia. Enquanto no trecho inicial de incisão de drenagem, no alto da bacia, predominam depósitos de carga arenosa (fig. 75), devido ao gradiente reduzido dos pedimentos, à medida que o canal se aproxima de vertentes com maior declividade, passa predominar a ação erosiva e, conseqüentemente, o material do canal alterna entre trechos arenoso e rochoso (fig. 76).



Figura 75: Trecho do riacho confinado no alto curso com predomínio de carga arenosa (embutido sobre pedimentos com baixa declividade). Fonte: Felipe Silva, jan./2008.



Figura 76: (a) Trecho confinado do riacho no alto curso sobre afloramento rochoso e recobrimento de calhau e blocos. Fonte: Felipe Silva, jan./2008.



Figura 77: Trecho confinado sobre o médio curso composto por carga mista (areia, cascalho e calhau). Fonte: Renata Azambuja, mar/2008.

A distribuição do material de carga de leito ao longo do trecho confinado apresenta-se em linhas gerais, limitada por *knickpoints* presentes em áreas de afloramentos. Estes afloramentos ocorrem com frequência ao longo de todo o canal e, a associação entre baixa declividade encontrada no alto curso e solos pouco espessos contribui de maneira mais eficaz para a realização do trabalho erosivo sobre o leito confinado com cobertura detrítica (fig.77).

No que se refere ao transporte de frações arenosas, estas sofrem interrupções ao longo do trecho de leito confinado. Entretanto, sua mobilidade apresenta-se muito mais dinâmica em relação ao material de carga de leito, preenchendo os espaços intersticiais do depósito de leito e ainda recobrendo parte deste material, a cada período chuvoso. O balanço entre perda e ganho neste trecho possui dependência direta com a competência gerada pelo fluxo durante as chuvas.

Embora o trecho confinado do canal principal seja classificado em sua grande parte como área de pouco uso, observado pelo mapa de uso do solo, foi encontrado no alto da bacia sobre o Riacho Montes (primeiro grande afluente do riacho Salgado) um antigo barramento em alvenaria, rompido. A construção de barreiras, ou acúmulo de galhos de árvore tende a reduzir localmente as áreas de encostas devido ao controle de nível de base do leito. Esta transferência descontínua de sedimentos encontra-se a montante da barragem originando uma área de estocagem (fig. 78), com pouco extravasamento lateral, provocando a jusante remoção seletiva dos finos e abandono da carga de fundo (fig. 79).



Figura 78: Material arenoso retido na porção a montante do barramento. Foto: Renata Azambuja, jul./2008.



Figura 79: Remoção seletiva de finos que ocorre a jusante do barramento rompido, com extravasamento lateral de carga sedimentar. Foto: Renata Azambuja, jul./2008.

Verifica-se mais adiante a repetição deste efeito, em trechos seguintes com ocorrência de leito rochoso recoberto por frações de calhau e bloco, intercalado por recobrimentos de areia silte e argila (estas duas últimas associadas à ocorrência poças). Dessa forma, o ponto de alcance do transporte de carga de leito encontra-se por vezes interrompido por mudanças na rugosidade do leito. Fryirs et al (2007) atribui a essas morfologias a nomenclatura de *buffers* e *barries*, condição pela qual o fluxo de sedimento encontra-se desacelerado ou impedido por alguma situação adversa. Por tal motivo a taxa de transferência de sedimentos sobre o setor confinado do riacho Salgado se processa de maneira pausada. De certa maneira, tais fatores limitantes, comportam-se como agentes de desconexão interna do leito confinado durante a atuação sazonal das chuvas em anos normais ou com baixa precipitação.

Em contribuição preciosa ao estudo de estilos fluviais, Souza (2008) elaborou para o canal um mapa de detalhe contendo as respectivas características do estilo fluvial analisado, bem como uma matriz contendo os padrões de dois trechos da bacia do riacho Salgado (fig. 80 e 81). O primeiro contemplou um importante trecho analisado neste trabalho, no qual foi executado o experimento de transporte de carga de leito.

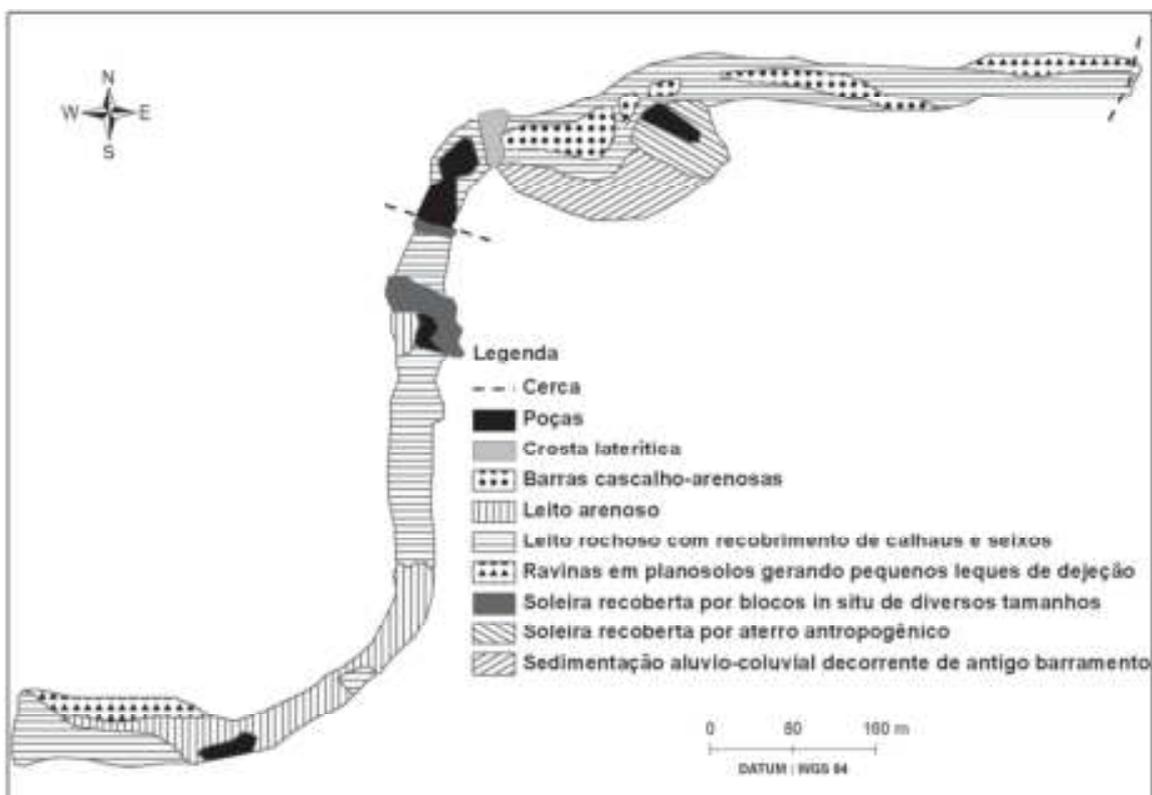


Figura 80: Exemplo de trecho confinado do riacho Salgado com seus respectivos estilos fluviais (o sentido do fluxo é de SO-NE). Fonte: Souza (2008).

Nota-se que sempre após a ocorrência de depósitos de carga de leito sucede a deposição de areias, que por sua vez são novamente limitadas pela presença de leito rochoso. Materiais de fino calibre são decantados sobre as áreas de depressão, denominadas aqui por poças, que estão localizadas entre estes depósitos. Após este

trecho mapeado são observadas mudanças sensíveis na frequência de afloramentos sobre o canal, proporcionando uma maior variação de material depositado.

| Características do setor confinado do riacho Salgado | |
|---|---|
| Tipo de Vale | Confinado |
| Forma do rio | Forma retilínea Lateralmente estável Forma controlada pelo material geológico Baixa sinuosidade |
| Textura do material de leito | Cascalheira fluvial angulosa com eventuais afloramentos rochosos; Barra composta com granudescendência da montante para jusante; Provável deposição de matriz arenosa em mantos; Predomínio de calhau e seixos e eventuais blocos angulosos; <i>Sieve deposit</i> – litologia <i>in situ</i> fraturada com pouquíssimo transporte. |
| Unidades Geomórficas | <p>Geometria do canal de drenagem Confinado Ocupando todo o plaino com distribuição assimétrica da barra de cascalho.</p> <p>Embasamento rochoso do canal de drenagem Metagranitóides (Mg2) – com presença de rochas cristalinas, sobretudo quartzitos e granitoides.</p> <p>Características de sedimentação aluvial Barra composta cascalho-arenosa colonizada por catingueira e pinhão; Presença de canal secundário separando a barra composta na margem esquerda do canal.</p> <p>Margem erosiva Margem controlada pela litologia e cobertura pedológica, secundariamente controlada pela vegetação; A vegetação ripariana define trechos de maior gradiente, enquanto áreas sem raízes lenhosas transitam em rampa para o leito; A rampa é resultado do reafeiçoamento pela erosão laminar.</p> <p>Planície de alagamento Não existe nesse trecho</p> |
| Vegetação associada | <p>No canal de drenagem Vegetação arbustiva colonizando barras</p> <p>Na planície aluvial Não há planície aluvial</p> |

| Comportamento do rio | |
|---|---|
| Baixa vazão | Sem vazão |
| Alta vazão | Canal provavelmente atinge o topo da barra |
| Estágio de alagamento do terraço | Não há terraço |
| Alagamento dobre o terraço | Não há terraço |
| Controles | |
| Bacia à montante | Trecho de cabeceira com cerca de 80% da bacia |
| Unidade de paisagem | Pedimento dissecado |
| Zona processual | Zona de fornecimento e transporte no topo do pedimento com largura máxima de 10 metros. |
| Declive do vale | De 7% a 5% por cem metros |
| Tipos de intervenções antrópicas | |
| Formas | Trecho com pouca intervenção. Observou-se apenas uma cerca cortando o riacho em todo esse setor e uma pequena barragem rompida, abandonada sobre o canal secundário no alto da bacia; A área também é cortado pela estrada dos postes. |
| Processos | Desmatamento das margens em áreas pontais |
| Outros | Este trecho foi caracterizado a partir da observação de um setor específico (onde aparece uma barra colonizada). Devem-se inserir outras informações de todo trecho à montante, pois embora possamos enquadrá-lo no mesmo setor, apresenta algumas características distintas. |

Figura 81: Matriz de padrões fluviais para um trecho do setor confinado do riacho Salgado em setembro de 2007. Fonte: Souza (2008)

Nota-se que, a nomenclatura de leito confinado não exclui de sua natureza a formação de depósitos laterais e, no interior do plano aluvial. Embora no trecho semiconfinado a ação meandrante predomine, no trecho confinado podem ocorrer depósitos de areais móveis, bem como cascalhos/calhau, poças, ondulações e feições de corte e preenchimento, responsáveis em parte pela limitação dos fluxos de menor competência do rio.

Trecho semiconfinado

O trecho semiconfinado inicia-se na segunda metade do médio curso da bacia. Notam-se a partir deste setor mudanças bruscas de direção do fluxo e confinamento em apenas um dos lados que limitam o plano aluvial. A tendência desenvolvida pelo canal sobre o trecho semiconfinado é de fluxos meândricos.

Predominam nesta área do canal a formação de planícies em bolsão (*floodplain pockets*). Estas são formadas pelo aumento de carga arenosa dos rios que circulam de maneira irregular sobre leito cascalhoso, depositando verticalmente areia e silte sobre a margem não confinada. As planícies em bolsão são as áreas com maior aproveitamento agrícola na bacia em questão, embora não se pratique o cultivo direto nas margens do canal, bem como nas áreas diretamente ligadas aos pedimentos. De acordo com Souza (2008) esta situação ocorre em primeira instância, pelo fato das margens do canal não se constituírem como áreas consolidadas, apresentando grande instabilidade frente aos eventos sazonais de precipitação na bacia. Outro problema relacionado a pouca utilização de áreas limites de pedimentos está relacionado aos solos muito rasos, pouco indicados para o cultivo.

O principal condicionante para a mudança brusca de direção do fluxo canalizado é o surgimento de afloramentos do embasamento cristalino que além de provocar o desvio do canal, configura-se como as áreas de maior declividade da bacia. Dessa forma, nestas margens o canal tende a manter-se lateralmente estável (BRIERLEY E FRYES, 2006)

Devido a grande concentração de atividades antrópicas neste setor da bacia, são encontradas com frequência algumas formas de impedimento da livre circulação do fluxo canalizado, construídas em seu interior. A construção de cercas que cortam o interior do canal é prática comum nesta comunidade. Embora grande parte da bacia seja considerada como de uso comum a todos os moradores, tais cercas são utilizadas com a

finalidade de limitar o deslocamento dos rebanhos, evitando assim, perdas em seu quantitativo. Como resultado o padrão de velocidade do fluxo durante o período chuvoso tende a diminuir a cada limite de propriedade acumulando mais sedimento a jusante das cercas. Enquanto que, a escavação de cacimbas, com a finalidade de obter água potável para os rebanhos, altera igualmente o regime de turbulência do fluxo, modificando o padrão natural de transporte e sedimentação do sistema fluvial local.

Neste aspecto, o aumento de turbulência, frente aos desníveis oriundos da ação tecnogênica, formam margens erosivas onde naturalmente não deveria ocorrer, promovendo a remoção de material, tanto no lado controlado pela litologia (margem composta por morfologia típica de canais meandrantés), quanto na margem próxima a estas cacimbas (fig. 82). Como o efeito de remoção é potencializado pela depressão criada no leito, tanto o depósito de leito arenoso quanto o cascalho basal tende a ser removido, como verificado por Nanson (1986), na ocorrência de eventos de alta magnitude e baixa recorrência. Neste caso, a destruição periódica de depósitos laterais, pode refletir na progressiva construção de diques que promovem a concentração de fluxo e conseqüentemente o aumento no poder de inundação, em eventos extremos (BRIERLEY E FRYIRS, 2006). Esta observação acerca do comportamento do fluxo frente a pequenas mudanças seja pela ação antrópica, seja por ocorrência de eventos extremos, conduz na bacia processo semelhante. Como o fluxo encontra-se limitado sucessivamente ao longo do canal por pequenos barramentos e cacimbas escavadas, o extravasamento do material removido (como no caso exposto no alto da bacia), ocorre lateralmente, sendo os sedimentos redepositado ao lado da margem erosiva (fig. 83) sobre a antiga barra lateral (do tipo ponta de meandro) conferindo ao setor alta instabilidade em comparação com o padrão comum.



Figura 82: Alteração do leito provocada pela escavação de cacimbas com a formação de margem erosiva sobre planície em bolsão, em leito semiconfinado. Foto: Renata Azambuja, fev./2008.



Figura 83: Barra arenosa composta, formada após cacimba escavada e barramento no interior do canal. Foto: Renata Azambuja, fev./2008.

Segundo Souza (2008) o conjunto de processos físicos naturais e alterações antrópicas, podem promover sobre o trecho semiconfinado três situações de erosão linear. A primeira decorre do contato natural entre pedimento e plaino aluvial com a formação de *knickpoints*, favorecendo a erosão linear no setor da margem direita (lado de maior ocupação da bacia). A segunda é relacionada à presença de cercas no interior do canal, provocando o aumento do poder erosivo do fluxo presente nas margens erosivas. E no último caso, o fluxo acelerado, sobre vertentes convexas com maior declividade (fig. mapa geomorfológico), aproveitando a descontinuidade no contato entre pedimento e plaino aluvial (fig. 84).



Figura 84: Erosão linear ao fundo, no contato entre pedimento e plaino aluvial. Foto: Renata Azambuja, fev. 2008.

Tais morfologias, ora discutidas, são apresentadas no mapa síntese de leito semiconfinado (fig. 85) e matriz dos padrões fluviais encontrados no respectivo trecho (fig. 86), produzido por Souza (2008).

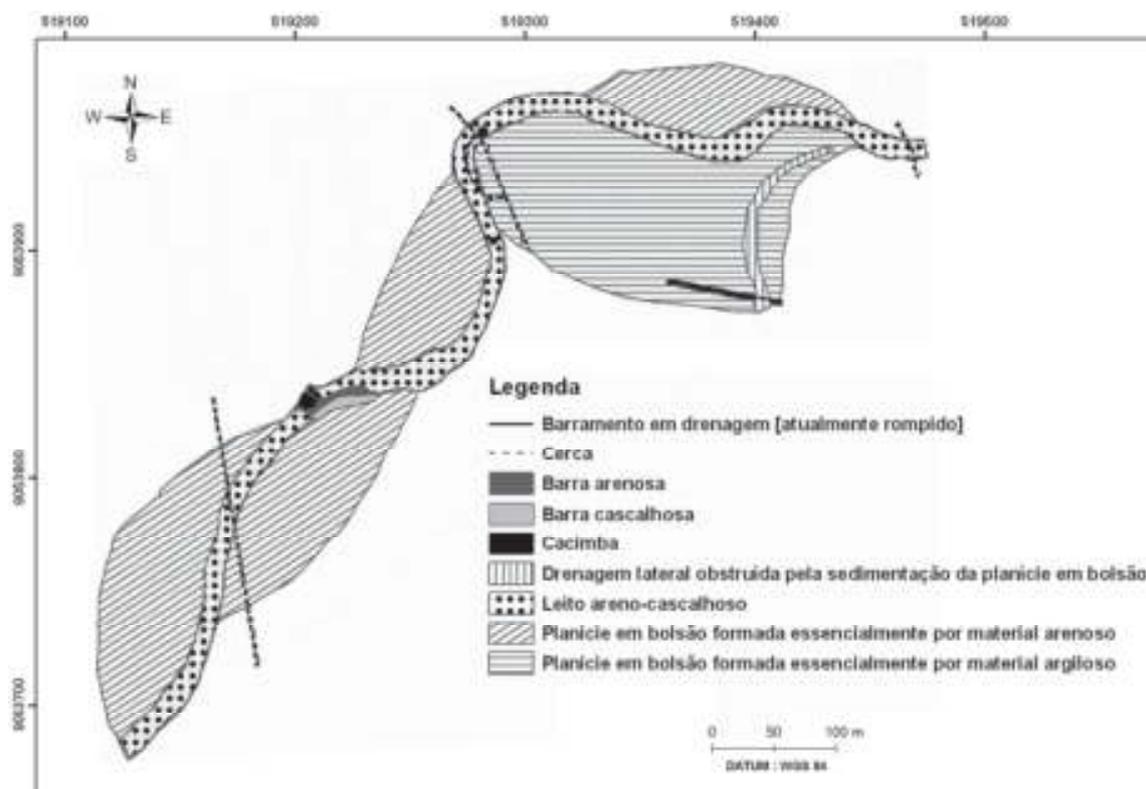


Figura 85: Exemplo de trecho semiconfinado do riacho Salgado com seus respectivos estilos fluviais (o sentido do fluxo é de SO-NE). Fonte: Souza (2008).

O encontro do segundo grande afluente e canal principal, ocorre sobre o setor de leito semiconfinado. Por apresentar dimensão de largura diferenciada dos demais canais confinado (fig. 71), este afluente contribui com grande quantidade de carga sedimentar para bacia. Entretanto, a grande descarga de sedimento provoca sobre o fluxo um decréscimo de competência e o escoamento se dissipa perdendo seu caráter de confinamento, culminando em um *floodout* (Brierley e Fryirs, 2006)

De acordo com Grenfell et al. (2012), como o fluxo espalha-se lateralmente, este, perde a capacidade de carga, bem como de resistência de atrito, resultando em uma grande estrutura sedimentar lobada. O assoreamento na área de *floodout* promove aparente aumento do nível de base e diminuição das encostas.

| Características do setor semiconfinado do riacho Salgado | |
|---|---|
| Tipo de Vale | Semiconfinado |
| Forma do rio | Forma meândrica; Lateralmente instável; Forma controlada pela sinuosidade (média) do fluxo; Média sinuosidade; Deposição de barras laterais arenosas (com cascalho também) Forma controlada pelo próprio aluvião. |
| Textura do material de leito | Areia grossa com pequenas barras longitudinais cascalho arenosas; Na fração cascalho predominam os grânulos, bem como seixos angulosos e subanguloso (ausência de calhaus e blocos). |
| Unidades Geomórficas | <p>Geometria do canal de drenagem Semiconfinado Cortando a sedimentação aluvial em meandros de morfologia assimétrica; Alterando barras nas margens convexas e margens erosivas do lado côncavo; Margens côncavas conservadas pelo enraizamento da vegetação ripariana.</p> <p>Embasamento rochoso do canal de drenagem Aluvião arenoso; Canal se estabelece sobre os próprios sedimentos aluviais do rio. Nesse caso a rocha parental é o rio.</p> <p>Características de sedimentação aluvial Sedimentação extravasa o leito criando barras laterais alternadas com predomínio de areia grossa intercaladas por níveis de cascalhos; Observam-se estruturas deposicionais plano-paralelas; Ao longo do canal observa-se a formação de barras longitudinais cascalho arenosas.</p> <p>Margem erosiva Margem controlada pela litologia e cobertura pedológica, secundariamente controlada pela vegetação; A vegetação ripariana define trechos de maior gradiente, enquanto áreas sem raízes lenhosas transitam em rampa para o leito. A rampa é resultado do reafeiçoamento pela erosão laminar.</p> <p>Planície de alagamento Presente em forma de alvéolos acompanhando as barras.</p> |

| | |
|---|---|
| Vegetação associada | <p>No canal de drenagem Vegetação ripariana exótica (algaroba)</p> <p>Na planície aluvial Desmatado para o cultivo, permanecendo apenas algumas árvores isoladas.</p> |
| Comportamento do rio | |
| Baixa vazão | Sem vazão |
| Alta vazão | Canal provavelmente atinge o topo das barras laterais; |
| Estágio de alagamento do terraço | Estágio alto marcado por deposição além do canal com acumulação de níveis de cascalho sobre as barras; Carga mista (fundo e suspensão). |
| Alagamento dobre o terraço | Não foi observada sedimentação recente sobre o terraço. |
| Controles | |
| Bacia à montante | Médio e alto curso com cerca de 90% da bacia |
| Unidade de paisagem | Planícies aluviais embutidas nos pedimentos |
| Zona processual | Área deposicional e de transferência de sedimentos ao longo do canal; |
| Morfologia do vale (tamanho e forma) declividade do vale | Marcado pelo recuo do knickpoint dos pedimentos; Planície aluvial em bolsão com até 30 metros de largura. < 5% por 100 metros |
| Tipos de intervenções antrópicas | |
| Formas | Máxima intervenção. Comumente cortado por cercas; cacimbas. Barragens nos afluentes; cultivos; moradias nos pedimentos. |
| Processos | Barramento de drenagens laterais e principal (barragem de concreto ou madeira); escavação de cacimbas; aragem de terras nas barras. |
| Outros | Subida do nível de base do leito principal e das drenagens laterais bloqueadas; Colmatação por sedimentos arenosos grossos com estrutura laminada. É importante diferenciar a parte terminal desse setor (parte da barragem), onde predomina a sedimentação de argila por suspensão e onde não há transição brusca entre planície e pedimento. |

Figura 86: Matriz de padrões fluviais para um trecho do setor semiconfinado do riacho Salgado em setembro de 2007. Fonte: Souza (2008)

Trecho lateralmente não confinado

Brierley e Fryirs (2006) descrevem para os leitos não confinados uma série de comportamentos segundo a energia do fluxo. Diante desta classificação, percebe-se que a bacia do riacho Salgado, quando atinge o trecho de não confinamento toma feições semelhantes de canal lateralmente não confinado de baixa energia e discontinuidades (fig. 87). As influências exercidas por modificações operadas pelo homem são inúmeras neste trecho. Construções sucessivas de barragens sobre o canal principal e afluentes laterais promoveram mudança no nível de base de determinados setores do leito não confinado e conseqüentemente o aumento da instabilidade do canal.



Figura 87: Configuração da forma do canal atingido no trecho não confinado. A composição simples e a ocorrência de poucas unidades geomórficas, indicam baixa velocidade do curso. (Foto: Renata Azambuja, jan./2008).

Em momentos de alta instabilidade, causado por eventos extremos, o ajuste do canal às morfologias laterais tende a ser alterado em decorrência, ora pela subida, ora decida do nível de base local. Durante anos onde não haja grandes alterações no nível de precipitação, o fluxo do canal principal procura ajustar-se ao leito, tendo em vista o acúmulo lateral ser maior que o longitudinal. Ao passo que, em anos de maior precipitação, drenagens laterais atravessam os barramentos e a descarga de sedimentos eleva-se. A temporalidade destes eventos é percebida em diferentes trechos, onde é possível diferenciar a atuação do homem e o efeito natural.

O primeiro ponto encontra-se imediatamente após a principal barragem (rompida há mais de 20 anos), localizada no eixo central do riacho Salgado. Esta é considerada a barragem mais antiga da bacia (construída por volta da década de 30 do século passado) e, segundo relato de moradores locais, seu rompimento permanente se deu durante o maior evento de enchente (em 1985) até então conhecido. Após este rompimento grande quantidade de sedimentos foi liberada para o leito a jusante (fig. 88)



Figura 88: Subida do nível de base à jusante da barragem principal sobre a planície de inundação. Nota-se a proximidade da copa das árvores com a superfície. Foto: Edson Carneiro, jul./2008.

O entrincheiramento, sobre a sedimentação inconsolidada, ocorre em ambas às margens, após a barragem, promovendo a ramificação do tipo *anabanching* (Brierley e Fryirs, 2006) neste trecho. O efeito de entrincheiramento é transitório, passando logo em seguida a forma de baixa sinuosidade sobre os depósitos aluviais que preenchem o leito não confinado.

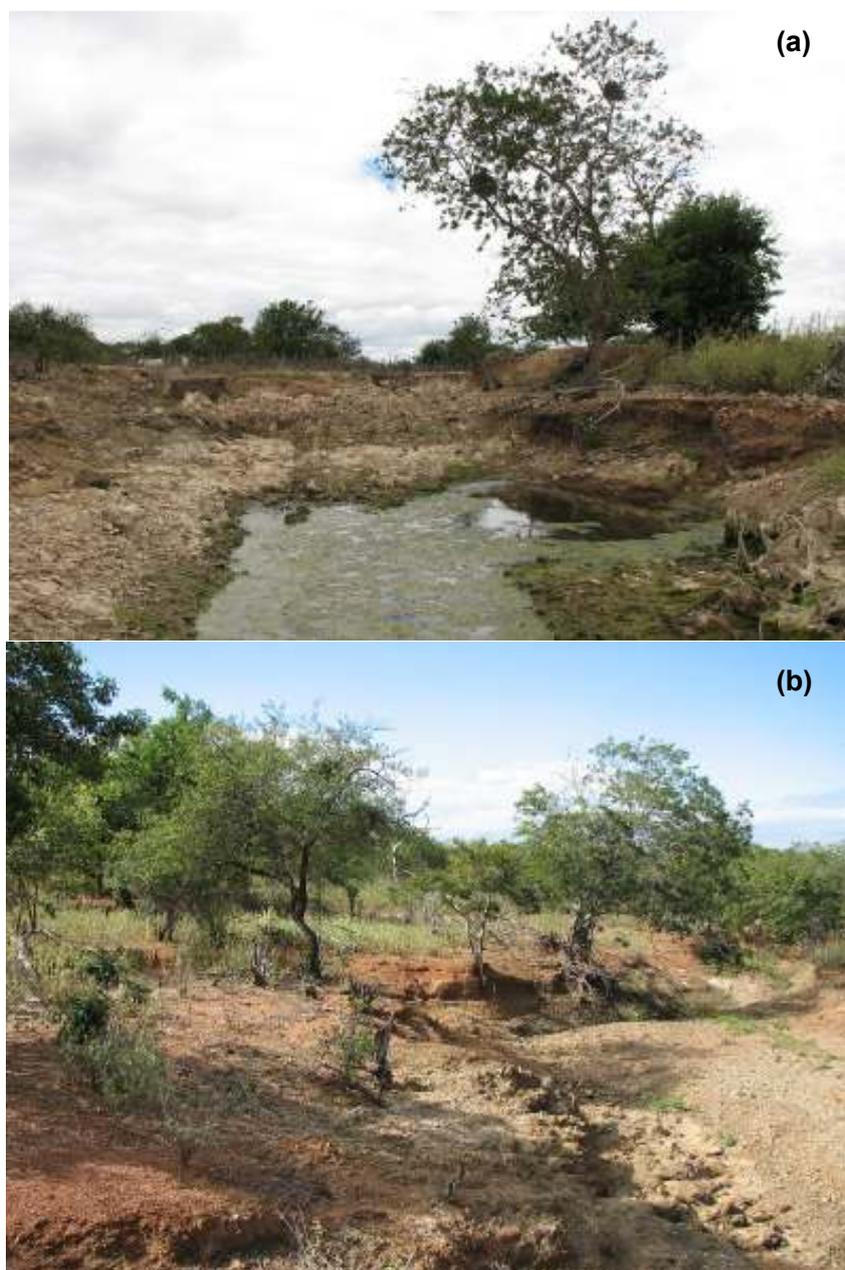


Figura 89: Tentativa de ajuste do canal em trecho lateralmente não confinado, após barragem rompida sobre o leito principal. (a) margem direita sobre afloramento, e (b) margem esquerda sobre luvisolos crômicos. Foto: Edson Carneiro, jul./2008.

A sedimentação ocasionada por rompimento de barragens laterais, disseminada na margem direita do riacho Salgado em seu trecho final, tem favorecido a uma maior dissecação das áreas de plano aluvial não confinado. Composta em sua grande parte por

sedimentos inconsolidados, estas margens encontram-se na área que antecede o exutório da bacia. Em um caso especial, a descarga de sedimentos fornecidos por uma barragem lateral rompida foi de tamanha grandeza, que o material depositado no leito provocou o desvio do canal neste trecho.

A área de contato com a planície de inundação do riacho Capim Grosso é caracterizada pela ocorrência de um novo *floodout*. Embora o canal principal ganhe força neste trecho final, apresentando confinamento em uma das margens (fig. 90) a passagem de uma estrada provoca a ramificação do curso em vários trechos do plaino aluvial. Dessa maneira o extravasamento da carga arenosa do rio se dá de forma descontínua no desenvolvimento de duas extensas estruturas lobadas sobre o leito de confluência (fig. 91).

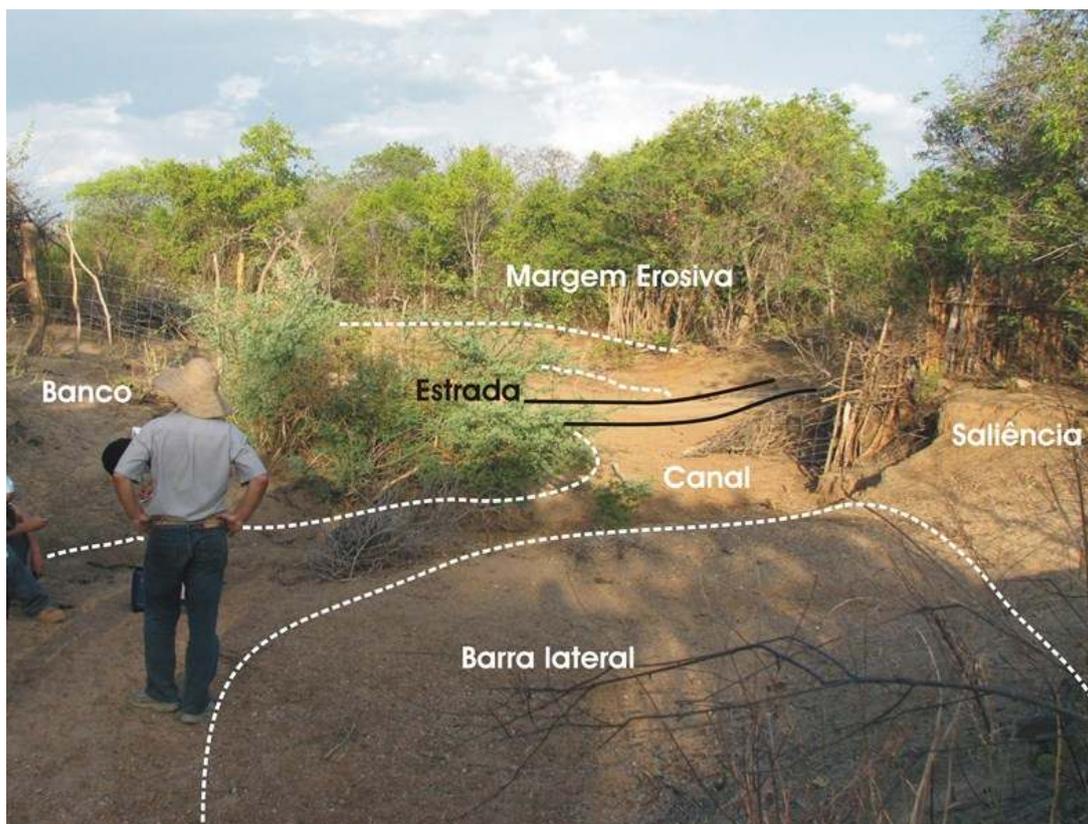


Figura 90: Cruzamento do canal com uma estrada em trecho não confinado. Note que após a passagem deste cruzamento o canal principal retoma a configuração de semi-confinado. Foto: Renata Azambuja, jan,2008.

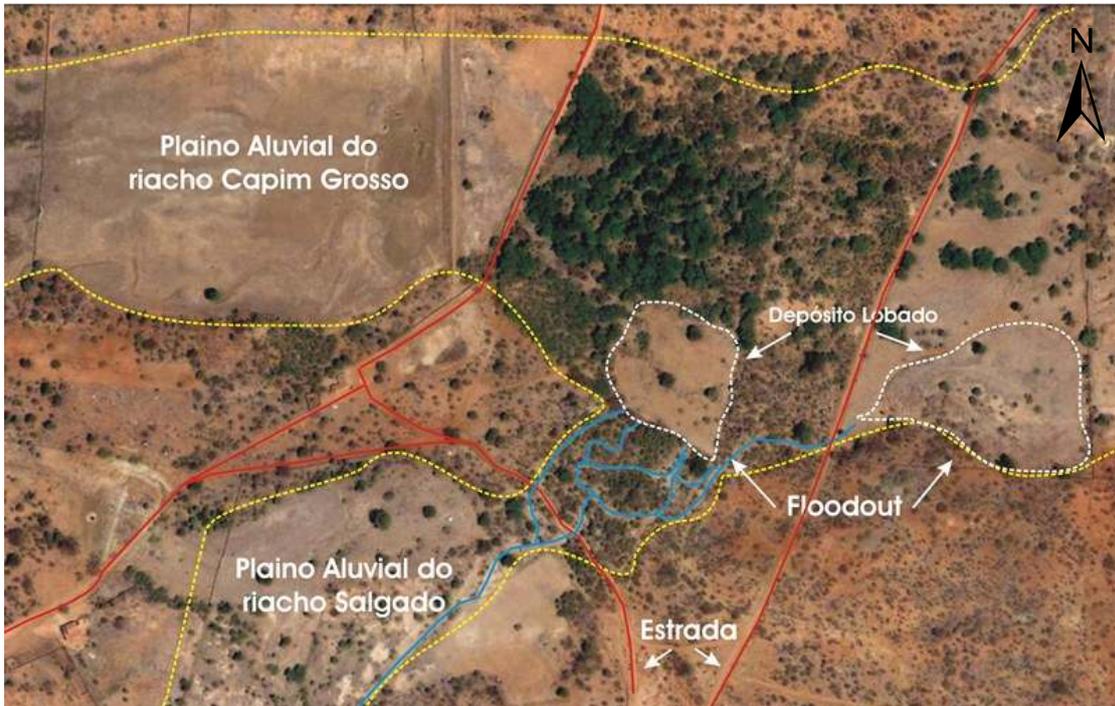


Figura 91: Floodout sobre a área de confluência do riacho Salgado e Capim Grosso. Fonte: modificado de Google Earth.

5.7 Relações longitudinais entre o canal e elementos estudados

A atuação dos mecanismos naturais sobre os sistemas ambientais exerce forte influência sobre a estabilidade dos ambientes geomorfológicos. A partir desta proposição os estudos de sensibilidade da paisagem, segundo Brunnsden (1996,2001), refere-se á possibilidade de que uma dada mudança nos controles de um sistema, ou nas forças aplicadas sobre ele, possam desencadear uma series de respostas sensíveis, em sua grande parte, auto sustentada, contudo apresentando alta complexidade.

Avaliando a escala de tempo dependente para que ocorra o armazenamento de sedimentos em diferentes escalas espaciais, verifica-se que esta é altamente subordinada a capacidade de transporte do canal. Esta capacidade, muitas vezes pode apresentar-se constante por um período determinado. Dietrich et al (1982) verifica que esta escala pode

ser aplicada para curtos prazos, que vão desde escalas inferiores a um ano a décadas, ou até mesmo séculos. Sendo aplicável também a escalas mais longas, representadas por idades quaternárias (em milênios). Esta proposição não exclui dentro destes prazos a ação dinâmica intermediária, que corresponde à passagem de ondas de sedimentos, ocasionando flutuações de armazenamento no canal (LISLE E CHURCH, 2002).

Certamente as flutuações entre taxas de erosão e armazenamento de sedimentos no canal, passaram durante estas últimas décadas por estágios intermediários extremamente dinâmicos, dado a importante ocorrência de fornecimento generalizada de sedimentos no setor de baixo pedimento da bacia como um todo, verificada nesta pesquisa. Levando-se em consideração que os métodos adotados para estimativa de perda e ganho de sedimentos através do ^{137}Cs abrangem o limite de 56 anos (MP) e 45 anos (MBM1), processos inerentes ao retrabalhamento do canal por meio de *flashfloods*, podem ser responsáveis pela massiva redistribuição de sedimentos no limite encontrado entre 6 e 9 cm de profundidade. Foi verificado que durante este período de análise tenha ocorrido pelo menos 11 eventos com elevado nível de precipitação (destacando-se 7 de alta magnitude com acumulado entre 800 e 1.600 mm e, 4 de média variância entre 600 e 800mm), confirmando-se a próxima relação entre grande inundações e impacto de torrentes em alto grau (LENZI, 2001) sobre os riachos efêmeros de zonas áridas e semiáridas.

Níveis de erosão sobre as áreas de interflúvio da bacia relacionam-se tanto aos processos contínuos estabelecidos pelo regime interanual de chuvas irregulares, como pelo o uso e ocupação, já que não foram verificados outros indicativos de remodelagem por eventos extremos entre os demais níveis analisados na bacia. Por outro lado, pode-se considerar que as camadas superficiais em todos os perfis, comportam-se atualmente de maneira similar, no sentido de fornecimento de sedimentos para o interior do canal. Neste sentido, as áreas de encosta se configuram apenas como zona de transporte, sendo o

material, estocado ou movimentado ao longo do leito, conforme os processos predominantes em cada setor.

Baseado nesta divisão entre pedimentos rochosos e plaino aluvial, entende-se que os processos fluviais são de fundamental importância para compreensão do funcionamento de bacias em ambiente semiárido. Além de ser considerado pelas populações locais, como área essencial para sua sobrevivência, é a partir deste setor onde se processam os mecanismos de controle do balanço de erosão e sedimentação da bacia.

O processo de transferência de sedimentos no alto da bacia é o que se aproxima mais da ação natural. Mesmo com perturbações introduzidas, como o sobrepastoreio na segunda metade do trecho, o pouco uso da terra, confere a este setor menor desconectividade (sensus, Fryirs et al, 2007) entre os diversos setores, sejam pelos afluentes ou por formas deposicionais. Se a transferência de sedimentos e carga de leito se opera de maneira pausada, isto é decorrente apenas do ambiente natural e dos signos sazonais e não meramente fruto da ação humana na bacia. Embora a área escolhida para a amostragem de mobilidade de carga de leito tenha sido realizada muito próxima a uma propriedade, pouca ou nenhuma influência foi verificada no processo de redistribuição. Church e Hassan (2002) e Hassan e Woodsmith (2004) verificaram que, em setores onde o abastecimento de sedimentos é baixo, uma estrutura bem desenvolvida de leito com textura grossa tende a reduzir significativamente o transporte de sedimentos. Similarmente, trechos onde ocorre o afloramento de rochas apresentaram menor capacidade de remobilização de frações grossas e ainda áreas isoladas, propícias ao armazenamento temporário de sedimentos mais finos. Baseado no termo *normally loose* (Church, 1978) Hassan et al. (2008) explicam que sedimentos normalmente solto, consistem em materiais em repouso de estado não dispersivo, sem imbricação e

agrupamento aleatório (com algumas microformas). Estes trechos podem ser caracterizados por um leito de granulação grossa e mal selecionados. Frações mais grossas tendem a ser relativamente expostas, enquanto que grãos menores são escondidos. Apesar de esta classificação estar relacionada a leitos com baixa capacidade de transporte de material arenoso, na área de estudo, estas áreas apenas configuram-se como zona transitória de sedimentos arenosos. Já que, à medida que o canal se estende a jusante da bacia a capacidade de transporte modifica-se, e maior quantidade de sedimento arenoso é exposta sobre o leito.

A diferença no tamanho dos corpos depositados no leito possui influência direta com a escala de tempo dependente. Como visto anteriormente as microformas oriundas do breve repouso de depósitos em leito de cascalho grosso e calhau, tendem a se modificar em um espaço de tempo interanual dependendo no nível de descarga do rio atingido em cada episódio de chuva. Entretanto formas intermediárias (mesoformas) podem gerar morfologias que permanecem no leito por décadas (sensus Church, 1992). A ocorrência de unidades de degraus-poças (*step-pools*), cascatas e sequencias de poças e cascata, refletem na produção de barras ou cunhas de sedimentos (HASSAN ET AL.,2008). Seções de congestionamento, ocasionadas por um aumento de nível de base após a presença de áreas de *riffle-pools* (fig. 92) sucedem sobre a área de análise da mobilidade de carga de leito. Este processo ocorreu não somente na porção lateral do leito (margem erosiva) como sobre a barra arenosa vegetada, encontrada na porção central do leito à direita da foto (92b). Esta deposição sobre a margem erosiva (fato não esperado para setores como este) foi ocasionada pelo represamento da carga arenosa no limite deste trecho do canal, onde se encontra uma antiga construção de barramento destruído.

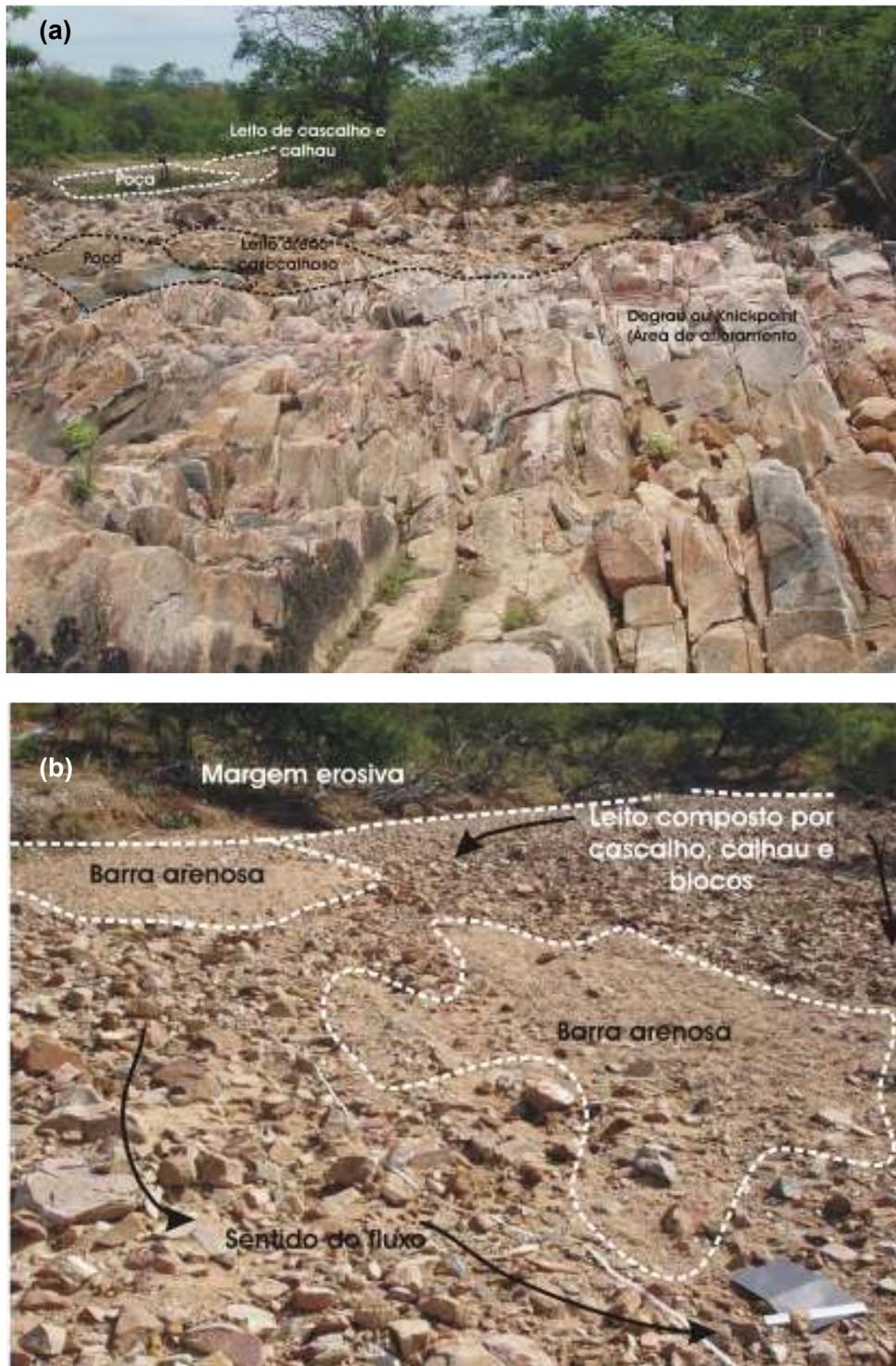


Figura 92: (a) e (b) apresentam trecho sequencial onde foi encontrado grande parte dos seixos movimentados do ponto 1. (a) área a montante do ponto 1 de amostragem composta pela sequência de degrau-poças com deposição de lentes areia-cascalho. (b) área a jusante da seção de degrau-poça e poça, com desvio lateral e deposição de barra arenosa, ocasionada pelo represamento de um depósito de blocos e calhau. Fotos: Renata Azambuja, fev. e jul./2008.

Para a porção central do canal, como esperado sobre o efeito de depósitos de dimensões intermediárias, a permanência inalterada da barra arenosa vegetada, foi confirmada pela não remoção dos seixos no ponto 2. Dessa maneira, mesoformas como esta tendem a permanecer em estado metaestável, durante um período maior.

Reportando-se a definição de formas de depósitos segundo Church (1992), a presença de elementos de maior grandeza (macroformas e megaformas) tais como as planícies em bolsão e/ ou planície de inundação, pode ser considerada como áreas de estocagem de sedimentos de longo prazo. Estas macroformas ocorrem de maneira bastante generalizada a partir do trecho de leito semiconfinado e se prolongam até a porção final da bacia, em seu exutório. Compostos por fluxos de sedimentos relativamente grandes, os riachos de ambiente semiárido do nordeste do Brasil, apresentam em sua maior parte, formas deposicionais de grande extensão que permanecem na paisagem por décadas e séculos. Em geral, todos estes elementos podem apresentar funcionamento em graus variados, onde a distribuição temporal e espacial dentro de um canal pode variar significativamente, em função do uso do solo. O armazenamento e/ou fornecimento de sedimentos da bacia em tela tem sofrido inúmeras alterações, promovendo atualmente mudanças sobre os patamares formativos e inversão de processo de deposição. Portanto, o enfoque sobre os principais fatores que atuaram e ainda atuam contemporaneamente na formação de desconectividades ao longo de todo leito fluvial é de suma importância para este tipo de análise.

De acordo com Fryirs et al (2007), mudanças realizadas sobre a configuração da captação da bacia, bem como da conectividade entre seus respectivos compartimentos, introduzem no ambiente reverberações sobre a operação de distribuição de sedimentos em cascatas, frente a perturbações de magnitude e frequência diferenciada. Este tema, amplamente reconhecido pela literatura (Schumm, 1977; Kondolf, 1994; Brierley et al.,

2006), tem como principal objetivo, verificar os tipos de impedimentos responsáveis pelas ocasionais desconectividades dos diversos níveis de uma bacia de drenagem.

Sendo assim, formas/estruturas, tais como cercas, barragem e cacimbas configuram-se como os principais elementos introduzidos pelo homem capazes de promover uma limitação ou potencialização dos fluxos no nível de transporte deste rio. Identificando os principais pontos convergentes destas limitações foi verificada uma série de trechos onde a deposição de sedimentação lateral da bacia encontra-se estocada principalmente sobre as áreas semiconfinadas e não confinadas da bacia nas áreas de planície de inundação. Em sua grande parte a captação de fluxos, laterais encontra-se amortecida pela presença dos chamados *buffers* (Fryirs, et al., 2007).

Ao passo que, com o aumento progressivo do uso da terra, e mudança de competência do rio, o transporte de canais tributários em relação ao fluxo do tronco principal, passa a categoria de desconectados em decorrência da crescente limitação criada por construção de barragens laterais. Neste trecho passam a predominar a ocorrência de áreas de amortecimento (*buffers*) acopladas ao plano aluvial (na forma de planície em bolsões), com tendências a subida do nível de base.

Entretanto, pulsações climáticas relacionadas a eventos extremos, tem proporcionado em diversos barramentos sua ruptura, abrindo novas frentes erosivas, com a incisão de canais laterais sobre sedimentos incoesos que compõe toda a planície de inundação. Ainda que haja esta nova incisão lateral, a quantidade de material transportado por canais de pequena ordem é superior à capacidade de transporte, elevando o nível de base à jusante e simultaneamente promovendo a erosão remontante sobre os *knickpoints* destas antigas barragens (fig. 93). Estas feições atingem diretamente as áreas principais de agricultura, limitando o espaço voltado para capacidade produtiva da bacia de drenagem.

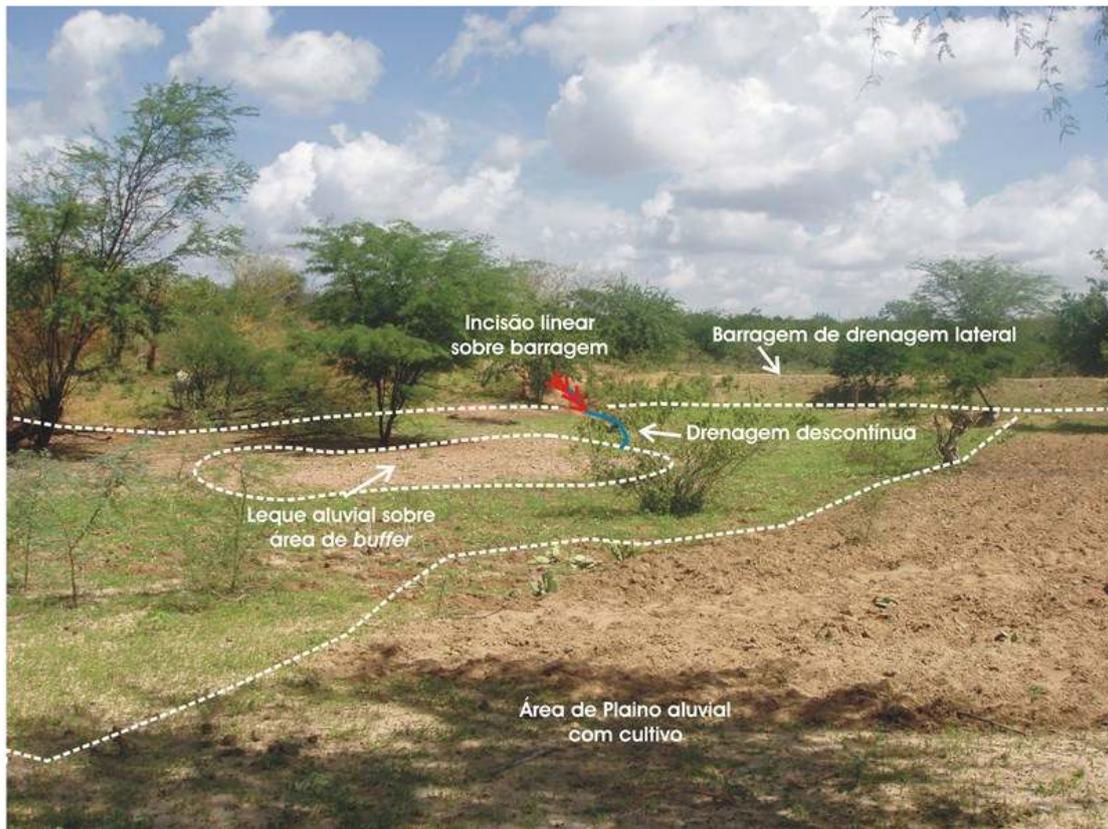


Figura 93: Área de buffer formada a jusante de barramento lateral (ao fundo) em plano aluvial e cortado por drenagem de baixa ordem descontínua.

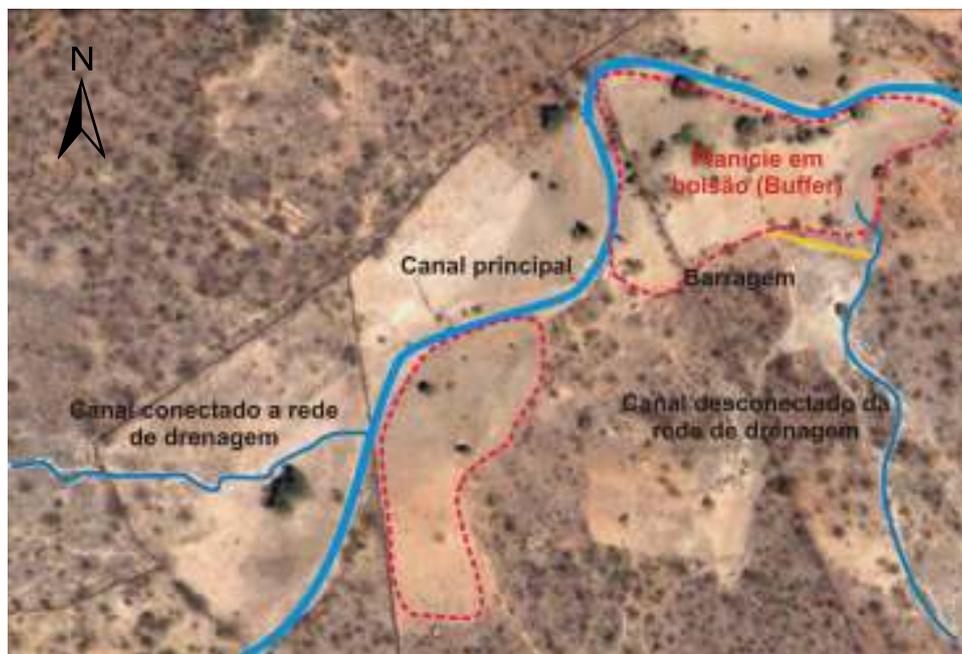


Figura 94: Planta do canal em trecho semiconfinado contendo formação de áreas de Buffers.

Este processo encontra-se bastante avançado sobre o trecho final do canal, onde grande parte do sedimento estocado em um antigo barramento local foi redepositado sobre as margens do leito e atualmente passam por um período de erosão intensa.

Práticas voltadas para o consumo e armazenamento de água no canal também tem proporcionado o aumento do nível de base e em diversos trechos. Levando-se em consideração os níveis elevados de taxa de erosão anual ($-65,50 \pm -18,15 \text{ t ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ em RS4 e $-72,21 \pm 20,89 \text{ t ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ em RS5) obtidos a partir do trecho não confinado na bacia, compreende-se que este material tem sido retido de maneira indiscriminada, principalmente em áreas de grande barragem, como a apresentada neste setor. Este efeito é notado em outras bacias vizinhas, sobretudo no riacho Capim Grosso, onde alterações no fornecimento de sedimentos pelo canal provocou a completa desconexão do trecho à jusante de uma grande barragem. Designando ao riacho Salgado papel de principal fornecedor de sedimentos atualmente a partir deste limite (fig. 91).

Por outro lado, a perda de confinamento decorrente da confluência entre o plano aluvial do riacho Salgado e o plano aluvial do riacho Capim Grosso (com o dobro de largura do primeiro) promove a descontinuidade do curso fluvial, originando zona de *floodouts* no trecho final da bacia. Caso apresentado por Grenfell (2012) em análise sobre mudança brusca de áreas com voçorocas e contato com *paleofloodouts*, como agente dispersante do fluxo anteriormente canalizado.

6 CONCLUSÕES

A complexa relação entre dinâmica de processos físicos e estrutura superficial da paisagem, frequentemente impactadas pelas formas tradicionais de uso e ocupação do solo, apontam que, nestes sistemas as alterações morfológicas devem-se a ação de eventos desencadeadores de grande magnitude e baixa recorrência temporal. Entretanto, existem certos casos em que o fator de controle predominante sobre a evolução da dinâmica fluvial do semiárido nordestino depende em grande parte apenas de processos naturais. Excetuando os casos em que a construção de barramentos no canal promove alta retenção de sedimentos arenosos (no médio e baixo curso), as morfologias dos depósitos de carga de fundo, sobre o trecho de leito confinado são fortemente controladas pela ação climática.

Sobre a área pedimentar da bacia, grande parte dos resultados obtidos foi condizente com alguns prognósticos realizados no início da pesquisa. A contribuição de sedimentos das áreas de encosta para o leito fluvial ocorre de forma progressiva do alto da bacia em direção ao trecho terminal. Esta relação ocorre de acordo com as mudanças de uso do solo, elevando a capacidade de erosão e transporte principalmente sobre as formas de uso tradicional pela agricultura. O uso de radionuclídeos como o ^{137}Cs , embora não possa definir com exatidão os episódios responsáveis por perda através do uso do solo, demonstra que quantidades significativas de sedimentos tem sido removida desde o início de sua deposição pela circulação geral da atmosfera. Os baixos padrões de contagem, obtidos pela análise do ^{137}Cs nesta bacia, localizada no semiárido do nordeste do Brasil, não ofereceu empecilho para a quantificação de taxas de erosão, sendo os resultados aceitáveis se comparados a outras zonas no mundo com padrão climático semelhante. Entretanto, como ainda não existem áreas comparativamente semelhantes aqui no Brasil que possam servir de parâmetro para o nível de concentração de atividade

de ^{137}Cs no solo, naturalmente, se faz necessária novas aplicações do método em diferentes pontos do nosso ambiente semiárido, preferencialmente em associação ao ^{210}Pb , capaz de datar sedimentos erodidos do mesmo período de análise do ^{137}Cs .

O uso do solo de fato tem se configurado como a principal forma de mudança, em nível local, dos patamares formativos no interior do canal. A falta de recursos e condução de práticas primitivas de armazenamento de água tem alavancado uma série de mudanças na contribuição de sedimentos de canais secundários que sofrem barramento, bem como na passagem dos fluxos sobre o leito em períodos chuvosos. Assim, verifica-se que as relações entre os dados do ^{137}Cs e a conectividade sugerem a existência de uma conectividade geral, dada pela erosão em todos os níveis e, de forma pontual, desconectividades, estabelecida pelas interferências antrópicas deliberadas, planejadas.

Este cenário gera preocupações para a manutenção de vida da comunidade que reside no local, já que, o aceleração de processos de sedimentação tem provocado o assoreamento de reservatórios, aumento do nível de salinidade das águas e processos erosivos no interior do canal, provocados por aumento na velocidade dos fluxos em áreas de cacimbas no canal.

Seções estratigráficas com suas respectivas datas de deposição na área do plano aluvial seriam extremamente úteis na avaliação do processo de formação destes corpos de maior proporção. A partir do qual, estes pequenos sistemas podem revelar o complexo padrão de formação, refletindo a frequência, magnitude (duração de erosão), transporte e deposição bem como o contexto espacial em que se operam.

Avaliando a relação entre os eventos de maior magnitude para o período analisado, foi constatado que as variáveis termodinâmicas na região são controladas em grande parte pelos eventos ENOS, embora estes variem em grau e temporalidade. Os principais resultados desta investigação foram à averiguação do deslocamento de fluxos

de umidade em decorrência da variação da temperatura da superfície do mar (TSM) que em geral quando associado à evacuação de umidade ao do norte (Amazônia e Oceano Atlântico) promovem a maior penetração de frentes frias, elevando conseqüentemente o nível de precipitação nos anos que apresentaram anomalias positivas.

De acordo com os resultados obtidos pôde-se aventar que os anos com excesso de precipitação em intervalos bi-decenais são os maiores responsáveis pela rápida mudança na morfologia dos canais efêmeros do semiárido nordestino, bem como aumento no nível de sedimentação sobre os pontos desconectados de trechos onde a drenagem encontra-se interrompida por construção de pequenas barragens.

Neste caso, o rompimento de barragens na bacia é condicionado por enchentes de grande magnitude, que provavelmente são capazes de cruzar os patamares de equilíbrio estabelecidos sobre condições de eventos de menor magnitude ao longo de décadas. Esta resposta representa para a geomorfologia da área uma maior sensibilidade frente a eventos de média variância, como o ocorrido entre março e abril de 2008 caracterizados por respostas rápidas e morfologicamente duradouras sobre níveis de entrada de energia não muito diferenciados dos que ocorrem na escala interanual normal. Interrupções frequentes, ao longo do leito e de seus afluentes têm repercutido negativamente na condição de armazenamento de água, visto pela perda de capacidade, o baixo escoamento e quantidades maciças de sedimentos represados no canal.

Diante do exposto, verifica-se que a aquisição de dados *in situ* é de fundamental importância para o estudo pormenorizado das respostas morfológicas decorrentes tanto do quadro climático em diversas escalas de operação espaço-temporal, quanto de mudanças aplicadas pelo homem frente às necessidades prementes das sociedades rurais que ocupam estes espaços aparentemente tão inóspitos aos nossos olhos.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB' SABER, A.N. **Domínios da Natureza no Brasil: Potencialidades Paisagísticas**. 5 ed. São Paulo: Ateliê Editorial, 2008, p.159.

ADREOLI, R. V. e KAYANO, M. T. A importância do Atlântico tropical sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**. 2007, v.22, n.1, p.63-74.

AGALESDES, P.; MANESSE, D.; PHILIPPE, M.; ISRAËL, F. & ROBEAU, D. Inventaire des sources de césium. In: ROBEAU, D.; DABURON, F. et MÉTIVIER, H. **Le Césium: de l'environnement à l'Homme**. EDP Sciences: France, 2000, p. 13-26.

ALLEN, R., TASUMI, M. & TREZZA, R. SEBAL. **Surface Energy Balance Algorithms for Land – Advanced Training and Users Manual**, Idaho Implementation, version 1.0, 2002.

ALTMANN, A L.; ECKHARDT, R. R.; REMPELL, C. Evolução Temporal do Uso e Cobertura da terra – Estudo de Caso no município de Teutônia – RS -Brasil. **Revista Brasileira de Cartografia**, 2009, n. 61/03 p. 273-289.

ALVES, J. M. B.; CAMPOS, J. N. B.; FERREIRA, F. F. e STUDART, T. M. C. As chuvas de janeiro/2004 no Nordeste do Brasil, suas características atmosféricas e seus impactos nos recursos hídricos da região. VII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste: **Anais do VII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste**, 2004.

AMORIM, R. F. **Potencialidades à degradação na bacia riacho Passafem/RN**. 2010. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Programa Regional de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio ambiente. Natal, 2010 p. 77.

ANA. **Sistema de Informações Hidrológicas: Hdroweb**. Brasília: Agência Nacional de águas. Dados Hidrológicos – séries históricas disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb.asp?Tocltem=1080&TipoReg=7&MostraCon=false&CriaArq=false&TipoArq=1&SerieHist=true>. Acessado em : 07/04/2009.

ANDRADE-LIMA, D. **Estudos fitogeográficos de Pernambuco**. Recife: IPA, Publicação n. 2, 1957, p.44.

ANTUNES, P.D.; SAMPAIO, E.V. de S.B.; FERREIRA-JUNIOR, A.V.; GALINDO, I.C.L. e SALCEDO, I.H. Distribuição de ^{137}Cs em três solos representativos do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência dos Solos**, 2010, n. 34 p.935-943.

ANDRELLO, A. C. **Metodologia do ^{137}Cs para Determinação da Erosão e Deposição de Solo em uma Bacia de Solo LRd do Norte do Paraná**. Paraná, 1997. 106p. Dissertação de Mestrado Departamento de Física da Universidade Estadual de Londrina, Londrina.

ANDRELLO, A. C., APPOLONI, C. R., PARREIRA, P. S., GUIMARÃES, M. F. A Preliminary Survey of Soil Erosion in a Small Basin in the Parana State by Using ^{137}Cs Methodology. **Radiation Physics and Chemistry**. 2001, v. 6, p.1636 – 636.

ANDRELLO, A. C. **Aplicabilidade do ^{137}Cs para medir erosão do solo: Modelos teóricos e empíricos**. Londrina: Universidade Estadual de Londrina, Departamento de Física. Tese de Doutorado, 2004, p.192.

ARGENTO, M. S. Mapeamento geomorfológico. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. p. 365-391.

AZAMBUJA, R.N.; LIMA, E.M e CORRÊA, A.C.B. Análise de eventos climáticos em uma microbacia do semiárido nordestino e sua repercussão no balanço de erosão e sedimentação de canais efêmeros. In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada – XIII, 2009, Viçosa. **Anais XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**. Viçosa: UFV, 2009, CD-ROM.

BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Geologia. In: BRASIL. **Levantamento de Recursos Naturais Folha SC 24/25**. Rio de Janeiro, v.30, p 27-376.

BRASIL. **Sistema de Monitoramento Agrometeorológico – Agritempo**. Brasília: LAMEP/ITEP. Disponível em: <http://www.agritempo.gov.br/agroclima/sumario?uf=PE>. Acessado em 03/04/2009.

BRIERLEY, G. e FRYIRS, K.A. **Geomorphology and River management: Applications of the River Style Framework**. 2 ed. Victoria: Blackwell Publishing, 2006, p.41.

BRIERLEY, G; FRYIRS, K. A.; JAIN, V Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. **Area**, 2006, n. 38 (2), p. 165–174.

BRITO NEVES, B. B. de et al. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, 1995, v.25, n.4. p. 279 - 296.

BRUNSDEN, D. Geomorphological events and landform change. **Zeitschrift für Geomorphologie**, 1996, v. 40, p. 273-288.

BRUNSDEN, D.A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. **Catena**, 2001, n. 43, p. 99-123.

BUFFINGTON, J.M., MONTGOMERY, D.R. Effects of supply on surface textures of gravel bed rivers. **Water Resour. Res.** 1999, n. 35, p. 3523–3530.

BUNTE, K. e ABT, S.R. Sampling Surface and subsurface Particle-size distributions in Wadable gravel- and cobble-Bed Streams for analyses in Sediment Transport, Hydraulics, and Streambed Monitoring. **Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-74**. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Rocky Mountain Research Station, 2001, p.428 .

CAMBRÉZY, L.; JANIN, P. O risco alimentar na África. In: VEYRET, Y. **Os Riscos: o homem como agressor e vítima domeio ambiente**. São Paulo: Contexto, 2007, p.113-132.

CAMPBELL, B. L., LOUGHRAN, R. J., e ELLIOTT, G. L. A method to determining sediment budgets using caesium-137. In M. P. Bordas and D. E. Walling (Eds.), *Sediment*

budgets. **International Association of Hydrological Sciences** Publication. 1988, n. 174, p. 171–179.

CARVALHO, T. M.; BAYER, M. Utilização dos produtos da "Shuttler Radar Topography Mission" (SRTM) no mapeamento geomorfológico do estado de Goiás. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 2008, v. 9 n.1, p. 35-41.

CHADWICK, J. A existence of a Neutron. **Nature**: 10, maio de 1932.

CHAPPEL, A. The Limitations of Using ¹³⁷Cs for Estimating Soil Redistribution in Semi-arid Environments. **Geomorphology**, 1999, v. 29, p. 135 – 152.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 1981, p. 149.

CHRISTOFOLETTI, A. Modelagem de sistemas ambientais. São Paulo: Edgard Blucher, 1999, p. 236.

CHURCH, M. Palaeohydraulic reconstructions from a Holocene valley fill. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Mem.5, Calgary, Canada, 1978, p. 743–772.

CHURCH, M. Channel morphology and topology. In: CALOW, C., PETTS, G. (Eds), **The Rivers Hand-book**. Blackwell, Oxford, 1992, v. 2, p. 126–143.

CHURCH, M. e HASSAN, M.A. Mobility of bed material in Harris Creek. **Water Resour. Res.** 38, doi:10.1029/2001WR000753: 19-1–19-12, 2002.

COOPER, J.R.; RANDLE, K. & SOKHI, R.S. **Radioactivity Releases in the Environment: Impact and Assessment**. England: Wiley, 2003, p. 490.

CORRÊA, A. C. B. **Mapeamento geomorfológico de detalhe do maciço da Serra da Baixa Verde, Pernambuco: estudo da relação entre a compartimentação geomorfológica e a distribuição dos sistemas geoambientais**. Dissertação

(Mestrado). Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geografia. Recife. 1997.

CORRÊA, A.C.B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. Rio Claro, 2001. p. 386. Tese de Doutorado – IGCE, UNESP.

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

CORRÊA, A.C.B. e AZAMBUJA, R.N. Avaliação qualitativa em micro-escala da estabilidade da paisagem em áreas sujeitas a desertificação no ambiente semiárido do nordeste do Brasil. **XI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada – SBGFA**: São Paulo. Anais do XI SBGFA, 2005.

CORRÊA, A.C.B.; SILVA, F.L.M.; SOUZA, J.O.P. de, AZAMBUJA, R.N. e ARAUJO, M.S.B. Estilos fluviais de uma bacia de drenagem no submédio São Francisco, Recife, 2009, n. 26, p. 181-215.

CORRÊA, I. C. S. Aplicação do diagrama de Pejrup na Interpretação da sedimentação e da dinâmica estuarina da baía de Marajó-PA. Porto Alegre: **Pesquisa em Geociências**, , 2005, n. 32(2), p. 109-118.

CPEP. Nuclear Science: **A guide of the Nuclear Science Wall Chart**. Disponível em: <http://www.lbl.gov/abc/wallchart/teachersguide/pdf/Chap03.pdf>. Acessado em 06/07/2011.

CPRM. **Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco**. Recife, CPRM, 2001 (CD ROM).

CPTEC. **Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais – Banco de dados de imagem**. Disponível em: http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes_anteriores.jsp. Acessado em 15/01/2012.

CUNHA, S.B. da. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A.J.T. e CUNHA, S.B. da (Orgs.) **Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceito**. 7ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 2007, p. 211-252.

DEMEK J. **Manual of detailed geomorphological mapping**. Praga: IGU – CommGeomorph. Surv. Mapping, 1972, p.368 .

DETTINGER, M.D., DIAZ, H.F. Global characteristics of stream flow seasonality and variability. **Journal of Hydrometeorology** 1, 2000, p. 289-310.

DIETRICH, W.E., DUNNE, T., HUMPHREY, N.F., REID, L.M. Construction of sediment budgets for drainage basins. In: SWANSTON, F.S., JANDA, R.J., DUNNE, T., SWANSTON, D.N. (Eds.), **Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins. USDA Forest Service, Pacific NW Forest and Range Experiment Station, General Technical Report PNW-141**, 1982. p. 5–23.

DJINGOVA, R.; KOVACHEVA, P., TODOROV, B., ZLATEVA, B. e KULEFF, I. On the influence of soil properties on the transfer of ¹³⁷Cs from two soils (Chromic Luvisol and Eutric Fluvisol) to wheat and cabbage. **Journal Environmental Radio activity** , 2005, n.82, p. 63-79.

ELLIOT, G. L., e COLE-CLARK, B. E. Estimates of erosion on potato lands on krasnozems soils at Dorrigo, NSW, using the caesium-137 technique. **Australian Journal of Soil Research**, n. 31, 1993, p. 209–223.

EMBRAPA. Levantamento de reconhecimento de baixa e média intensidade de solos do Estado de Pernambuco. **Boletim de pesquisa n.11**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2000.

EMBRAPA. **Zoneamento Agroecológico do Estado de Pernambuco - ZAPE**. Recife: Embrapa Solos/Governo do Estado de Pernambuco - Secretaria de Produção Rural e Reforma Agrária, 2001. CD-ROM. (Embrapa Solos. Documentos, 35), 2001.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 2 ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006, p.412.

EVARD, O.; NÉMERY, J. GRATIOT, N.; DUVERT, C.; AYRAULT, S.; LEFÈVRE, I. POULENARD, J.; PRAT, C.; BONTÉ, P. e ESTEVES, M. Sediment dynamics during the rainy season in tropical highland catchments of central Mexico using fallout radionuclides. **Geomorphology**. 2010, n. 124, p.42-54.

FRAGA, V.D. & SALCEDO, I.H. Declines of organic nutrient pools in tropical semi-arid soils under subsistence farming. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 2004, n.68, p. 215-224.

FREIRE, J.L.M.; LIMA, J.R.A. e CAVALCANTI, E.P. Análise de aspectos meteorológicos sobre o nordeste do Brasil em anos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Geografia**: 03, 2011, p. 429-444.

FRYIRS, K e BRIERLEY, G. **Practical application of River Styles ® Framework as a tool for catchment – wide river management: A case study from Bega catchment New South Wales**. Auckland: Macquarie University, 2005, p.227.

FRYIRS, K.A.; BRIERLEY, G.J.; NICHOLAS, J. e KASAI, M. Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. **Catena**, 2007a, v. 70, p. 49-67.

FERREIRA, A. G. **Meteorologia Prática**. São Paulo: Oficina de textos. 2006, p.192.

FOLK, R. L. e WARD. W. C. Brazos river bar: A study in the significance of grain-size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, 1957, n. 27, p. 3-32.

GALE, S. J. e HOARE, P. G. **Quaternary Sediments: Petrographic Methods for the Study of Unlithified Rocks**. Londres: Bethaven Press, 1991, p.318.

GLASSTONE, S. **The Effects of Nuclear Weapons**. 3 ed. USA: United States Atomic Energy, 1977, p. 653.

GREENBAUM, N. e BERGMAN, N. Formation of a large gravel-bar deposited during a major flood in a Mediterranean ephemeral stream, Nahal Me' Arot, NW Israel. **Geomorphology**. 2006, n. 77, p. 169-186.

GRENFELL, S.E.; ROWNTREE, K.M. e GRENFELL, M.C. Morphodynamics of gully and floodout system in the Sneeuwberg Mountains of the semi-arid Karoo, South Africa: Implications for local landscape connectivity. **Catena**. 2012, n. 89, p. 8-21.

GUIMARÃES, M. F. ¹³⁷Cs da Precipitação Radioativa ("fallout") no Estudo da Erosão e Sedimentação de Solo. Tese de Doutorado apresentada a Escola Superior de Agricultura. Piracicaba, 1988, p. 136.

GUTMAN, G.; IGNATOV, A. The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. **International Journal of Remote Sensing**. 1998, v.19, n.8, p.1533-1543.

GOUDIE, A. Slope process change and colluvium deposition in Swaziland: an SEM analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, 1984, n. 9, p. 289–299.

GOVERS, G.; LOBB, D.A., QUINE, T.A. Tillage erosion and translocation: emergence of a recent paradigm in soil erosion research. **Soil & Tillage Research**. 1999, n. 51, p.167–174.

GRIMM, A. M. e TEDESCHI, R. G. ENSO and Extreme Rainfall Events in South America. **Journal Climate**, 2009, n. 22, p. 1589-1609.

GUTMAN, G. e IGNATOV, A. The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. **International Journal of Remote Sensing**. 1998, n. 19 (8), p. 1533-1543.

HABASHI, F. **Handbook of Extractive Metallurgy Ferroalloy Metals, Alkali Metals, Alkaline Earth Metals**. Vol. 4. Weinheim: Wiley-VCH, 1997, p338.

HACIYAKUPOGLU, S.; ERTEK, T.A.; WALLING, D.E.; OZTURK, Z.F.; KARAHAN, G.; ERGINAL, A.E. e CELEBI, N. Using cesium-137 measurements to investigate soil erosion rates in western Istanbul (NW Turkey). **Catena**, 2005, n. 64, p. 222-231.

HAMMOND, C. R. The elements. In: Weast, R. C. and Astle, M. J. **Handbook of Chemistry and Physics**. 90th edn. CD-ROM. Chemical Rubber Co. Boca Raton, Florida, USA, 2006, p. 4.1-4.42

HANDL, J.; SACHSE, R.; JAKOB, D.; MICHEL, R.; EVANGELISTA, H.; GONÇALVES, A.C. e FREITAS, A. C. de. Accumulation of ¹³⁷Cs in Brazilian soils and its transfer to plants under different climatic conditions. **Journal Environmental Radioactivity**. 2009, n. 99, p.271-287.

HASSAN, M.A., CHURCH, M., ASHWORTH, P.J. Virtual rate and mean distance of travel of individual clasts in gravel-bed channels. **Earth Surface Processes and Landforms**. 1992, n. 17, p.617–627.

HASSAN, M.A. e ERGENZINGER, P. Use of tracers in fluvial geomorphology. In: Kondolf, G.M., Piégay, H. (Eds.), **Tools in Fluvial Geomorphology**. Wiley, Chichester, UK, 2003, p. 397–423.

HASSAN, M.A., WOODSMITH, R. Bedload transport in an obstructed-formed pool in a forested gravelbed stream. **Geomorphology**, 2004, n.58, p. 203–221.

HASSAN, M.A.; SMITH B.J.; HOGAN, D.L.; LUZI, D.S.; ZIMMERMANN, A.E. e EATON, B.C. Sediment storage and transport in coarse bed streams: scale consideration. In: HABERSACK, H.; PIÉGAY, H. RINALDI, M. (eds). **Gravel-bed Rivers VI: Form Process Understanding to River Restoration**. Elsevier, 2008, p. 473-496.

HE, Q. e WALLING, D.E. Interpreting the particle size effect in adsorption of ¹³⁷Cs and unsupported PB by mineral soils and sediments. **Journal of Environmental Radioactivity**, 1996, n. 30, p.117-137.

HIIGGITT, D.L. Soil erosion and soil problems. **Progress Phys. Geogr.** 1991, n. 15, p. 91–100.

IAEA. Tracer techniques in sediment transport. **Technical Report Series.** 1974, n. 145. Vienna: IAEA.

IAEA. Chernobyl: Looking back to go forward. In: **Proceedings of an International Conference on Chernobyl.** Viena: IAEA, 6-7 set./2005.

IBGE. Sinopse do Senso demográfico 2010: Unidade Federativa de Pernambuco. Disponível em: <http://www.censo2010.ibge.gov.br/sinopse/index.php?uf=26&dados=0>. Acesso em 28 de dezembro de 2011.

INPE. Divisão de geração de imagem – **Banco de imagens da DGI/INPE.** São José dos Campos. Disponível em <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>. Acessado em 27/12/2011.

JANGE, B.; MABIT, L.; DERCON, G.; WALLING, D.E.; ABAIDOO, R.; CHIKOYE, D. e STAHR, K. First use of the ¹³⁷Cs technique in Nigeria for estimating medium-term soil redistribution rates on cultivated farmland. **Soil Tillage Research**, 2010, n.110, p. 211-220.

JONG, BEGG, C. B. M., KACHANOSKI, R. G. 1983. Estimates of Soil Erosion and Deposition for some Saskatchewan Soils. **Canadian Journal of Soil Science**: v. 63, 1983. p. 607 – 617

KABATA-PENDIAS, A. **Trace elements in soils and plants.** 4° Ed. Boca Raton-Flórida: CRC Press, 2011, p.505.

KACHANOSKI, R.G. Comparison of measured soil ¹³⁷-cesium losses and erosion rates. **Canadian Journal of Soil Science.** 1987, n. 67(2), p. 199-203.

KACHANOSKI, R.G. Estimating soil loss from changes in soil caesium-137. **Canadian Journal of Soil Science**, 1993, n. 73, p.629-632.

KAWAKUBO, F. S.; MORATO, R. G.; LUCHIARI, A. Processamento das imagens HGR SPOT 5 na determinação de classes de uso da terra e manchas de cobertura vegetal na região de Teodoro Sampaio - Pontal do Paranapanema. **GEOUSP - Espaço e Tempo**, 2004, v. 15, p. 127-136.

KONDOLF, G. M. Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining.” **Landscape and Urban Planning**, 1994, n.28, p. 225-243.

LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. **Fluvial Processes in Geomorphology**. 1ª edição. Freeman: San Francisco, CA. 1995.

LEOPOLD, L.B., EMMETTE, W.W., MYRICK, R.M. Channel and hillslope processes in a semi-arid area, New Mexico. Professional Paper 352-G. U.S. **Geological Survey, Reston**, Virginia, 1966, p. 193–253.

LENZI, M.A. Step-pool evolution in the Rio Cordon, northeastern Italy. **Earth Surface Processes and Landforms**. 2001, n. 26, p.991–1008.

LISLE, T.E., CHURCH, M. Sediment transport– storage relations for degrading, gravel bed channels. **WaterResource**, 2002. Res. 38, 1219. doi:10.1029/2001WR001086 .

LIMA, M. I. C.; GAVA, A.; FERNANDES, P.E.C.A.; PIRES, J.L.; SIGA JR, O. . **Projeto ferro titanado de Floresta. Salvador: Minérios de Pernambuco/Radambrasil**, 1985. v.1.

LOUGHRAN, R. J.; CAMPBELL, B. L.; ELLIOT, G. L.; CUMMINGS, D. e SHELLEY, D. J. A caesium-137-sediment hillslope model with tests from south-eastern Australia. **ZeitschriftGeomorphologie**, 1989, n. 33. p. 235–250.

LOUGHRAN, R. J., CAMPBELL, B. L., SHELLEY, D. J., e ELLIOTT, G. L. Developing a sediment budget for a small drainage basin in Australia. **Hydrological Processes**, 1992, n. 6, p.145–158.

LOUGHRAN, R.J.; WALLBRINK, P.J.; WALLING, D.E. e APPLEBY, P.G..Sampling methods. In: ZAPATA, F. **Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides**. Netherland: IAEA, 2002, p. 41-57.

LOUGHRAN, R.J.; PENNOCK, D.J e WALLING, D.E. Spatial distribution of Cesium-137.**Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides**. Netherland: IAEA, 2002, p.97-109.

LU, X.X. e HIGGITT, D.L. Estimating erosion rates on sloping agricultural land in the Yangtze Three Gorges, China, from cesium-137 measurements. **Catena**. 2000, p. 33-51

MABESOONE, J. M. et al. Ambiente semiárido do nordeste do Brasil: 1. Os rios efêmeros. **Serie B: estudos e pesquisas**, 1981, v. 4, p.83-91.

MAO, L. e SURIAN, N. Observations on sediment mobility in a large gravel-bed river. **Geomorphology**, 2010, n.114, p. 326-337.

McHENRY, J.R. e RITCHIE, J.C. Physical and chemical parameters affecting transport of ¹³⁷Cs in arid watersheds. **Water Resources Reseach**, 1977, n. 13, p. 923-927.

MEDEIROS, V. C. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Aracaju NE. Folha SC 24-X. Estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe eBahia. Escala 1:500.000. Geologia e metalogênese. Recife: CPRM, 2000. [CD ROOM].

MEITNER, L. & FRISCH, O. Disintegration of Uranium by Neutrons: a New Type of Nuclear Reaction. **Nature**. 1939, n. 143, p. 3615.

MENEZES, J. B.; ARAUJO, M. S. B.; GALVÍNCIO, J. D.; SAMPAIO, E. V. S. B. e CORRÊA, A. C. B. Índice de vulnerabilidade à erosão para uma bacia na mesorregião do São Francisco Pernambucano, a partir das relações entre morfogênese e pedogênese. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 2007, n.8 (2), p.45-56.

MITCHELL, J.K.; BUDENZER, G.D.; McHENRY, J.R.; RITCHIE, J.C. Soil loss estimation from 137Cs measurements. In: DeBoodt, M., Gabriel, D. (Eds.), **Assessment of Erosion**. Wiley, Chichester, UK, 1980, p. 393-401.

MONTEIRO, C. A. F. A frente polar atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul-oriental do Brasil: Contribuição metodológica à análise rítmica dos tipos de tempo no Brasil. São Paulo, Universidade de São Paulo USP/Instituto de Geografia, **Série Teses e Monografias**, 1. 1969.

MONTEIRO, C. A. F. Análise rítmica em climatologia: problemas da atualidade climática de São Paulo e achegas para um programa de trabalho. São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, 1971, **Climatologia**, 1.

MONTEIRO, C. A. F. Geossistemas como elemento de integração na síntese geográfica e fator de promoção interdisciplinar na compreensão do ambiente. Florianópolis: **Revista de Ciências Humanas**, 1996, v.14, n.19, 67-101.

MONTGOMERY, D.R. e BUFFINGTON, J.M. Channel classification, prediction of channel response, and assessment of channel condition. **Report TFW-SH10-93-002 prepared for the SHAMW committee of the Washington State Timber/Fish/Wildlife Agreement**, 1993, 107p.

MONTGOMERY, D.R. e BUFFINGTON, J.M. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. **Geological Society of America Bulletin**. 1997, n.109 (5), p. 596-611.

MONTGOMERY, D.R. e BUFFINGTON, J.M. Channel Processes, classification, and response. In: NAIMAN, R.J. e BILBY, R.E. (eds.) **River Ecology and Management. Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion**. New York: Springer Verlag, 1998. p.13-42.

MONTGOMERY, J. A., BUSACCA, A. J., Frazier, B. E., McCool, D. K. Evaluating Soil Movement Using Cesium-137 and the Revised Universal Soil Loss Equation. **Soil Science Society of American Journal**, 1997, v. 61, p. 571 – 579.

MOREIRA, M.A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. 2. ed. Viçosa: UFV, 2003, p. 307.

MURRAY, A. S., MARTEN, R., JOHNSON, A., MARTIN, P. Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. **Journal of Radiology and Nuclear Chemistry**, 1987, n. 115, p. 263–288.

NANSON, G.C. Episodes of vertical accretion and catastrophic stripping: a model of disequilibrium floodplain development. **Geological Society American Bulletin**, 1986, n. 97, p.1467-1475.

NOUIRA, A.; SAYOUTY, E.H. e BENMANSOUR, M. Use of ^{137}Cs technique for soil erosion study in agricultural region of Casablanca in Marocco. **Journal of Environmental Radioactivity**. 2003, n. 68, p.11-26.

OWENS, P.N. e WALLING, D.E. Spatial variability of Cesium-137 inventories at reference sites: an example from two contrasting sites in England and Zimbabwe. **Applied Radiation and Isotopes**, 1996, n.47, p. 669-707.

OLIVEIRA, G.S. **El Niño e Você: o Fenômeno Climático**. São José dos Campos-SP: Transtec, 1999.

PEJRUP, M. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: BOER, P. L.; VAN GELDER, A. e NIO, S. D. (Ed). **Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies**: D.Reidel, Dordrecht. 1988, p.289-300.

PENNOCK, D. J.. Suitability of redistribution as an indicator of soil quality. **Acta Geologica Hispanica**, 2000, n. 35, p. 213–217.

PENNOCK, D.J e APPLEBY, P.G.(a) Site selection and sampling design. In : ZAPATA, F. **Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides**. Netherland: IAEA, 2002, p.15-40.

PENNOCK, D.J e APPLEBY, P.G.(b) Sample Processing. In : ZAPATA, F. **Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides**. Netherland: IAEA, 2002 p.59-65.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, L. E. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamic**, 2001, v.17, p.205-212.

PODGORSAK, E. B. **Radiation Physics for Medical Physicists: Biological and Medical Physics, Biomedical Engineering**. 2^a ed.. Berlin: Springer, 2010, p.745.

PORTO, P.; WALLING, D.E.; TAMBURINO, V. e CALLEGARI, G. Relating cesium-137 and soil loss from cultivated land. **Catena**. 2003, n. 53, p. 303-326.

QUINE, T.A.; WALLING,D.E; GOVERS, G. Simulation of radiocaesium redistribution on cultivated hillslopes using a mass-balance model: an aid to process interpretation and erosion rates estimations. In: Anderson, M.G., Brooks, S.M. (Eds.), **Advances in Hillslope Process**. Wiley, Chichester, UK, 1996, p. 561-588.

RIDE, L.M. e DUNN, T. Sediment budgets as an organizing framework in fluvial geomorphology. In: KONDOLF, G.M. and PIEGAY, H. (Eds), **Tools in Fluvial Morphology**. Wiley, Chichester, UK, 2003. p. 463–500.

RITCHIE, J.C. e McHENRY, J.R. Fallout cesium-137 in cultivated and noncultivated north central United State watersheds. **Journal of Environmental Quality**. 1978, n.7 , p.40-44. 1978.

RITCHIE, J.C. E McHENRY, J.R. Application of radioactive fallout ¹³⁷Cs for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review. **Journal Environmental Quality**. 1990, n.19, p.215-233.

RIZZI, R. **Geotecnologias em um sistema de estimativa da produção de soja: estudo de caso no Rio Grande do Sul**, 2004, 212 f. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos (SP).

RHODES, R. **The Making of the Atomic Bomb**. Simon and Schuster. 1986, p. 612–613.

RODRIGUES, S. C. E.; BRITO, J. L. S. Mapeamento geomorfológico de detalhe - uma proposta de associação entre o mapeamento tradicional e as novas técnicas em geoprocessamento. **Caminhos de Geografia**. 2000, v. 1(1), p. 1-6.

ROGOWSKI, A. S. e TAMURA, T.. Movement of ¹³⁷Cs by Runoff, Erosion an Infiltration on the Alluvial Captina Silt Loam. **Health Physics**. 1965, v. 11, p. 1333 – 1340.

ROSGEN, D.L. A classification of natural rivers. **Catena**. 1994, n. 21, p.169-199.

ROSGEN, D.L. **Applied River Morphology**. Wildland Hydrology, Pagosa Springs, Colorado, 1996.

SANTOS, A.C. **Redistribuição de ¹³⁷Cs em distintas profundidades e posições topográficas em solo sob pastagem e vegetação nativa**. Recife, Universidade Federal de Pernambuco, 2004, p.68. (Tese de Doutorado).

SANTOS, E. J. **O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema**. São Paulo, 1995. 220p. Tese(Doutoramento) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1995.

SANTOS, E.J. dos, **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica. Escala 1:250.000 (Folha SC.24-X-A - Belém do SãoFrancisco)**. Brasília: CPRM, 1998.

SANTOS, E. J. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Belém do São Francisco. Folha SC.24-X-A. Estado de Pernambuco, Alagoas e Bahia. Escala 1:250.000. Geologia e metalogênese. Recife: CPRM, 2000. [CD ROM].

SANTOS JÚNIOR, J. A. **Avaliação radiométrica do U-238, Ra-226, Th-232 e K-40. Em uma área anômala do agreste de Pernambuco**. Tese de Doutorado. DEN-Universidade

Federal de Pernambuco, Programa de pós-graduação em Tecnologias energéticas e nucleares. Recife, 2009, p.139.

SCHOORL, J.M.; BOIX FAYOS, C.; MEIJER, R.J. de; VAN DER GRAFF, E. R. e VELDKAMP, A. The ^{137}Cs technique applied to steep Mediterranean slope (Past I): the effects of lithology, slope morphology and land use. **Catena**. 2004, n. 57, p. 15-34.

SCHOORL, J.M.; BOIX FAYOS, C.; MEIJER, R.J. de; VAN DER GRAFF, E. R. e VELDKAMP, A. The ^{137}Cs technique applied to steep Mediterranean slope (Past II): landscape evolution and model calibration. **Catena**. 2004, n.57, p. 35-54.

SAMPAIO, B.; SAMPAIO, Y.; LIMA, R.C.; AIRES, A. e SAMPAIO, G. A economia da caprinocultura em Pernambuco: Problemas e perspectivas. Paraná: Ed UFRP. **Revista de Economia**, 2009, v.35, n.2(33), p.137-159.

SECTMA - SECRETARIA DE CIÊNCIA TECNOLOGIA E MEIO AMBIENTE. **Plano Estadual de Recursos hídricos de Pernambuco**. Org. MOURA, A.R.L.U. Recife: SECTMA-PE, 1998.

SCHUCH, L.A.; NORDENMANM, D.J.R.; BARRETO, W.O.; CARDOSO, A. & ZAGO, A. Natural and artificial radionuclides in soils from Paraná, Brasil. **J. Radioanal. Nucl. Chem.**, 1994, p. 39-404.

SHEPARD, F.P. Nomenclature based on sand-silt-clay rations. **Journal of Sedimentary Petrology**, 24:151-158, 1954.

SHULLER, P.; WALLING, D.E.; SEPÚLVEDA, A.; CASTILLO, A. e PINO, I. Changes in soil erosion associated with the shift from conventional tillage to a no-tillage system, documented using ^{137}Cs measurements. **Soil & Tillage Research**, 94: 183-192.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. Caldwell: The Blackburn Press, 1977.

SHUMM, S. A. **River Variability and Complexity**. New York: Cambridge University Press, 2005, p.220.

SILVA, J. F. **El Niño: o fenômeno Climático do século**. Ed. Thesaurus, 1 ed., 2000, p.139.

SILVA, D.G. e CORRÊA, A.C.B. Análise geomorfológica e morfoestratigráfica dos modelados deposicionais da área de Conceição das Crioulas, Salgueiro – PE: um subsídio para reconstrução paleoambiental. **Clio**. Série Arqueologia, 2005 v. 19, p. 04-28.

SILVA, F.L.M. da. **Associações espaciais entre compartimentos físico-naturais e formas de ocupação da terra na microbacia hidrográfica do riacho Salgado, Belém de São Francisco – PE**. Recife. 2009, 120p. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

SILVA, F. D. dos S.;CORREIA, M. F.; ARAGÃO, M. R. da S. e SILVA, J. M. Convecção linearmente organizada na área de Petrolina, semiárido do Nordeste do Brasil: aspectos em meso e grande escala. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2008, v.23, n.3, p.292-304.

SIMMS, A. D.; WOOLDROFFE, C.; JONES, B. G., HEIJNIS, H., MANN, R. A. e HARRISON, J. Use of ^{210}Pb e ^{137}Cs to simultaneously constrain ages and sources of post-dam sediments in the Cordeaux reservoir, Sydney, Australia. **Journal of Environmental Radioactivity**. 2008, n.99, p.1111-1120.

SMITH, J. T.; APPLEBY, P.G.; HILTON, J. e RICHARDSON, N. Inventories and Fluxes of ^{210}Pb , ^{137}Cs e ^{241}Am Determined from soil of three small catchments in Cumbria, UK. **Journal Environmental Radioactivity**. 1997, v.37, n. 2. p. 127-142.

SOUZA, J.O.P. de. **Sistema fluvial e planejamento local: um caso semiárido : Bacia do riacho Salgado, Belém de São Francisco-PE**. Recife: 2008, 50p. TCC – DCG, UFPE.

SOUZA, J.O.P. de. **Sistema Fluvial e açudagem no semiárido, relação entre a conectividade da paisagem e dinâmica da precipitação, na bacia de drenagem do**

riacho do Saco, Serra Talhada, Pernambuco. Recife, 2010, 155p. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia.** São Paulo: Edgard Blucher, 1973, p.317.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

SURIAN, N. Downstream variation in bed material size along a braided river, Piave River, Italy. In: NOLAN, T. e C. THORNES (eds.), **Gravel-Bed Rivers 2000 CD Rom.** A Special Publication of the New Zealand Hydrological Society, 2000.

SURIAN, N.; MAO, L.; GIACOMIN, M. e ZILIANI, L. Morphological effects of different channel-forming discharges in a gravel-bed river. **Earth Surface Processes and Landforms**, 2009, n.34 p.1093-1107.

SUTHERLAND, D.G., BALL, M.H., HILTON, S.J., LISLE, T.E.. Evolution of a landslide induced sediment wave in the Navarro River, California. **Geol. Soc. Am. Bull.** 2002, n.114, p.1036–1048.

SUTHERLAND, R.A. Potential for reference site resampling in estimating sediment redistribution and assessing landscape stability by the caesium-137 method. **Hydrological Processes.** 1998, n. 7, p. 995–1007.

SUTHERLAND, R.A. Cesium-137 soil sampling and inventory variability in reference: a literature survey. **Hydrological Processes**, 1996, n.10, p.43-53.

TYKVA, R. e BERG, D. **Radioactivity in Environmental Pollution and Radiochronology.** Dordrecht/Nederlands: Kluwer Academic Publishers, 2004.

UNSCEAR, United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. Sources and Effects of Ionizing Radiation. **United Nations Publications.** New York. 1977.

UNSCEAR, United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. Sources and Effects of Ionizing Radiation. **United Nations Publications**. New York. 1993.

UNSCEAR, United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. Sources and Effects of Ionizing Radiation. **United Nations Publications**. New York. 2000.

VALERIANO, M. M. TOPODATA: **Guia para utilização de dados geomorfológicos locais**. São José dos Campos: INPE, 2008, p.75.

VALERIANO, M. M.; ROSSETTI. Topographic modelling of Marajó island with SRTM data. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 2008, v. 9 n.1, p. 53-64.

WALLBRINCK, P. J.; WALLING, D. E. e HE, Q. Radionuclide measurement using HPGe Gamma Spectrometry. In: ZAPATA, F. **Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides**. Netherland: IAEA, 2002, p. 67-96.

WALLING, D.E. Use of ^{137}Cs and other fallout radionuclides in soil erosion investigations: progress problems and prospects. Use of ^{137}Cs in study of soil erosion and sedimentation, **IAEA-TECDOC – 1028**. International atomic Energy Agency, Vienna, 1998, p.36-62.

WALLING, D.E. & QUINE, T.A. Calibration of ^{137}Cs measurements to provide quantitative erosion rate data. **Land Degradation and Rehabilitation**, 1990, n. 2, p.161-175.

WALLING, D.E., & QUINE, T. A. **Use of caesium-137 as a tracer of erosion and sedimentation: handbook for the application of the caesium-137 technique**. Exeter: University of Exeter. 1993.

WALLING, D.E. e HE, Q. Improved models for estimating soil erosion rates from cesium-137 measurements. **Journal of Environmental Quality**, 1999, n.28, p.611–622.

WALLING, D.E. e HE, Q. **Models for converting ^{137}Cs measurements to estimates of soil redistribution rates on cultivated and undisturbed soils (including software for model implementation)**. Report to IAEA. Exeter: University of Exeter, 2001.

WALLING, D.E., HE, Q. e APLEBY, P.G. Conversion models for use in soil-erosion, soil-redistribution and sedimentation investigations. In : ZAPATA, F. **Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides**. Netherland: IAEA, 2002, p111-164.

WANDERLEY, A. A. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética/ previsual**. Escala 1:100.000. (Folha SC.24-Z-D-IV-Monteiro). Estados da Paraíba e Pernambuco. Brasília: DNPM/CPRM, 1990. 100p. il. 2 mapas (in bolso) 29,5cm.

ZACCONE C., COCOZZA C., CHEBURKIN, A.K., et al. Highly organic soils as “witnesses” of anthropogenic Pb, Cu, Zn, and Cs-137 inputs during centuries. **Water Air Soil Pollution Focus**. 2007, n.186, p.263–271.

ZAPATA, F. The use of environmental radionuclides as tracers in soil erosion and sedimentation investigations: recent advances and future developments. **Soil&TillageResearch**. 2003, n. 69, p. 3-13.

ZHANG, X.B.; HIGGITT, D.L.; WALLING, D.E. A preliminary assessment of the potential for using ^{137}Cs to estimate rates of erosion in the Loess Plateau of China. **Hydrological Science Journal**. 1990, n.35.