



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA REGIONAL EM DESENVOLVIMENTO E MEIO AMBIENTE**

**DAVI RODRIGUES RABELO**

**ANÁLISE ESPACIAL DA RAZÃO DE APORTE DE SEDIMENTOS NA BACIA  
HIDROGRÁFICA DO RIO SERIDÓ, RN-PB**

**FORTALEZA**

**2018**

DAVI RODRIGUES RABELO

ANÁLISE ESPACIAL DA RAZÃO DE APORTE DE SEDIMENTO NA BACIA  
HIDROGRÁFICA DO RIO SERIDÓ, RN-PB

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de mestre em Desenvolvimento e Meio Ambiente. Área de concentração: Proteção ambiental e gestão dos recursos.

Orientador: Prof. Dr. José Carlos de Araújo.

FORTALEZA

2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Biblioteca Universitária  
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

- R114a Rabelo, Davi Rodrigues.  
Análise espacial da razão de aporte de sedimento na bacia hidrográfica do Rio Seridó, RN-PB. / Davi Rodrigues Rabelo. – 2018.  
124 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação, Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente, Fortaleza, 2018.  
Orientação: Prof. Dr. José Carlos de Araújo.
1. Erosão. 2. Hidrossedimentologia. 3. Produção de sedimento. 4. Modelagem sedimentológica. 5. Alometria sedimentológica. I. Título.

CDD 333.7

---

DAVI RODRIGUES RABELO

ANÁLISE ESPACIAL DA RAZÃO DE APORTE DE SEDIMENTO NA BACIA  
HIDROGRÁFICA DO RIO SERIDÓ, RN-PB

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de mestre em Desenvolvimento e Meio Ambiente. Área de concentração: Proteção ambiental e gestão dos recursos.

Aprovada em: 16/03/2018.

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. José Carlos de Araújo (Orientador)  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dra. Marta Celina Linhares Sales  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr. George Leite Mamede  
Universidade da Integração Internacional da Lusofonia Afro-Brasileira (UNILAB)

A Deus.

Aos meus pais, Raimunda e Luiz.

## **AGRADECIMENTOS**

Aos meus pais, pelo amor e total apoio nessa caminhada acadêmica para que eu pudesse me tornar o profissional que eu sou.

Meu irmão, pelo amor, apoio e ajuda constante em tudo que eu precisasse.

A toda minha família e amigos que contribuíram para meu desenvolvimento e pela preocupação constante nos meus afazeres.

Ao meu orientador Prof. José Carlos de Araújo, pelo imenso trabalho que foi me orientar e me ensinar diversas técnicas metodológicas, de estruturação do texto e compartilhar seu conhecimento.

Ao grupo de pesquisa HIDROSED pelo acolhimento e ajuda em algumas dúvidas durante a pesquisa.

A professora Tereza do Instituto Federal do Ceará por ter disponibilizado o laboratório de mecânica do solo e ter me ajudado com os dados. Além das bolsistas Livia e Crislane pela imensa ajuda nos procedimentos do ensaio.

À CAPES, pelo apoio financeiro com a manutenção da bolsa de auxílio.

Aos professores participantes da banca examinadora Marta Celina, Carlos Alexandre e George Mamede pelo tempo, pelas valiosas colaborações e sugestões.

Aos professores entrevistados, pelo tempo concedido nas entrevistas.

Aos colegas da turma de mestrado, pelas reflexões, críticas e sugestões recebidas.

## RESUMO

A presente pesquisa buscou avaliar os aspectos hidrossedimentológicos da bacia hidrográfica do Rio Seridó (RN-PB, 10 mil km<sup>2</sup>) a fim de entender como se distribui espacialmente a erosão e, na sequência, o transporte de sedimento em toda extensão da bacia. Foram utilizados dados primários e secundários na produção de mapas temáticos, revisão teórico-metodológica do objeto, utilização de imagens (sensoriamento remoto), métodos geoestatísticos e modelagem sedimentológica. Para estimativa da erosão bruta foi utilizada a Equação Universal de Perda de Solo (EUPS) para o recorte temporal de 1992 até 2015. Para cálculo da produção de sedimento na escala de bacias foi usado o conceito de razão de aporte de sedimento (SDR), calculada pela equação de Maner. Foram selecionadas diversas seções dos rios dentro da bacia hidrográfica para se estimar a produção de sedimento das bacias limitadas por essas seções. Com isso, foi possível interpolar espacialmente as variáveis de interesse para toda a bacia. Foram gerados mapas de erosividade de chuva, erodibilidade do solo, fator topográfico e fator de uso e cobertura do solo. Essas informações permitiram a parametrização da EUPS, que sintetiza a erosão bruta na bacia. A erosão bruta média da bacia (1992-2015) foi de 29 ton.ha-1.ano-1, porém, em alguns pontos críticos, a erosão bruta superou 100 ton.ha-1.ano-1. O valor de SDR para a bacia do Rio Seridó é de 8%, comparável com o de outras bacias do Semiárido Brasileiro. A produção de sedimento no exutório da bacia foi estimada em 2,5 ton.ha-1.ano-1, valor comparável com medidas realizadas no Ceará para bacias de mesma escala. Em relação à produção de sedimentos ao longo dos canais fluviais em alto, médio e baixo curso, foi identificada alometria positiva para áreas de até 60 km<sup>2</sup>. No globo, esse padrão é raro para regiões que não foram geleiras; e essa identificação consiste em uma relevante contribuição científica da presente pesquisa. Entretanto, como essa tendência foi obtida através de modelagem hidrossedimentológica (e não através de medidas de longo prazo), não se pode afirmar conclusivamente que a bacia tenha alometria positiva. A metodologia aplicada permitiu, portanto, uma avaliação temporal e espacial da produção de sedimento na bacia. Os resultados encontrados servem para o planejamento e gestão agrícola no marco da sustentabilidade e do desenvolvimento da bacia do Rio Seridó, tanto potiguar quanto paraibano. Espera-se que trabalhos dessa natureza auxiliem na compreensão e investigação da geomorfologia fluvial, do planejamento ambiental e da convivência com o semiárido.

**Palavras-chave:** Erosão. Hidrossedimentologia. Produção de sedimento. Modelagem hidrossedimentológica. Alometria sedimentológica.

## ABSTRACT

The present research sought to evaluate the hydro-sedimentological aspects of the Seridó River Basin (RN-PB, 10 thousand km<sup>2</sup>) in order to understand how erosion occurs and, subsequently, how sediment is transported throughout the basin. Primary and secondary data were applied to elaborate thematic maps, was elaborated a theoretical-methodological review of the object, being also used remote sensing in addition to geostatistical methods and sedimentological modeling. Estimating the gross erosion, the Universal Soil Loss Equation (EUPS) was applied to the 1992-2015 period. Calculation of the sediment yield ratio (SDR) and its respective sediment yield was done by applying the Maner equation with the EUPS equation. Several river sections within the basin were selected in order to estimate the sediment yield of the basin limited by that section. With this, it was possible to spatially interpolate the variables of interest for the whole basin. Maps were generated for rain erosivity, soil erodibility, topographic factor, use factor and soil cover. This information allowed the parameterization of the EUPS, which synthesizes the mean gross erosion of the basin. According to the results, the average gross erosion of the basin is 29 ton.ha-1.yr-1, but at some critical points, the gross erosion exceeds 100 ton.ha-1.yr-1. The SDR of the Seridó River Basin is 8%, a level compatible with that of other basins of the Brazilian Semi-Arid zone. The sediment yield in the basin outlet was estimated at 2.5 ton.ha-1.yr-1, a value compatible with measurements carried out in Ceará in basins of the same scale. As to the sediment yield along the fluvial channels in high, medium and low course, positive allometry was identified for areas of up to 60 km<sup>2</sup>. On the globe, this pattern is rare for non-glacier regions; being this identification by itself a relevant scientific contribution of the present research. However, as this trend was obtained through hydrosedimentological modeling (and not through long term measurements), it cannot be conclusively stated that the basin has positive allometry. The applied methodology allowed, therefore, a temporal and spatial evaluation of the sediment production in the basin. It is hoped that works of this nature will aid in the understanding and investigation of fluvial geomorphology, environmental planning and harmonious coexistence with the semi-arid environment..

**Keywords:** Erosion. Hydro-sedimentology. Sediment yield. Sedimentological modeling. Sedimentological Allometry.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Alometria negativa em regiões semiáridas Oeste dos Estados Unidos da América.....	29
Figura 2 – Mapa de Localização da bacia hidrográfica do rio Seridó RN/PB.....	33
Figura 3 – Açude Gargalheiras, barrado com favorecimento do conjunto de cristas situado no município de Acari-RN, seu volume d’água estava abaixo do normal por causa da seca.....	34
Figura 4 – Açude Boqueirão, no município de Parelhas, com reserva mediana de volume d’água, maior que a dos outros açudes em dezembro de 2016.....	36
Figura 5 – Movimentação da ZCIT no hemisfério Norte e Sul.....	37
Figura 6 – Imagem de satélite METEOSAT-9 representando o Vórtice Ciclônico Alta Nível.....	38
Figura 7 – Imagem de satélite METEOSAT-7 representando as Ondas de Leste.....	39
Figura 8 – Mapa geológico da área de estudo.....	41
Figura 9 – Depósito da mineração de caulim encontrado na bacia do Rio Seridó.....	42
Figura 10 – Mapa Geomorfológico da bacia hidrográfica do Rio Seridó RN/PB.....	44
Figura 11 – Rio Seridó e sua planície fluvial nas adjacências.....	45
Figura 12 – Topo da Chapada de Santana com entalhamento da drenagem formando vales em “U”.....	46
Figura 13 – Em primeiro plano, depressão sertaneja e no segundo plano, Planalto da Borborema.....	46
Figura 14 – Em primeiro plano, depressão sertaneja e no segundo plano, pequeno maciço residual.....	47
Figura 15 – Conjunto de cristas residuais pertencentes ao planalto da Borborema.....	48
Figura 16 – Perfil de um Neossolo Regolítico, com suas características bem arenosas nos primeiros horizontes .....	49
Figura 17 – Mapa de solos da bacia hidrográfica do Rio Seridó (PB/RN) com base nos levantamentos pedológicos da EMBRAPA (1971).....	51
Figura 18 – A) O material utilizado para coleta de campo: inchada para que o solo saia coeso; GPS com a localização dos pontos de coleta; e o trato Uhland para coleta do solo. B)Trado Uhland penetrando no solo para amostragem. C) Anel do trado parcialmente dentro do solo. D) Retirada do anel com a amostra do solo indeformado. E) Manuseio do anel para retirar amostra do solo. F) Retirada da amostra de solo indeformada concluída.....	56
Figura 19 – Mapa de pontos de coleta de solo na bacia hidrográfica do Rio Seridó.....	57

Figura 20 – Peneiras utilizadas, do lado esquerdo são as peneiras do material fino, e do lado direito são as peneiras do material grosso.....	59
Figura 21 – A) sedimento em solução de hexametáfosfato de sódio após 24h. B) dispersor misturando a solução com sedimentos e água destilada.....	60
Figura 22 – Provetas em banho com sedimentos em suspensão para leituras dos densímetros.....	61
Figura 23 – Modelos de picnômetros utilizados.....	62
Figura 24 – Esquema da concepção hidrossedimentológica HidroSed-1.....	63
Figura 25 – Distribuição das quadrículas na bacia hidrográfica do Rio Seridó, geradas a partir de uma malha de 20 km x 20 km.....	64
Figura 26 – Nomograma para determinação do fator erodibilidade do solo.....	66
Figura 27 – Concepção do retângulo equivalente.....	68
Figura 28 – Mapa de Erosividade da bacia do Rio Seridó.....	73
Figura 29 – Erosividade (R) e pluviometria (P) dos municípios do Seridó paraibano.....	74
Figura 30 – Erosividade (R) e pluviometria (P) dos municípios do Seridó potiguar.....	75
Figura 31 – Curvas granulométricas dos solos encontrados na depressão sertaneja da bacia do Rio Seridó.....	78
Figura 32 – Curvas granulométricas dos solos encontrados nos planaltos e morros residuais da bacia do Rio Seridó.....	78
Figura 33 – Mapa de Erodibilidade (Fator K) da bacia hidrográfica do Rio Seridó.....	83
Figura 34 – Mapa de declividade da bacia do Rio Seridó.....	85
Figura 35 – Mapa do Fator Topográfico (LS) da bacia do rio Seridó.....	86
Figura 36 – Marcas da degradação da cobertura vegetal e uso de queimadas atualmente em Cruzeta-RN.....	88
Figura 37 – Mapa de uso e cobertura da paisagem da bacia hidrográfica do rio Seridó.....	90
Figura 38 – Área de vegetação arbustiva e áreas de solo exposto no Seridó potiguar.....	92
Figura 39 – Áreas de solo exposto com relevo ondulado em Frei Martinho-PB no Planalto da Borborema.....	93
Figura 40 – Mapa de erosão bruta da bacia do Rio Seridó.....	94
Figura 41 – Erosão em sulco no município de Junco do Seridó, a montante da bacia hidrográfica.....	95
Figura 42 – Mapa da distribuição do SDR (%) na bacia do Rio Seridó.....	98
Figura 43 – Mapa da distribuição espacial da produção de sedimento na bacia hidrográfica	

do Rio Seridó.....	104
Figura 44 – Mapa dos transectos de produção de sedimento .....	107

## LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 – Razão de aporte de sedimento (SDR) em relação ao tamanho da área de drenagem na bacia do Rio Seridó.....	99
Gráfico 2 – Razão de aporte de sedimento (SDR) em relação ao tamanho da área de drenagem no Rio Sabugi.....	100
Gráfico 3 – Produção de sedimento em relação ao tamanho da área de drenagem da bacia hidrográfica do Rio Seridó.....	102

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Gêneses do solo a partir da geologia.....	50
Tabela 2 – Classe de erosividade da chuva mensal.....	65
Tabela 3 – Classe de erosividade da chuva anual.....	65
Tabela 4 – Classe de erodibilidade do solo.....	67
Tabela 5 – Classificação da declividade.....	69
Tabela 6 – Classes para o fator C.....	69
Tabela 7 – Média de erosividade (R) do período chuvoso na região do Seridó paraibano.....	76
Tabela 8 – Média de erosividade (R) do período chuvoso na região do Seridó potiguar.....	77
Tabela 9 – Teor de matéria orgânica dos solos coletados na depressão sertaneja.....	80
Tabela 10 – Teor de matéria orgânica dos solos coletados nos Planaltos e Morros residuais.....	80
Tabela 11 – Avaliação da erodibilidade do solo (ton.h.MJ <sup>-1</sup> .mm <sup>-1</sup> ) pelo nomograma de Wischmeier.....	81

## SUMÁRIO

1	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	16
2	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	19
2.1	<b>Morfodinâmica da paisagem</b> .....	19
2.2	<b>Erosão hídrica</b> .....	22
2.3	<b>Razão de aporte de sedimento</b> .....	26
2.4	<b>Produção de sedimentos e conectividade sedimentológica em bacias</b> .....	28
2.5	<b>Sistema de Informações Geográficas e estimativa de perda de solo</b> .....	30
3	<b>ÁREA DE ESTUDO</b> .....	32
3.1	<b>Hidrografia e reservatórios</b> .....	32
3.2	<b>Clima</b> .....	36
3.3	<b>Geologia</b> .....	39
3.4	<b>Geomorfologia</b> .....	43
3.5	<b>Pedologia</b> .....	48
3.6	<b>Vegetação</b> .....	52
4	<b>PROCEDIMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS</b> .....	53
4.1	<b>Dados</b> .....	54
4.2	<b>Procedimentos operacionais</b> .....	58
4.2.1	<i>Parametrização</i> .....	58
4.2.2	<i>Modelagem da erosão bruta</i> .....	62
4.2.3	<i>Cálculo da razão de aporte de sedimentos</i> .....	69
4.2.4	<i>Mapeamento de parâmetros</i> .....	70
5	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	72
5.1	<b>Estimativa da erosão bruta</b> .....	72
5.1.1	<i>Erosividade (R)</i> .....	72
5.1.2	<i>Erodibilidade (K)</i> .....	77
5.1.3	<i>Fator Topográfico (LS)</i> .....	84
5.1.4	<i>Fator de uso e manejo do solo (CP)</i> .....	87
5.1.5	<i>Erosão bruta</i> .....	93
5.2	<b>Distribuição espacial da razão de aporte de sedimentos</b> .....	96
6	<b>CONCLUSÕES</b> .....	108
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	110

## 1 INTRODUÇÃO

A partir das diversas conferências sobre meio ambiente, cujo marco inicial foi o relatório Brundtland *Nosso Futuro Comum*, houve uma intensa preocupação com os impactos ambientais que vêm ocorrendo no globo. No entanto, para entender tais impactos, é necessário entender seu processo gerador, tanto no aspecto físico-ambiental, quanto no aspecto histórico-econômico.

A erosão é um fenômeno natural. Entretanto, pode ser acelerada e se transformar em um problema, como consequência dos impactos negativos de ação antrópica inadequada sobre os recursos naturais. A forma como o solo é tratado durante um período histórico gera consequências em longo prazo, que vai interferir na dinâmica ambiental no decorrer dos anos. Em um contexto maior, a degradação ambiental constitui perda ou diminuição de seus recursos, sendo as áreas mais afetadas aquelas relacionadas ao desgaste do solo pela agropecuária; pela contaminação por pesticidas e fertilizantes; pelo lançamento de efluentes nos canais fluviais; e pela emissão de gases tóxicos na atmosfera, entre outros (LIMA e RONCAGLIO, 2001). O conhecimento dos elementos envolvidos na degradação ambiental pode ser empregado para evitar e eventualmente remediar o problema.

Os processos erosivos geram perdas do solo nos períodos chuvosos em que o escoamento superficial, influenciado pelo declive, pelo solo e por seus usos, ocasiona elevada mobilização de partículas (GUERRA, 2001; MEDEIROS *et al.*, 2014). A erosão pode ser induzida ou catalisada pela sociedade. O processo de degradação dos solos é produzido a partir da retirada da cobertura vegetal, com isso afetando diretamente suas características físicas, químicas e biológicas. Essa deterioração provoca a redução da fertilidade das terras, alterando sua capacidade de benefício para a população (SAMPAIO *et al.*, 2005). Com os processos erosivos e barramento do transporte de sedimento, os açudes da região vêm perdendo a qualidade da água, ocorrendo assoreamento e aumentando a evaporação nos reservatórios (ARAÚJO, 2003), o que afeta a disponibilidade hídrica para o abastecimento humano. De fato, os processos hidrossedimentológicos afetam diretamente os reservatórios, pois esses interrompem o fluxo natural da água e dos sedimentos, ocasionando o assoreamento do corpo hídrico.

As medidas e ações de conservação e recuperação do solo, portanto, têm que incluir tanto as análises espaciais como temporais, considerando-se que as forças motrizes da erosão são tanto físicas como sociais. Navarro-Hevia *et al.* (2014) em seu trabalho demonstram a importância da recuperação de áreas degradadas a partir de práticas e metodologias conservacionistas. Os autores *op cit.* relatam o histórico de uso inadequado do solo em Saldaña,

Espanha, e sua conseqüente desertificação; avaliando também a evolução da paisagem, do solo e da qualidade da água ao longo das oito décadas. Portanto, o conhecimento adequado dos processos sedimentológicos deve facilitar o monitoramento e, quando necessário, a intervenção no sentido de controlar a erosão, reduzindo-a aos níveis naturais.

A história do Nordeste Brasileiro é caracterizada por intensas atividades que degradaram o ambiente. De acordo com Furtado (2005), seu início decorreu do processo de colonização, tendo como enfoque o setor primário para o crescimento da até então colônia de Portugal. As fases do gado, do algodão, da monocultura, do extrativismo vegetal e mineral e de técnicas predatórias sem práticas conservacionistas causaram e causam danos em diferentes níveis à paisagem sertaneja. Diante disso, as explorações do ambiente causaram intervenções antrópicas na Caatinga que até hoje geram resquícios, perceptíveis na vegetação e em diferentes estágios de degradação do solo e da água.

Os diferentes sertões encontrados no Nordeste têm dinâmicas ambientais e socioeconômicas diferenciadas em seu contexto, em que ocorrem processos hidrossedimentológicos (morfodinâmicos) diferenciados espacialmente, dependendo da atividade antrópica do entorno.

Sabe-se que estudos sobre essa temática são de suma importância, tanto do ponto de vista científico quanto social. Os estudos sobre o comportamento sedimentológico em bacias hidrográficas vêm sendo debatidos desde a época da ciência moderna no ramo da hidrologia e da geomorfologia fluvial. Autores como Strand e Pemberton (1987) debatiam sobre o comportamento fluvio-sedimentar em relação ao tamanho da área em bacias do globo. Porém, na década de 1990 e no início do século XXI, novas tendências como alometria e modelagem hidrossedimentológica geomorfologia fluvial e da hidrologia vêm sendo debatidas no âmbito acadêmico-científico.

O comportamento sedimentológico influi no processo de evolução de relevo e na composição dos recursos naturais em que o sedimento é inserido. Diante disso, é necessário transcender, através da interdisciplinaridade, o conhecimento das novas formas de entendimento sobre erosão e transporte de sedimento em bacias hidrográficas. Pesquisadores como Church e Slaymaker (1989), Owens (1992), Slaymaker (1992), Araújo (2003), Xu e Yan (2005), Araújo e Knight (2005), Mamede (2008), Xu (2011), Vanmaercke (2011) e Medeiros *et al.* (2014), Morais e Sales (2017), entre outros, estão empenhados em propor e analisar novas formas de mensuração e modelagem dos processos sedimentológicos, que podem ser úteis à resolução de problemas no Nordeste Brasileiro.

A partir de 1950, alguns estudos relacionados à erosão foram desenvolvidos, destacando-se os trabalhos de Wischmeier e Smith (1978), que elaboraram a *Equação Universal de Perda de Solo* (EUPS) a partir de dados empíricos. Diante disso, a equação foi aplicada em diversos trabalhos em diferentes escalas. Originalmente, a EUPS foi desenvolvida para prever a erosão bruta em lotes agrícolas. Quando a equação começou a ser aplicada a bacias hidrográficas, em escala distinta daquela para a qual foi desenvolvida, a EUPS previa valores muito superiores aos medidos. Verificou-se que a razão para esse erro era o fato de que, em escala maior, os processos de deposição do sedimento eram relevantes, o que não era considerado pela equação. Optou-se, então, pelo conceito de produção de sedimentos, que representa a massa transportada de sedimentos por unidade de área e por unidade de tempo, quando se tratava de bacias hidrográficas. Para se calcular a produção de sedimentos em bacias, propôs-se a multiplicação da erosão bruta (calculada pela EUPS) pela razão de aporte de sedimentos (em inglês, *Sediment Delivery Ratio* – SDR, ver HAAN *et al.*, 1994).

Diversos autores formularam equações para avaliar o SDR em uma bacia hidrográfica, entre eles se destacam Maner (1938), Roehl (1962) e Williams e Berndt (1972). A produção de sedimento é o que a bacia está exportando de sedimento erodido. Vários trabalhos foram desenvolvidos recentemente pelo Grupo de Pesquisas Hidrossedimentológicas do Semiárido – HIDROSED, da Universidade Federal do Ceará – UFC como, por exemplo, Araújo (2003, 2005, 2017) Medeiros (2008, 2014), Mamede (2002, 2008) e Costa (2013). Os referidos autores também colaboraram na elaboração do modelo hidrossedimentológico WASA-SED (MEDEIROS *et al.*, 2010)

A presente pesquisa tem como objetivo geral analisar espacialmente o comportamento da produção de sedimento na bacia hidrográfica do Rio Seridó, sujeita a intenso uso e ocupação do solo; além de conter densa rede de açudes. São objetivos específicos:

- i. avaliar a distribuição espacial da erosão bruta na bacia com base na EUPS;
- ii. avaliar a distribuição espacial da razão de aporte de sedimento com base na equação de Maner (1938) e, portanto, na geomorfologia da bacia; e
- iii. analisar as diferentes alometrias sedimentológicas que a bacia pode produzir.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Morfodinâmica da paisagem

A natureza é essencialmente dinâmica. As relações naturais dos meios abióticos e bióticos, junto com as interações da sociedade, compõem o conceito de paisagem, seja ela natural e/ou cultural. O entendimento da paisagem não está contido apenas nos aspectos físicos e biológicos do ambiente, mas inclui como intervenções da sociedade. As ações antrópicas agem de modo dinâmico, co-definindo as paisagens (BERTRAND, 2004).

O *homo sapiens* mudou suas formas de viver passando do estado nômade para o sedentarismo, praticando culturas de subsistência até passar com suas inovações tecnológicas e necessidade de crescimento e acumulação de bens materiais. A paisagem conseqüentemente foi modificada e recriada de acordo com as novas realidades sociais e econômicas. No entanto, acrescenta-se que os elementos constituintes de determinada paisagem não se modificam ao mesmo tempo, nem com a mesma intensidade, muito menos no mesmo sentido. Portanto, a paisagem altera-se conforme as necessidades sociais se modificam, podendo a paisagem ser revigorada, extinguida ou reconfigurada segundo os preceitos sociais (SANTOS, 2004).

A palavra paisagem tem tido como principal referência a escola alemã, que tinha na palavra *Landschaftum* conceito bastante utilizado, em especial, de cunho geográfico. De acordo com Christofletti (1999), este conceito diz respeito às paisagens morfológicas como relevo e cobertura vegetal, e com isso, a paisagem é vista como unidade territorial. Além disso, o autor *op. cit.*, argumenta que as características das paisagens decorrem de sua estrutura e função. A paisagem constitui-se em um organismo complexo intercalado pela associação de formas específicas e de análise morfológica, ressaltando-se uma interdependência entre os diversos componentes ao longo do tempo e não uma simples soma.

A morfodinâmica pode ser entendida como processos naturais que podem ser modificados quando associados às ações antrópicas, pois as relações sociedades-naturezas a partir dos usos dos recursos naturais acarretam no impacto da dinâmica natural. Os processos naturais existem antes do homem, tratando-se de processos em escala de tempo geológico, enquanto que as modificações antrópicas são no tempo histórico, ou seja, curto tempo.

A erosão natural ocorre dentro das condições naturais do ambiente sem interferência antrópica, é um fenômeno natural de evolução e dinâmica da paisagem. Entretanto, a erosão acelerada é aquela impactada por intervenções antrópicas, possuindo grande poder de remoção e mobilização das partículas do solo. Uma notória ação antrópica que

acelera a erosão e a substituição da vegetação, alterando significativamente os usos do solo (BIGARELLA, 2003; HUNKE *et al.*, 2015).

Ab'Sáber (1969) definiu parâmetros geomorfológicos, sendo a morfodinâmica (fisiologia da paisagem) correspondente ao terceiro nível da pesquisa geomorfológica. As relações morfodinâmicas resultam da conformidade entre fatores intrínsecos, como a forma e constituição da vertente, e fatores extrínsecos, como a forma de uso e ocupação do relevo. O autor dá ênfase a este, como interface das forças antagônicas. A concepção do autor *op. cit.*, as formas de apropriação da paisagem pela sociedade são incorporadas nas transformações produzidas e consequentes intervenções antropicas nos mecanismos morfodinâmicos (fluxo hidrológico e sedimentológico), alterando-se a intensidade do fluxo por terra, refletindo diretamente no comportamento do relevo (CASSETI, 2005). O autor *op. cit.* argumenta que o estudo do estágio atual dos processos erosivos deve levar em consideração a evolução geomorfológica para que possa entender o significado das abordagens que tem ajustamento da vertente enquanto categoria. É fato que a apropriação do relevo pelo homem, como fonte de recurso natural, implique em transformações danosas ao ambiente, a exemplo da impermeabilização de superfícies, como na aceleração destas, considerando o próprio desmatamento, produzindo modificações em curto espaço de tempo. O estudo da fisiologia da paisagem coloca o ser humano na análise dos processos ambientais, assume relevância matemática de interesse interdisciplinar (relação sociedade-natureza).

De acordo com Caseti (2005) a morfodinâmica deixa a entender que:

“As transformações evidenciadas no relevo, considerando a intensidade e frequência dos mecanismos morfogenéticos no momento atual ou subatual, associadas ou não às derivações antropogênicas. Enquanto a abordagem “morfoclimática” leva à compreensão das relações processuais numa escala de tempo geológico, a “morfodinâmica” reporta às relações processuais numa perspectiva histórica em que o homem se constitui no principal agente das alterações. As derivações antropogênicas provocam alterações rápidas com respostas muitas vezes diversas em relação àquelas evidenciadas em condições naturais, como numa situação de biostasia. Salienta-se que processos “morfodinâmicos” não deixam de ser também “morfogenéticos”, visto que englobam transformações associadas ao processo de dissecação na elaboração do modelado, embora tratados como excepcionalidade em função da intervenção antropogênica.”

Para Tricart (1977) a base da morfodinâmica estabelece a relação entre a morfogênese e pedogênese com intuito de determinar o grau de instabilidade da paisagem. Assim, a força morfogenética é estabelecida pela relação entre os componentes perpendiculares e paralelos. O primeiro representa a ação da infiltração, favorecida pela cobertura vegetal, a qual implica em alterações de natureza bioquímica e facilita o processo pedogenético. O segundo caracteriza-se pelo efeito erosivo, favorecido pela retirada da cobertura vegetal e

abrindo caminho para ação direta dos agentes morfoesculturais (CASSETI, 1991). A erosão do solo potencializado pelo forte impacto na retirada da cobertura vegetal, e quando associada com a dinâmica ambiental, acarreta em degradação do solo.

Diante disso, as formas de apropriação do relevo pelo homem como recurso ou suporte são responsáveis por alterações substanciais do seu estado natural ou de equilíbrio. Tomando-se como base o materialismo histórico de Karl Marx, entende-se que os danos dos processos erosivos não são somente atividades que acontecem atualmente, mas sim efeito cumulativo das atividades pretéritas de uso e ocupação do solo, resultante da apropriação do capital sobre o recurso natural.

Suertegaray (2002) aponta que a ênfase dos estudos morfodinâmicos se concentra nas funcionalidades das escalas do tempo. Enquanto a formação, estrutura e tipo de relevo ocorrem por processos na escala de tempo geológico, (morfogênese); usos e ocupações do relevo pela têm recorte de tempo histórico, ou seja, tempo morfodinâmico (SANTOS, 2009).

Por serem de delimitação natural, os processos hidrossedimentológicos regem a evolução das bacias hidrográficas. As bacias são unidades territoriais que possuem características próprias como geologia, cobertura vegetal, solos e relevo. As bacias de pequenas escalas podem ter seu comportamento hidrosedimentológico diferente do comportamento de escalas maiores. Com o aumento da escala, as anomalias locais vão sendo absorvidas, podendo haver equilíbrio dos processos sedimentológicos. No entanto, as bacias antropizadas tendem a não adquirir este equilíbrio, visto que a morfodinâmica natural é afetada. As atividades humanas possuem grande potencial de mudar o comportamento da produção de sedimentos de uma bacia, aumentando ou diminuindo a produção de sedimento (PINHEIRO, 2013). Conceituando bacia hidrográfica e caracterizando sua dinâmica, Lima e Zakia (2000) dizem:

“São sistemas abertos, que recebem energia através de agentes climáticos e perdem energia através do deflúvio, podendo ser descritas em termos de variáveis interdependentes, que oscilam em torno de um padrão e, desta forma, mesmo quando perturbadas por ações antrópicas, encontram-se em equilíbrio dinâmico. Assim, qualquer modificação no recebimento ou na liberação de energia, ou modificação na forma do sistema, ocorrerá uma mudança compensatória que tende a minimizar o efeito da modificação e restaurar o estado de equilíbrio dinâmico” (LIMA e ZAKIA, p.33, 2000).

Para Tucci (1997), bacia hidrográfica é a região de captação natural da água da chuva que faz convergir o escoamento superficial para um único ponto de saída. Barrella (2011) salienta que bacia é um conjunto de terras drenadas por um rio e seus afluentes, formadas nas regiões mais altas do relevo por divisores de água, onde as águas das chuvas drenam superficialmente formando riachos e rios ou infiltram no solo.

Diante disso, as drenagens de bacia hidrográfica são divididas em três partes: alto, médio e baixo curso do rio. Essa divisão toma como referência a definição de nível de base, que é a relação de todo e qualquer ponto mais baixo para uma área localizada a montante (área mais alta), caracterizando-se como referência os processos erosivos. O nível de base de um curso d'água corresponde ao rio localizado a jusante, o qual terá, como nível de base, outro curso localizado mais abaixo (níveis de base locais e regionais) (CASSETI, 2005).

## 2.2 Erosão hídrica

O solo pode ser definido como a coletividade de indivíduos naturais, na superfície da terra, constituídos por partes sólidas, líquidas e gasosas, formados por materiais minerais e orgânicos, contendo matéria viva e servindo ou sendo capaz de servir a sustentação de plantas ao ar livre, e limitando-se, na parte superior com a atmosfera, lateralmente com rochas, água ou gelo e na parte inferior até onde mostre interação com os fatores e processos de formação do solo (EMBRAPA, 1999). De acordo com o trabalho *op.cit.*, pode-se dividir o solo em material mineral e orgânico na superfície da terra, que serve como meio natural para o crescimento e desenvolvimento de plantas terrestres. As partes do perfil do solo no qual estão presentes e estão acima do material de origem são geralmente os horizontes A, B e C. No entanto, tem-se o conceito de *Solum*, que é a parte superior e pressupostamente mais intemperizada do perfil do solo, sendo assim os horizontes A e B. À medida que a erosão evolui, os prejuízos são estendidos a outras áreas, podendo degradar ou mesmo inutilizar áreas agricultáveis e corpos hídricos (SALOMÃO, 1994).

O solo está relacionado diretamente com a degradação ambiental através dos processos erosivos, produzindo-se uma degradação do próprio recurso. A erosão dos solos faz com que a produtividade de alimentos seja afetada, ocasionando em grande perda da capacidade produtiva para fins de uso socioeconômico. A perda de produtividade é causada pela forma inadequada de ocupação e, conseqüentemente, degradação do solo, repercutindo em outros recursos naturais, como a vegetação e as águas (GUERRA, 2001; CARDINS e SOUZA, 2013). A sedimentação pode ocasionar obstrução das entradas de água e assoreamento dos rios e açudes, conseqüências ambientais como poluição física, química e biológica no corpo hídrico, assim como outros efeitos (MAMEDE, 2008).

A erosão, processo mecânico que se desenvolve na superfície causando remoção de perfis e transporte de sedimentos dos solos, é um processo natural, frequentemente potencializado por usos antrópicos indevidos do solo. De fato, Cunha (1997) destaca que a erosão dos solos é considerada normal, quando ocorre um equilíbrio entre os processos de

formação do solo e seu desgaste natural. Os processos erosivos intensos são um sinal de degradação do solo. A erosão laminar é frequentemente um fenômeno difícil de ser identificado.

Para a ocorrência de erosão (laminar ou linear), é necessário o estabelecimento de escoamento com elevada potência de corrente. No caso do semiárido nordestino, onde prevalece o escoamento Hortoniano, um dos fatores fundamentais para que se dê tal escoamento (FIGUEIREDO *et al.*, 2016) é a umidade do solo, cuja dinâmica indica transição intensa (COSTA *et al.*, 2016).

A erosão intensa ocorre, por exemplo, quando há substituição da vegetação natural por outro tipo de cobertura vegetal, o qual não proporciona proteção eficiente do solo. Pode-se citar o caso de algumas práticas agrícolas, que dificultamos processos pedogenéticos, que recomporiam a camada erodida.

A irrupção do processo erosivo é desencadeada por vários fatores relacionados à condição natural do terreno, principalmente a chuva e a cobertura vegetal, a topografia e o tipo de solo (OLIVEIRA, 1997, p.25). Uma das características da erosão do solo é desprendimento e transporte de partículas (erosão laminar) podendo estar em estágio avançado de erosão (erosão *linear*, que pode ocorrer em sulcos, ravinas ou voçorocas), resultante da concentração do escoamento superficial formando caminhos preferenciais. A formação de erosão linear é controlada pelas forças resistentes do solo e pelas forças cisalhantes do escoamento superficial, que podem remover as porções superficiais do solo ou mesmo horizontes inteiros. (ALMEIDA, 1981; ALENCAR *et al.*, 2017).

Para Pruski (2009), a erosão hídrica é dividida em: desagregação, transporte e deposição. A primeira representa o início do desenvolvimento do processo erosivo, consistindo no desprendimento das partículas do solo. A segunda representa a movimentação dessas partículas desprendidas do solo através do escoamento superficial. Por último, a deposição representa que o sedimento parou de ser transportado pelo escoamento e alocado em outro lugar da paisagem diferente na de origem.

Além disso, o desenvolvimento da erosão linear possui quatro estágios, de acordo com Magalhães (2001): formação de canal onde há concentração de escoamento, incremento rápido em profundidade e largura onde a cabeceira move-se para montante, declínio do aumento com início de crescimento da vegetação natural, e eventual estabilização com o canal locado num perfil de equilíbrio com paredes estáveis e vegetação desenvolvida segurando o solo. No entanto, em casos de solo exposto ou de áreas que não tem práticas conservacionistas, essa vegetação que segura o solo estará ausente implicando num maior desenvolvimento dos processos erosivos.

A erosão laminar tem como característica o transporte das partículas mais finas como argila, silte e matéria orgânica por saturação do solo, implicando justamente os materiais que possibilitam maior fertilidade aos solos e nutrientes às plantas (GALETI, 1973; AMARAL, 1984). De acordo com Carvalho *et al* (2001), a erosão superficial tem início com a erosão laminar, seguindo uma ordem cronológica pelas fases de formação de sulcos, ravinas e voçorocas. Esses tipos de erosão estão associados à erosão interna e à esqueletização, que é a dissolução de componentes minerais provocando um aumento da porosidade do solo (ROOSE, 1977).

A erosão laminar caracteriza-se pelo desgaste e arraste uniforme e suave em toda a extensão sujeita ao agente. A matéria orgânica e as partículas de argila são as primeiras porções do solo a se desprenderem, sendo as partes mais ricas e com maiores quantidades de nutrientes para as plantas. Apesar de ser de difícil observação ela pode ser constatada pelo decréscimo de produção das culturas, pelo aparecimento de raízes ou mesmo marcas no caule das plantas, onde o solo tenha sido arrastado (MAGALHÃES, 1995). Com o agravamento do processo, a erosão passa para outro nível, caracterizado por maior mobilização de partículas de solo concentrado em canais (erosão linear) (SILVA *et al.*, 2007).

A erosão laminar remove a camada mais superficial do solo, na qual se encontra sua parte mais fértil, incluindo matéria orgânica, nutrientes e insumos agrícolas. No caso de erosão linear, frequentemente os agricultores a identificam mais rapidamente por ser mais visível. Entretanto, diferentemente da erosão laminar, a erosão linear causa danos físicos mais graves ao solo, afetando sua estrutura (CARVALHO *et al*, 2001).

Diante disso, a capacidade protetora da vegetação tem importância para os estudos sobre erosão. Sendo essa, com características de dissipar e reter a energia da chuva, protegendo a superfície do impacto direto das gotas, aumentando a infiltração e diminuindo o escoamento superficial (SANTOS *et al*, 2009).

Os danos causados pela erosão hídrica têm como consequências as perdas de solo, entre outras. Na fase inicial da erosão, os prejuízos são mais elevados por causa da retirada da camada mais fértil do solo, como o horizonte A.

Para estimativa de quanto de solo está sendo erodido, o modelo empírico largamente utilizado nessa predição é a Equação Universal da Perda de Solo (em inglês, USLE), desenvolvida com dados de escoamento superficial e perda de solo em mais de 10.000 parcelas experimentais sob condições de chuva natural e simulada (WISCHMEIER e SMITH, 1978).

Os modelos hidrológicos podem ser definidos como representações matemáticas do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou sub-superfície terrestre,

que possam permitir a simulação de processos físicos nas suas dimensões temporais (PULLAR; SPRINGER, 2000). Tal procedimento de modelagem como a hidrologia de bacias hidrográficas exige um conhecimento detalhado da sub-bacia e dos processos físicos e biológicos que interferem no movimento d'água (PRUSKI *et al.*, 2006).

Diante disso, Tucci (1998) e Chistofolletti (1999) classificaram os tipos de modelos hidrológicos em diferentes aspectos de acordo com a variável utilizada na modelagem:

- Determinísticos: são aqueles modelos que reproduzem respostas semelhantes para o mesmo conjunto de entrada. Mesmo se este tiver características avulsas pode ser considerado um modelo determinístico.
- Estocásticos: são aqueles modelos quando uma das variáveis envolvidas na modelagem tem um comportamento aleatório, possuindo distribuição de probabilidade.
- Empíricos: são aqueles modelos que não tem sua formulação nenhuma representação explícita dos processos físicos de uma bacia hidrográfica, tornando assim, uma característica regionalista.
- Conceituais: são aqueles modelos baseados em processos que procuram descrever todo o desenvolvimento do fenômeno estudado. São fundamentados em formulações físicas, equações de continuidade associadas a outras equações ditas empíricas, e estas relacionadas a variáveis e parâmetros do processo. Esses modelos de base física consideram equações de conservação de massa, energia e quantidade de movimento, para que possa descrever a dinâmica das águas sobre a superfície.
- Concentrado: são aqueles modelos em que a área da bacia é representada de forma homogênea, não sendo possível a distribuição dos parâmetros físicos relacionados os fatores pedológicos, fitogeográfico e pluviométrico. Diante disso, são atribuídos valores médios representativos para toda área de acordo com cada variável do modelo.
- Distribuídos: são aqueles modelos que permitem que a área seja dividida em unidades irregulares ou regulares, hidrológicamente homogênea, com distribuição espacial das variáveis e dos parâmetros. Esse modelo permite a manipulação de dados de chuvas, levando-se em análise sua variabilidade espacial.

A modelagem da erosão é fundamentada na compreensão das leis da física, incluindo a dinâmica e os componentes ambientais, tais como o chuva, solo, relevo e formas de uso. Assim, esses componentes descrevem os processos fundamentais da modelagem da erosão hídrica: desprendimento, transporte e deposição (JETTEN; GOVERS; HESSEL, 2003).

As pesquisas sobre erosão tiveram seu desenvolvimento e acúmulo de dados na década de 1940 na região do Meio-Oeste (*Corn Belt*) dos EUA. Então surgiram as primeiras equações para determinar de modo empírico as perdas de solo em declives, como os estudos de Smith (1941); Browning, Parish e Glass (1947) e Zingg (1950). Em 1946, adaptando as equações desenvolvidas anteriormente e adicionando os aspectos da chuva, uma comissão elaborou uma equação para estimar, em nível global, a erosão hídrica em bacias hidrográficas (MUSGRAVE, 1947). Entretanto, essa equação foi limitada na capacidade de adaptação de seu cálculo para áreas distintas (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2008).

Diante disso, esta equação é, ainda, o modelo que foi mais aplicado na pesquisa brasileira de predição de erosão, tanto na sua aplicação como na estimativa de seus parâmetros (BARRETO; BARROS; SPAROVEK, 2008). Com os modelos matemáticos empírico no SIG, as medidas simples de manejo com os dados da erosão hídrica, servem como ferramenta para definir áreas mais suscetíveis a perdas de solo (BHATTARAI; DUTTA, 2007). A modelagem da erosão hídrica em bacias e sub-bacias hidrográficas é uma maneira eficiente de gerar tecnologia para um planejamento regionalizado e uma gestão das águas e do solo melhor.

### **2.3 Razão de aporte de sedimentos**

Wischmeier e Smith (1978) deduziram, desde a década de 1950, a Equação Universal de Perda de Solo. A Equação superou os entraves relacionados aos parâmetros climáticos e geográficos, estimando-se a erosão bruta, definida como a quantidade de solo erodido em uma dada área, por unidade de tempo. No Brasil, os trabalhos pioneiros sobre a EUPS foram executados por Bertoni; Lombardi Neto e Benatti (1959).

Wischmeier e Smith (1978) deram, efetivamente, grande contribuição aos estudos de erosão com a elaboração da EUPS. Entretanto, a EUPS foi desenvolvida para prever apenas a erosão bruta na escala de lotes, da ordem de  $10^2$  m<sup>2</sup>, não na escala das bacias hidrográficas. Na escala de bacias, há processos de deposição que não são relevantes na escala de lotes. De fato, existe uma parcela dos sedimentos que não alcança o curso d'água, ficando retida em áreas com declividades suaves, porções salientes do terreno ou nas planícies (WALLING, 2008). Para solucionar esse problema, os estudiosos propuseram uma solução empírica, que consistia em multiplicar a erosão bruta total de uma bacia por um fator, a razão de aporte de sedimento (SDR). O SDR, portanto, permite estimar a produção de sedimentos (massa transportada por unidade de área e por unidade de tempo no exutório de uma bacia) (HAAN *et al.*, 1994; MEDEIROS *et al.*, 2008). O transporte de sedimentos é um fenômeno complexo que depende dos processos erosivos que ocorrem nas vertentes da bacia hidrográfica, no leito e nas margens

dos rios, e também da energia do fluxo disponível para o transporte do material e do tipo de material que estar sendo transportado (SANTOS *et al.*, 2001).

Os estudos sobre produção de sedimentos vêm se tornando importante na medida em que são planejadas diversas ações para conservação do solo e água como em estudos sobre sedimentação em reservatório hídrico, mudanças de morfologia na calha dos rios, análises de turbidez e oxigênio dissolvido nos rios, dentre outros (MELO *et al.*, 2008).

Para Bordas e Semmelmann (2001), a produção de sedimentos em uma bacia pode ser dividida em três compartimentos geomorfológicos: os interflúvios, que constituem as áreas de captação e produção de sedimentos; os leitos, onde se concentra o escoamento e as planícies fluviais e os aluviões, que são receptores dos sedimentos produzidos a montante.

Segundo Walling (1983) a intensidade da taxa de transferência de sedimentos para uma bacia hidrográfica é influenciada por uma extensa gama de fatores geomorfológicos e ambientais, incluindo a natureza, a extensão e a localização da origem dos sedimentos, as características do relevo, o modelo de drenagem, as condições do canal, cobertura vegetal, uso da terra e a textura do solo.

De acordo com Fryirs *et al.* (2007), o entendimento da produção de sedimentos dentro de uma unidade de paisagem pode ser proporcionado pela relação entre o solo desagregado e a capacidade de transporte.

Sabe-se que nem todo sedimento que passa por uma área de um curso d'água é governado pelo mesmo princípio. Como mencionado pelo autor anteriormente, os sedimentos que chegam ao final de um curso d'água têm características granulométricas diferentes e sofrem transporte diferenciado.

Maner (1938) define SDR como uma função de duas variáveis: o comprimento máximo da bacia em linha reta, medido paralelamente ao rio principal, e a diferença entre a cota média do divisor de água e a cota do exutório. O modelo de Roehl (1962) é uma modificação da equação de Maner (1938). A modificação introduziu, entre as variáveis independentes de SDR, a razão de bifurcação e área da bacia. Já o modelo de Williams e Berndt (1972), define SDR como uma função apenas da declividade do rio principal (KHANBILVARDI; ROGOWSKI, 1984).

A razão de aporte de sedimentos considera os aspectos geomorfológicos da bacia hidrográfica. No entanto, os interruptores dos sistemas fluviais podem embarreirar o processo de distribuição de sedimentos, causando assim um impacto significativo na dinâmica ambiental através das obras de construção civil como os reservatórios hídricos (barragens e açudes). Esses modelos têm grande contribuição para o entendimento da dinâmica hidrossedimentológica,

visto que estas equações (EUPS e SDR) juntas não representam apenas a erosão bruta e sim a erosão real, ou seja, o transporte e a produção de sedimentos em determinados pontos da bacia hidrográfica.

#### **2.4 Produção de sedimentos e conectividade sedimentológica em bacias**

O processo de detenção ou retenção de sedimentos que haviam sido erodidos pode ser entendido a partir da conectividade sedimentológica. A conectividade implica na transferência de sedimentos de um local para outro e o potencial de uma partícula específica de se mover através dos compartimentos geomorfológico e ambiental (BRACKEN, CROKE, 2007). A conectividade pode ser de caráter estrutural, com transferência pelo contato físico dos compartimentos, ou de caráter funcional, intra e entre os compartimentos (SOUZA, MARÇAL, 2015).

Em contrapartida, a desconectividade é definida como qualquer processo ou estrutura que limita o contato físico ou a transferência de sedimentos (FRYIRS, 2013; WESTER *et al.* 2014). Esse processo tem como interferência os chamados *buffers* (barreiras naturais como formas de relevo), *barriers* (são as barragens artificiais nos canais fluviais) e *blankets* (formas em menor escala de relevo que mudam a direção da drenagem). Dependendo da posição dos elementos de bloqueio da conectividade na bacia e seu tempo de residência dos sedimentos, várias partes de uma bacia podem estar contribuindo ativamente com sedimentos em efeito cascata entre as unidades de paisagens (FRYIRS, 2013).

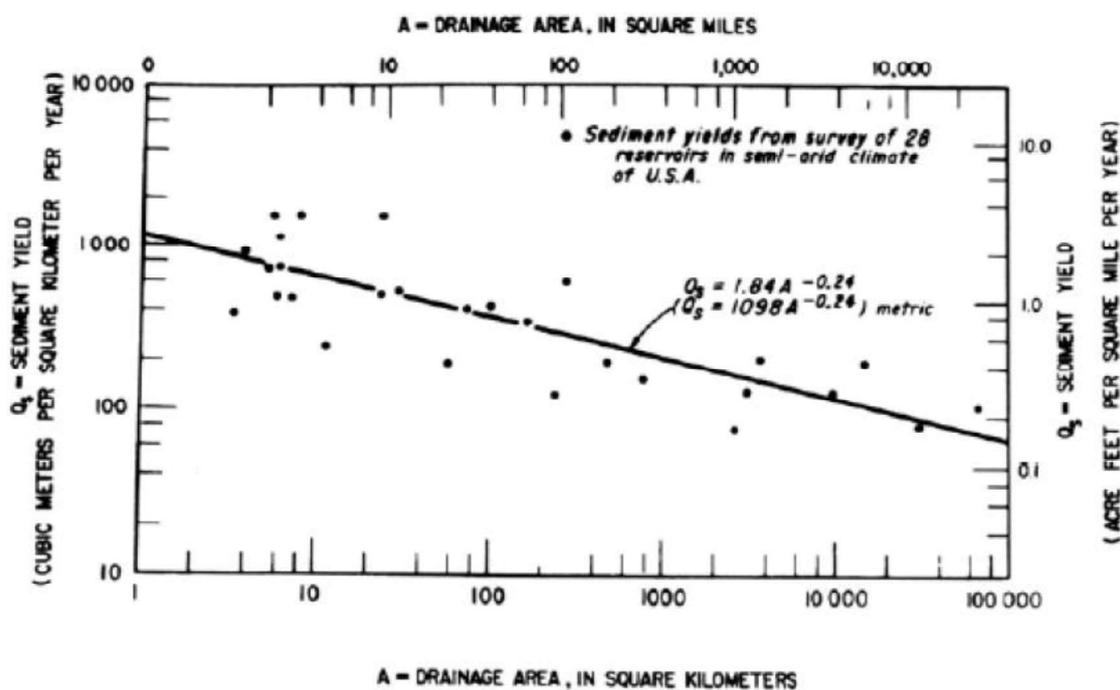
Dependendo de uma região e da escala de trabalho, diferentes padrões de conectividade e características sedimentológicas podem ocorrer de acordo com a distribuição espacial dos elementos da paisagem. Áreas com vegetação conservadas ou áreas com vegetação degradada podem influenciar significativamente a conectividade sedimentológica, o que eventualmente pode desempenhar um papel importante no processo de morfodinâmica (TURNBULL *et al.*, 2008; OKIN *et al.*, 2009).

Medeiros *et al* (2010) encontraram reduzida conectividade sedimentológica na bacia hidrográfica do Benguê, no semiárido do Ceará, utilizando o modelo WASA-SED. Segundo os autores *op.cit.*, o padrão espacial de conectividade nas áreas semiáridas não está relacionado apenas à precipitação, mas também às características dos solos. A combinação desses dois fatores (chuva e solo) pode limitar a capacidade de transporte dos sedimentos, fazendo com que parte considerável da massa erodida seja depositada ao longo da trajetória, reduzindo-se a conectividade. Além disso, Lima Neto *et al.* (2011) demonstraram que a densa

rede de reservatórios que existe nas bacias do Brasil semiárido interfere severamente na retenção de sedimentos em trânsito, diminuindo a conectividade aproximadamente pela metade.

Até a década de 1980, os estudos sobre a razão de aporte de sedimentos tinham como pressuposto o entendimento clássico que a produção de sedimentos diminuía monotonicamente com o aumento da bacia hidrográfica, sinalizando assim uma alometria negativa (STRAND e PEMBERTON, 1987; OWENS e SLAYMAKER, 1992) (Figura 1).

Figura 1 - Alometria negativa em regiões semiáridas no Oeste dos Estados Unidos da América.



Fonte: Strand e Pemberton, 1987.

No entanto, Church e Slaymaker (1989) demonstraram que, no Canadá, há alometria positiva para bacias de até 30.000 km<sup>2</sup>, havendo alometria negativa em bacias maiores. Outros autores em suas pesquisas descobriram o mesmo comportamento (alometria positiva seguida de alometria negativa) em outras partes do mundo, como De Vente e Poesen (2005) e Xu e Yan (2005). Jiongxin e Yunxia (2005) analisaram 199 estações na bacia do Rio Amarelo, na China, tendo observado alometria positiva para bacias de até 2.000 km<sup>2</sup>. Esses estudos têm em comum o fato de suas bacias terem tido geleiras em seus divisores de água, como na área estudada por Church e Slaymaker (1989). Os autores *op cit.* explicaram a ocorrência de alometria positiva como resultado do deslocamento de uma grande massa de sedimentos erodíveis por ocasião das geleiras.

No Nordeste, Araújo *et al* (2017) encontraram, em estudos na bacia hidrográfica do Rio Jaguaribe, que suas sub-bacias inferiores a 400 km<sup>2</sup> apresentam alometria positiva, observando-se alometria negativa para áreas maiores que 400 km<sup>2</sup>. Não temos conhecimento de registro de outras regiões sem geleiras que tenham apresentado alometria positiva, como a bacia do Rio Jaguaribe.

## **2.5 Sistema de Informações Geográficas e estimativa de perda de solo**

A coleta automática de informações de cunho geográfico abriu diversas possibilidades para novas informações científicas, entre elas armazenar, tratar e analisar dados sobre o espaço geográfico. O desenvolvimento da informática proporcionou novas tecnologias para computadores e ferramentas matemáticas para análise espacial, tal conjunto de ferramentas que integravam entre si chama-se Sistema de Informações Geográficas (SIG). O SIG é um sistema informatizado criado para armazenar e analisar as informações georreferenciadas por meio de uma projeção e de um sistema de coordenadas, e relacioná-las com bases de dados não espaciais (CAMARA *et al.*, 2001; STAR; ESTES, 1990). Segundo Manguire *et al.* (1991), SIG é um sistema que envolve de forma sistêmica e interativa os bancos de dados, sendo capaz de realizar análises espaciais, armazenar, manipular, visualizar e operar dados georeferenciados.

As análises espaciais que um SIG pode fazer baseiam-se na ideia de integração de dados espaciais e atributos alfanuméricos. Com isso, significando uma série de funções relacionadas com a seleção, pesquisa e modelagem dos dados (OLIVEIRA, 1997). Sobre modelos matemáticos, Tucci (1998) analisa que são a representação de algum fenômeno, com linguagem de complexo acesso com o objetivo de entender e buscar respostas para diferentes princípios.

O SIG, quando integrado a um modelo matemático, é uma ferramenta essencial para análise espacial no que diz respeito à quantificação e distribuição dos dados. O advento das técnicas de análise espaciotemporais no geoprocessamento direcionou o desenvolvimento de modelos quantitativos. Estas empregam modelos de dados distribuídos que necessitam de adaptações para a substituição dos valores médios por valores distribuídos, ou seja, valores específicos para cada unidade de pixel (BLOISE *et al.*, 2001).

Na aplicação em modelos de erosão, um SIG pode ser utilizado como ferramenta auxiliar para a análise espacial, tendo em vista sua função de integração de dados geoespaciais. As vantagens da utilização do SIG para a representação espacial da erosão são: o processamento de extensas bases de dados e a criação de cenários; a capacidade para mostrar a distribuição espacial dos resultados; e a visualização dos resultados, tanto de forma estática ou cartográfica,

como ao longo do tempo ou dinâmica, da área de estudo ou de um ponto específico (ALATORRE; BEGUERIA, 2009).

A EUPS quando utilizada por meio do SIG, permite a análise espacial da distribuição da perda de solo por erosão laminar com entendimento dos resultados alcançados em função do uso e ocupação das terras (LOPES *et al.*, 2011).

Os estudos relacionados ao uso de SIG em estudos de erosão tiveram início no começo do século XX, com a declaração da Política de Uso da Terra e a criação de sociedades de conservação do solo (RODRÍGUEZ; SUÁREZ, 2010). Porém, as referentes pesquisas não espacializavam os dados e só os descreviam qualitativamente os principais fatores que causariam o processo erosivo (AMORIM; SILVA; PRUSKI, 2006).

### **3 ÁREA DE ESTUDO**

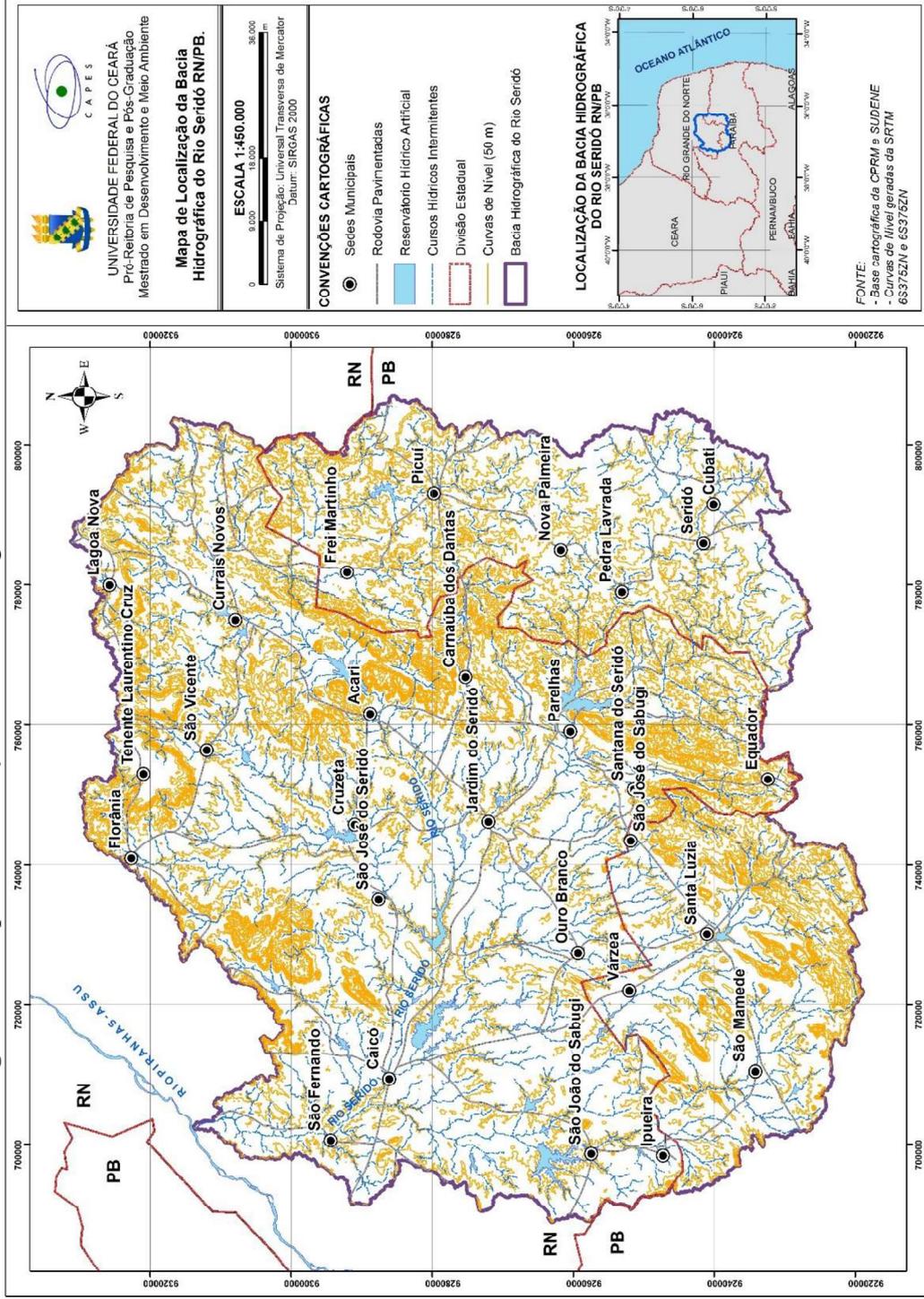
A área de estudo da presente pesquisa é a bacia hidrográfica do Rio Seridó, que é a principal sub-bacia do Rio Piranhas-Assu (43,7 mil km<sup>2</sup>) e tem uma área de aproximadamente 10 mil km<sup>2</sup>. Localiza-se entre o Rio Grande do Norte e a Paraíba (Figura 2). A região do Seridó é dividida em quatro partes: Seridó ocidental potiguar, Seridó oriental potiguar, Seridó ocidental paraibano e Seridó oriental paraibano.

No Seridó potiguar são encontradas as sedes municipais de São Fernando, Caicó, São João do Sabugi, Ipueira, Ouro Branco, Santana do Seridó, Parelhas, Equador, Jardim do Seridó, Carnaúba dos Dantas, São José do Seridó, Cruzeta, Acari, Currais Novos, São Vicente, Florânia, Tenente Laurentino Cruz e Lagoa Nova. No Seridó paraibano são encontradas as sedes municipais de Frei Martinho, Picuí, Nova Palmeira, Pedra Lavrada, Seridó, Cubati, São Mamede e Santa Luzia.

#### **3.1 Hidrografia e reservatórios**

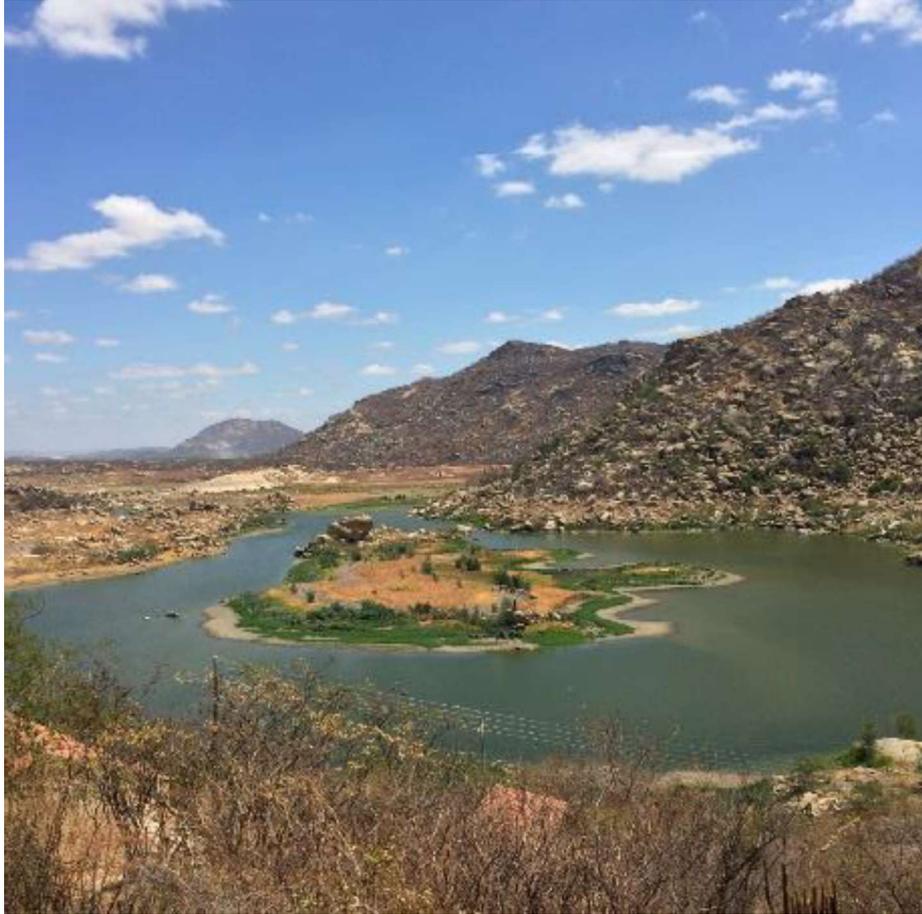
Na bacia, os rios com maior importância são Sabugi, da Pedra, Barra Nova, Acauã, São José, Currais Novos, Quipauá, Carnaúba, Tororó e Seridó. No Seridó potiguar, a convivência com a seca através da política da açudagem é bastante presente, contendo grande quantidade de barragens. No Quadro 1 é observada a lista dos açudes da bacia do Rio Seridó, assim como sua capacidade, seu município e o rio que o alimenta. A Figura 3 mostra o Açude Gargalheiras, em Acari, RN, cuja construção foi facilitada pelas cristas do planalto da Borborema.

**Figura 2 - Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Seridó RN/PB.**



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 3 - Açude Gargalheiras, barrado com favorecimento do conjunto de cristas situado no município de Acari-RN, seu volume d'água estava abaixo do normal por causa da seca.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Quadro 1 - Reservatórios da bacia do Rio Seridó.

BACIA HIDROGRÁFICA	RIO	SERIDÓ	MUNICÍPIO	PRINCIPAL RIO	RESERVATÓRIO	CAPACIDADE DE ACUMULAÇÃO (m³)	TOTAL ESTADUAL (m³)	
SERIDÓ POTIGUAR		Acari	Rio Acauã		Marechal Dutra (Cargalheiras)	40.000.000		
		Caicó	Rto Barra Nova		Itans	81.750.000		
			Riacho Mundo Novo		Mundo Novo	3.600.000		
			Riacho Olho d'Água		Monte Alegre	1.442.000		
		Cruzeta	Riacho São José		Cruzeta	35.000.000		
			Riacho Currais Novos		Dourado	10.321.600		
			Riacho do Catunda		Barra do Catunda	2.240.000		
			Totoró		Currais Novos	3.815.000		
		Currais Novos	Riacho dos Namorados		Do Pico ou Totoró	3.941.000		
			Riacho do Cipó		Çangorra	2.682.000		
			Riacho Pau Ferro		Mulungu	1.596.000	456.340.828	
			Riacho Salgadinho		Olho d'Água dos Brandões	1.022.000		
		Equador	Riacho dos Pintos		Mamão	1.183.000		
		Jardim do Seridó	Rio da Cobra		Zangarelhas	7.916.000		
		Ouro Branco	Rio Quipauá/Barra Nova		Esguicho	21.000.000		
	SERIDÓ PARAIBANO		Parelhas	Rio Seridó		Boqueirão de Parelhas	85.012.752	
				Riacho dos Quintos		Caldeirão de Parelhas	10.195.600	
		São José do Seridó	Rto Seridó		Passagem das Trairas	48.858.100		
			Rio Sabugi		Santo Antônio	65.334.876		
		São João do Sabugi	Rio da Camaúba		Barragem da Camaúba	25.710.900		
		São Vicente	Rio Luzia		Torrão	3.720.000		
		Santa Luzia	Rto Quipauá		Santa Luzia	11.960.250		
		Picuí	Rto Caraibeiras		Caraibeiras	2.709.209		
			Rio Picuí		Várzea Grande	21.532.659		
		São José do Sabugi	Riacho da serra		São José IV	554.100	53.680.473	
	São Mamede	Rio Sabugi		São Mamede	15.791.280			
	Várzea	Rto Várzea		Várzea	1.132.975			
<b>TOTAL (m³)</b>							<b>510.021.301</b>	

Fonte: Adaptado INSA e IDEMA, 2009.

No caso do açude em Parelhas (Figura 4), também foi utilizado o fator natural do conjunto de serrote das cristas do planalto da Borborema. O açude recebe a drenagem do alto curso do Rio Seridó.

Figura 4 - Açude Boqueirão, no município de Parelhas, com reserva mediana de volume d'água, maior que a dos outros açudes em dezembro de 2016.



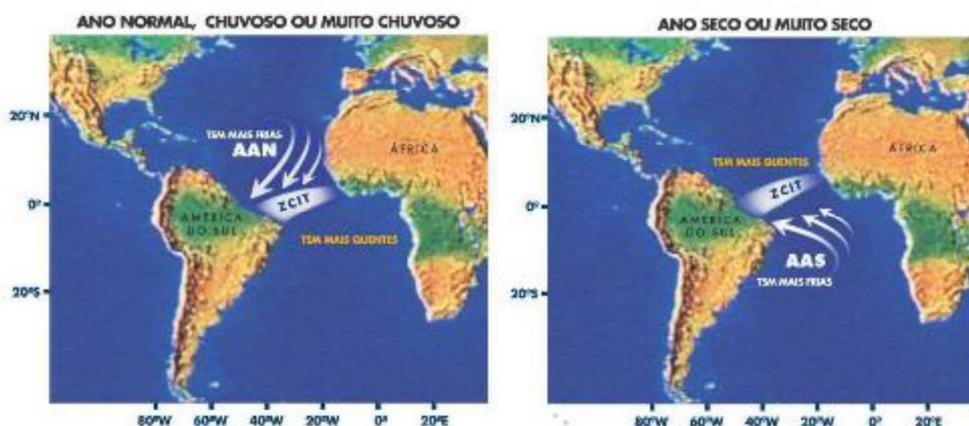
Fonte: Elaborado pelo autor.

### 3.2 Clima

A área de estudo tem como classificação climática de Köppen, o tipo Semiárido quente e seco (Bwsh), apresenta um regime pluviométrico marcado por irregularidade de chuvas, no tempo e no espaço.

O padrão do clima na região Nordeste, aplicável à região em estudo na presente dissertação, mantém uma estreita relação com o deslocamento ou migração da Zona de Convergência inter-Tropical (ZCiT) (Figura 6), bem como com as condições meteorológicas no Hemisfério Norte. A ZCiT pode ser entendida como uma massa de nuvens que circunda a faixa equatorial do globo terrestre, formada principalmente pela confluência dos ventos alísios do Hemisfério Norte (vindos de NE) com os ventos alísios do Hemisfério Sul (vindos de SE), em baixos níveis (o choque entre eles faz com que o ar quente e úmido ascenda e provoque a formação das nuvens), baixas pressões, altas temperaturas da superfície do mar, intensa atividade convectiva e precipitação.

Figura 5 - Movimentação da ZCIT no hemisfério Norte e Sul.

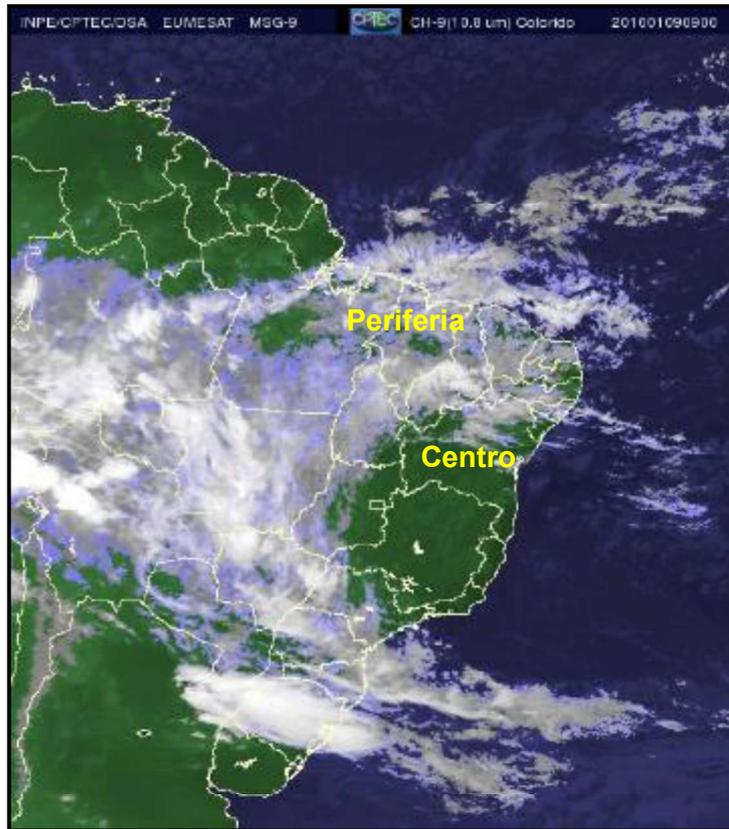


Fonte: Ferreira e Mello, 2005

Na Figura 6 as setas indicam a intensificação dos ventos alísios. Quando as águas do Atlântico Norte estão mais frias que o normal, o Sistema de Alta Pressão do Atlântico Norte e os ventos alísios de nordeste se intensificam. Se neste mesmo período o Atlântico Sul estiver mais quente que o normal, o Sistema de Alta Pressão do Atlântico Sul e os ventos alísios de sudeste enfraquecem. Esse padrão favorece o deslocamento da ZCIT para posições mais ao sul da linha do Equador. A ZCIT propicia a ocorrência de anos normais, chuvosos ou muito chuvosos para o setor setentrional do Nordeste do Brasil.

Outro fenômeno climático que ocorre na área estudada é o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) que penetra na região Nordeste do Brasil entre os meses de novembro e março, mas com maior intensidade e frequência durante os meses de janeiro e fevereiro. O VCAN corresponde a um sistema atmosférico caracterizado pelo turbilhamento do ar em altos níveis da atmosfera, cobrindo extensas áreas, sendo formadas por um aglomerado de nuvens, originárias no Oceano Atlântico. Apresentando uma forma circular, o VCAN realiza um movimento giratório de sentido horário e migra de leste para oeste, penetrando no continente pela costa leste do Nordeste. A região periférica do vórtice apresenta baixa pressão atmosférica possibilitando a convecção do ar e a formação de nuvens causadoras de chuva (Figura 7), enquanto no centro ocorre uma região de alta pressão favorecendo os movimentos de ar de cima para baixo (subsistência), aumentando a pressão e inibindo a formação de nuvens (FERREIRA; MELLO, 2005).

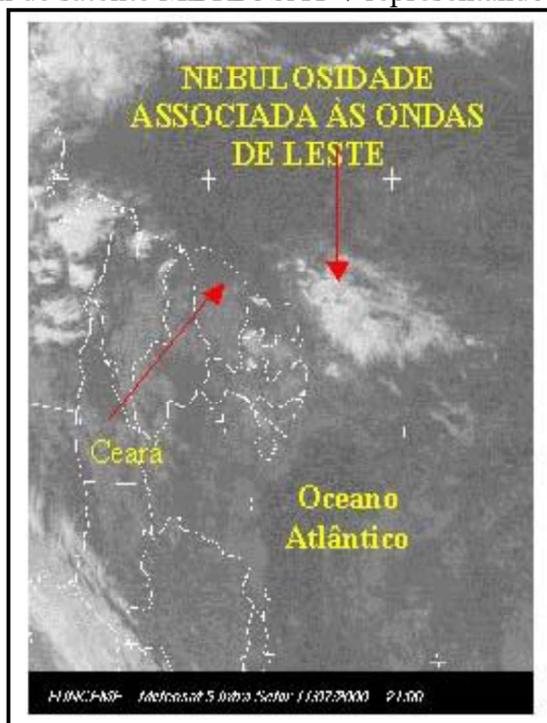
Figura 6 - Imagem de satélite METEOSAT-9 representando o Vórtice Ciclônico Alta Nível.



Fonte: CPTEC/INPE, satélite Meteosat 9, 2005.

Outro sistema atuante são as ondas de leste que, segundo Ferreira e Mello (2005), formam-se no campo de pressão atmosférica, na faixa tropical do globo terrestre, na área de influência dos ventos alísios. Essas ondas se deslocam de oeste para leste, desde a costa da África até o litoral leste do Brasil (Figura 8), provocando chuvas na Paraíba, nos meses de junho a agosto, principalmente na parte centro-norte do estado. Essas massas de ar provocam chuvas principalmente no setor leste no Nordeste Brasileiro, na região conhecida como Zona da Mata, deste o Recôncavo Baiano até litoral leste do Rio Grande do Norte (MOURA, 2013).

Figura 7 - Imagem de satélite METEOSAT-7 representando as Ondas de Leste.



Fonte: Ferreira e Mello, 2005.

### 3.3 Geologia

As condições geológicas da bacia do rio Seridó são bastante distintas na sua litologia, com ocorrência de rochas metamórficas relacionadas ao pré-cambriano superior, que tem influência direta sobre as formas de relevo como a depressão sertaneja e tipos de solo na região. A localização na porção central da província estrutural da Borborema diz respeito ao sistema de dobramentos Seridó, no qual zonas de cisalhamento, fraturas e dobras constituem os principais indícios dos esforços tectônicos desencadeados para a formação crustal que representa o planalto da Borborema (PIRES, 2006).

Para Jardim de Sá (1994), a província de Borborema foi constituída por numerosos terrenos alóctones amalgamados pouco antes e/ou durante a Orogênese Brasileira, tendo sido observada por Santos (1996) a ocorrência de colagens tectônicas tanto no Ciclo Brasileiro quanto no evento deformacional do Cariri Velho.

Uma das principais feições desta província é um complexo sistema de Zonas de Cisalhamento de escala crustal e alta temperatura, com ápice de deslocamento estimado em 580 Ma e episódios de resfriamento entre 550 e 520 Ma (CORSINI *et al.*, 1991; JARDIM DE SÁ, 1994). Tais estruturas subdividem a província em domínios distintos, de acordo com sua evolução tectônica, litoestratigrafia, magmatismo e geocronologia, os quais teriam sido desenvolvidos e/ou ativados durante e depois da colisão entre as unidades geotectônicas do

Oeste Africano-São Luís, Congo e São Franciscana, estando intimamente associados à colocação de granitoides brasileiros (JARDIM DE SÁ, 1990; CABY *et al.*, 1991; ARCHANJO; BOUCHEZ, 1991; CORSINI *et al.*, 1991; JARDIM DE SÁ, 1994).

A compartimentação geológica da província da Borborema abrange as morfoestruturas tanto da Depressão Sertaneja quanto do planalto da Borborema. Este é caracterizado pelo sistema de dobramentos Seridó, no qual existem zonas de cisalhamento, fraturas e dobras, constituem os principais indícios dos esforços tectônicos desencadeados para formação crustal ocorridos no ciclo brasileiro (CARDINS, 2012).

O mapa da Figura 9 mostra a diversidade geológica da área de estudo através de formações, complexos, suítes e depósitos que, juntos, compõem um grande mosaico litológico no qual são encontradas rochas ígneas, metamórficas e sedimentares.

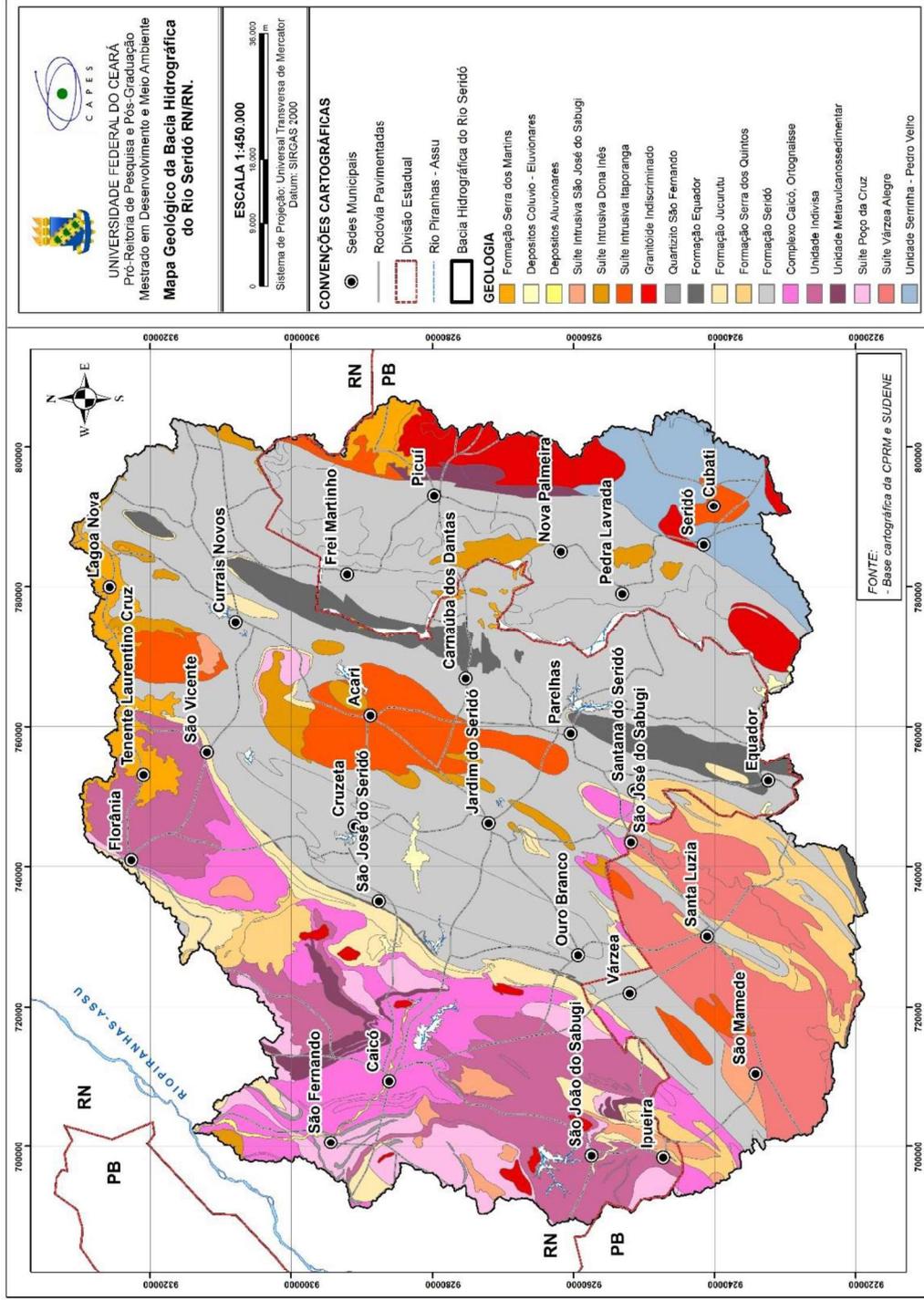
A Formação Serra dos Quintos se constituiu no Proterozóico-Neoproterozóico, sendo constituída por litologias de granada biotita xisto; biotita hornblenda xisto; muscovita biotita gnaiss, incluindo tabirito; quartzito; rocha calcissilicática; rochas metamórficas ultramáficas e calcário cristalino (CPRM, 2005).

Na formação Seridó são encontrados micaxistos aluminosos a feldspáticos, com ocorrência variável de granada, cordierita, estauroilita, sillimanita, andaluzita e, raramente, cianita. A formação Seridó exhibe intercalações de mármore, calcicilicáticas, quartzitos, metaconglomerados polimíticos e ortoanfíbolitos (JARDIM DE SÁ, 1994).

A formação Equador tem como padrões litotipos muscovita-quartzito e metaconglomerados, rochas formadas por metamorfismo regional de fácies anfíbolito. Estas rochas foram formadas a cerca de 600 Ma, 630 Ma idade máxima e 542 Ma idade mínima, sendo assim do Eon Proterozóico, da Era Neoproterozóico e do Período Ediacarano (ANGELIM, 2007). Isso implica em alguns relevos mais resistentes aos processos de aplainamento no cenozoico.

O complexo Caicó pode ser dividido em rochas Gnáissico-Migmatítico com intercalações de calcários, anfíbolíticos e leptínitos; e entre rochas Migmatítico-Granitóide (DANTAS; CAÚLA, 1982).

Figura 8 - Mapa geológico da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A formação Serra dos Martins é constituída por sedimentos siliciclásticos de granulação grossa a conglomerática, ocorrendo em arenitos finos a médios e inter- calações de níveis siltico-argilosos. Possuem grãos e seixos de quartzo subangulosos, dispersos numa matriz argilosa, via-de- regra caulinizada. Sua espessura varia de 5 a 60 metros, com média na faixa de 25-30 metros (NETO; ALKMIM, 2001).

De acordo com CPRM (2005), os depósitos colúvio-eluvionares representam áreas de cascalho e areia que tem origem fluvial decorrente de intemperismo e transporte desse sedimento para a área mais baixas do relevo. É com base na geologia, que um dos desenvolvimentos econômicos da região se estabelece. A mineração é um dos principais usos atuais na área da bacia, a principal dela é a extração do caulim (Figura 9) e argila, mas outros minerais são encontrados na área como turmalina, apatita, arrojadita, tripilita, columbita, tantalita, microlita, dentre outros.

Figura 9 - Depósito da mineração de caulim encontrado na bacia do Rio Seridó.



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 3.4 Geomorfologia

As formas do relevo têm como fundamento a relação da morfoestrutura e das condições climática. As diferentes feições encontradas na bacia hidrográfica tiveram como principal dinâmica a erosão diferencial, evidenciadas através de maciços residuais em plena depressão sertaneja e em vales dissecados no planalto da Borborema. No entanto, alguns relevos estruturais devem ser destacados na área da bacia, por exemplo, alguns topos planos com recobrimento sedimentar encontrados na área. Esses topos são um questionamento geomorfológico em que há duas possíveis explicações: a primeira é por neotectônica, e a segunda é por inversão de relevo a partir das condições climáticas.

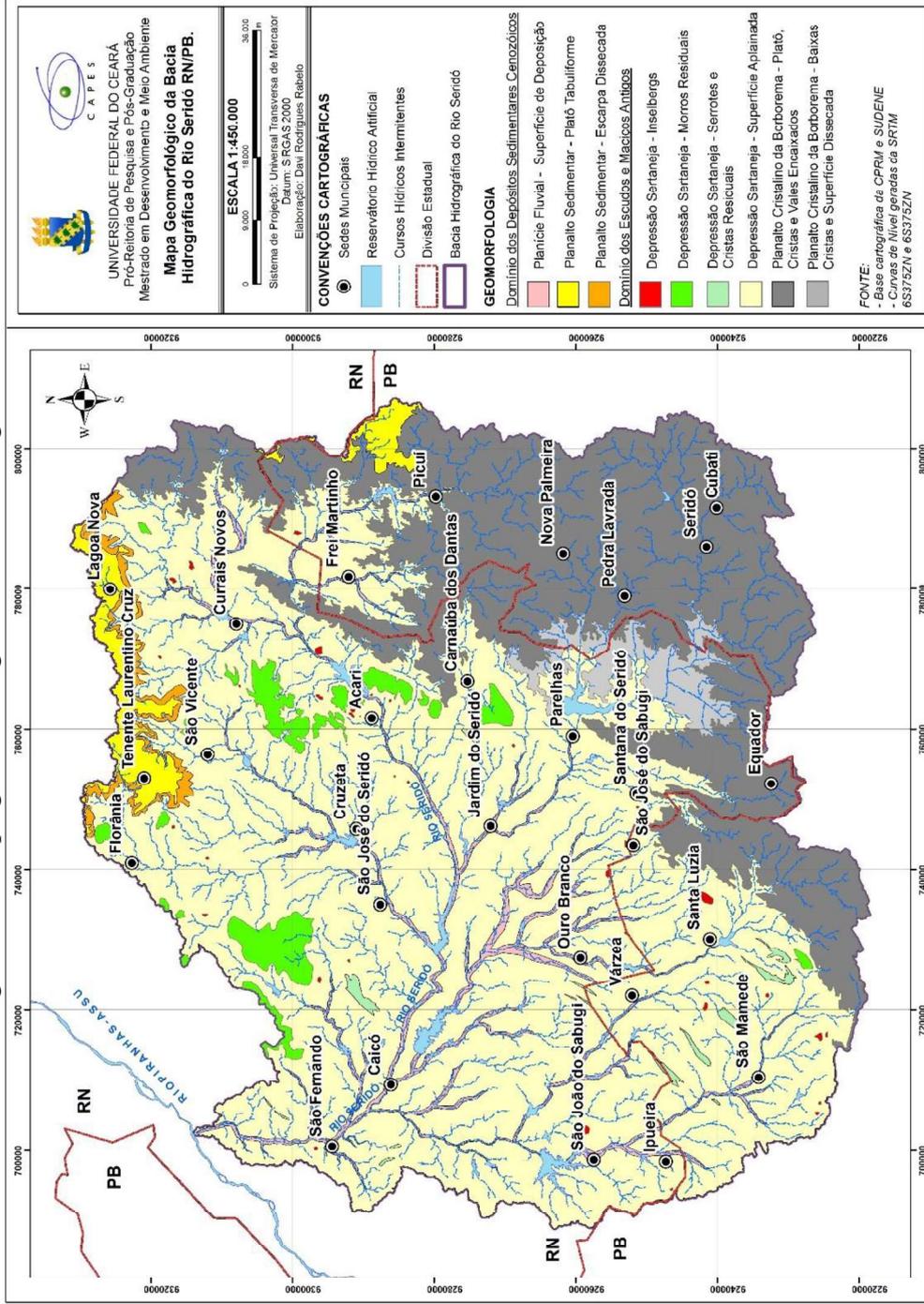
Diante disso, foram identificadas nove feições geomorfológicas distribuídas em dois grandes domínios morfoestruturais que pertencem à primeira categorização de Ross (1990) são esses: Domínio dos Depósitos Sedimentares Cenozóicos e Domínio dos Escudos e Maciços Antigos. Ambos tiveram sua nomenclatura adaptada de Souza (2000) para a área de estudo (RABELO; SANTOS, 2016). Além disso, quatro feições morfoesculturais foram identificadas no segundo nível categórico de Ross (1990) e classificadas a partir da adaptação de nomenclatura de Souza (2000), são elas: planície fluvial, planalto sedimentar, depressão sertaneja e planalto cristalino da Borborema.

Por fim, as nove feições identificadas no mapa da Figura 10 representam o terceiro nível categórico de Ross (1990): superfície de deposição; platô tabuliforme; escarpa dissecada; inselberg; morros residuais; serrotes e cristas residuais; superfície aplainada; platô, cristas e vales encaixados; baixas cristas e superfície dissecada (RABELO; SANTOS, 2016).

As planícies fluviais e o planalto sedimentar pertencem à grande morfoestrutura dos depósitos sedimentares cenozoicos classificados por Souza (2000) para o estado do Ceará. Estas feições são caracterizadas pela ocorrência e evolução quaternária oriundas de processos de carreamento e deposição dos sedimentos provenientes da erosão nas rochas adjacentes.

A planície fluvial apresenta relevos planos acompanhando longitudinalmente os leitos dos rios e com característica de acumulação de sedimentos (SOUZA, 2000). No entanto, essas condições só são encontradas nas áreas da depressão sertaneja, pois o poder de dissecação e erosão da drenagem não é forte, possibilitando a deposição (Figura 11). Nos altos cursos da bacia é difícil encontrar essas planícies devido ao grande poder de dissecação e transporte dos sedimentos (RABELO; SANTOS, 2016).

Figura 10 - Mapa geomorfológico da bacia hidrográfica do rio Seridó RN/PB.



Fonte: Rabelo e Santos, 2016.

Figura 11 - Rio Seridó e sua planície fluvial nas adjacências.



Fonte: Rabelo e Santos, 2016.

Os planaltos sedimentares encontrados na região mostram uma característica diferenciada de altitude e tipo de rocha. Os planaltos são encontrados em áreas sedimentares sobre o planalto da Borborema e se dispersam em relevos cristalinos na depressão sertaneja. O planalto sedimentar tem características de que sofreu processo de inversão do relevo. Isso ocorre quando há um alçamento de superfície por ação tectônica ou erosão diferencial (MAIA *et al*, 2016). Podem-se identificar essas feições por causa de sua característica geomorfológica em forma de chapada (topo plano). Essa característica diz respeito ao tipo de rocha em que a chapada se encontra (Figura 12).

No domínio dos Escudos e Maciços Antigos, a Depressão Sertaneja foi a maior feição identificada com características altimétricas em torno de 150 m resultante de processos denudacionais oriundas dos processos de dinâmica erosiva durante principalmente as flutuações climáticas Cenozóicas, assim como, os maciços residuais identificados na área, oriundo dos processos de erosão diferencial e resistência litológica (SOUZA, 2000).

Figura 12 - Topo da Chapada de Santana com entalhamento da drenagem formando vales em “U”.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 13 - Em primeiro plano, depressão sertaneja e no segundo plano, Planalto da Borborema.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O intemperismo físico e químico é evidenciado na região, o primeiro caracteriza-se pela termoclastia e variação de temperatura ao longo dos dias e noites, com isso, desagregando blocos rochosos através da contração e dilatação dos minerais, e o segundo é através de eventos pluviométricos com alteração das propriedades mineralógicas da rocha formando manto de intemperismo, e com isso, serem erodidos (TOLEDO, *et al.* 2003). Diante disso, uma das formas de resistência física e química dos processos de aplainamento são os inselbergs e cristas residuais que diversificam a paisagem sertaneja (Figura 14).

Figura 14- Em primeiro plano, depressão sertaneja e no segundo plano, pequeno maciço residual.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No planalto cristalino da Borborema são encontrados platôs, cristas, vales encaixados e baixas cristas e superfície dissecada. Em conjunto a área exibe altimetria em torno de 500 m e está associada sobre litologias metamórficas compondo vales abertos em relação a um conjunto de vales encaixados entre cristas residuais (RABELO; SANTOS, 2016). Diniz *et al* (2013) explicam que essas cristas possuem topos elaborados em quartzitos com formas convexas apresentando feições tabuliforme nas suas periferias, mas ao passo que aprofundam o entalhamento quando se aproxima dos festonamentos da escapa ocidental, assumem formas em “v” (Figura 15).

Figura 15 - Conjunto de cristas residuais pertencentes ao planalto da Borborema.



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 3.5 Pedologia

A bacia do Rio Seridó tem características ambientais abrangendo um mosaico heterogêneo de feições pedológicas identificadas em Neossolo Litólico, Neossolo Regolítico, Neossolo Flúvico, Planossolo, Luvisolos, Argissolos, Cambissolos e Latossolos. Em áreas de planalto sedimentar, o Latossolo tem como principal característica a profundidade, que está acima de 100 cm e é constituído de material mineral, apresentando horizonte B latossólico e de transição de horizontes suave (EMBRAPA, 2009).

Os cambissolos da área de estudo são constituídos por material mineral com horizonte B incipiente, apresentando argila de atividade alta e saturação por base (EMBRAPA, 2009). De acordo com EMBRAPA (2009), os Argissolos são bem desenvolvidos com alta profundidade, de cor matriz aproximada de 2.5 YR, apresentam um Bt, logo após o seu horizonte A ou E, e a argila presente pode ser de alta ou baixa atividade. Na região de estudo, este tipo de solo se encontra em associação com os Neossolos Litólicos, que são solos pouco profundos.

Os Luvisolos possuem argila de alta atividade e possui alta pedregosidade. O solo possui características cinzentas, que representa seu caráter crômico, mas também pode haver aspectos avermelhados, devido à quantidade de argila que ele possui. São geralmente bem estruturados, contando com agregados prismáticos, cascalhos e calhaus. Esse solo, segundo IBGE (2007), tem erodibilidade alta e é encontrado em relevos planos a suavemente ondulados.

Os planossolos têm como característica horizonte A fraco com mudança de horizontes abrupta sobre horizonte Bt, com acentuada concentração de argila (EMBRAPA, 2009). Neossolos Litólicos são solos pouco evoluídos, ou seja, solos com pequena profundidade, com horizonte A hístico, que se assentam diretamente na rocha. O contato lítico se dá, em média, a 50 cm da superfície. Admitem-se horizonte B em formação (Bi) e têm em sua composição textural fragmentos de diferentes tipos de frações, como cascalhos, calhaus e matações, (EMBRAPA, 2009). De acordo com EMBRAPA (2009), os Neossolos Regolíticos apresentam horizonte A sobrejacente a horizonte C ou Cr, admite-se horizonte B incipiente, com menos de 10 cm de espessura; pode possuir cascalhos em seus perfis, e, em muitos casos, apresentam fragmentos de rocha semi-consolidada; e o contato lítico ocorre em profundidade superior a 50 cm (Figura 16).

Figura 16 - Perfil de um Neossolo regolítico, com suas características bem arenosas nos primeiros horizontes.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O neossolo Flúvico é formado a partir da deposição de sedimentos em áreas marginais e que apresenta camadas de deposição de variadas cores e granulometria. O mapa da Figura 17 mostra os solos da região em associações. Além disso, para fins de identificação e

entendimento da estrutura do solo e origem granulométrica, a Tabela 1 mostra o material de origem (litologia) a que cada tipo de solo da região corresponde.

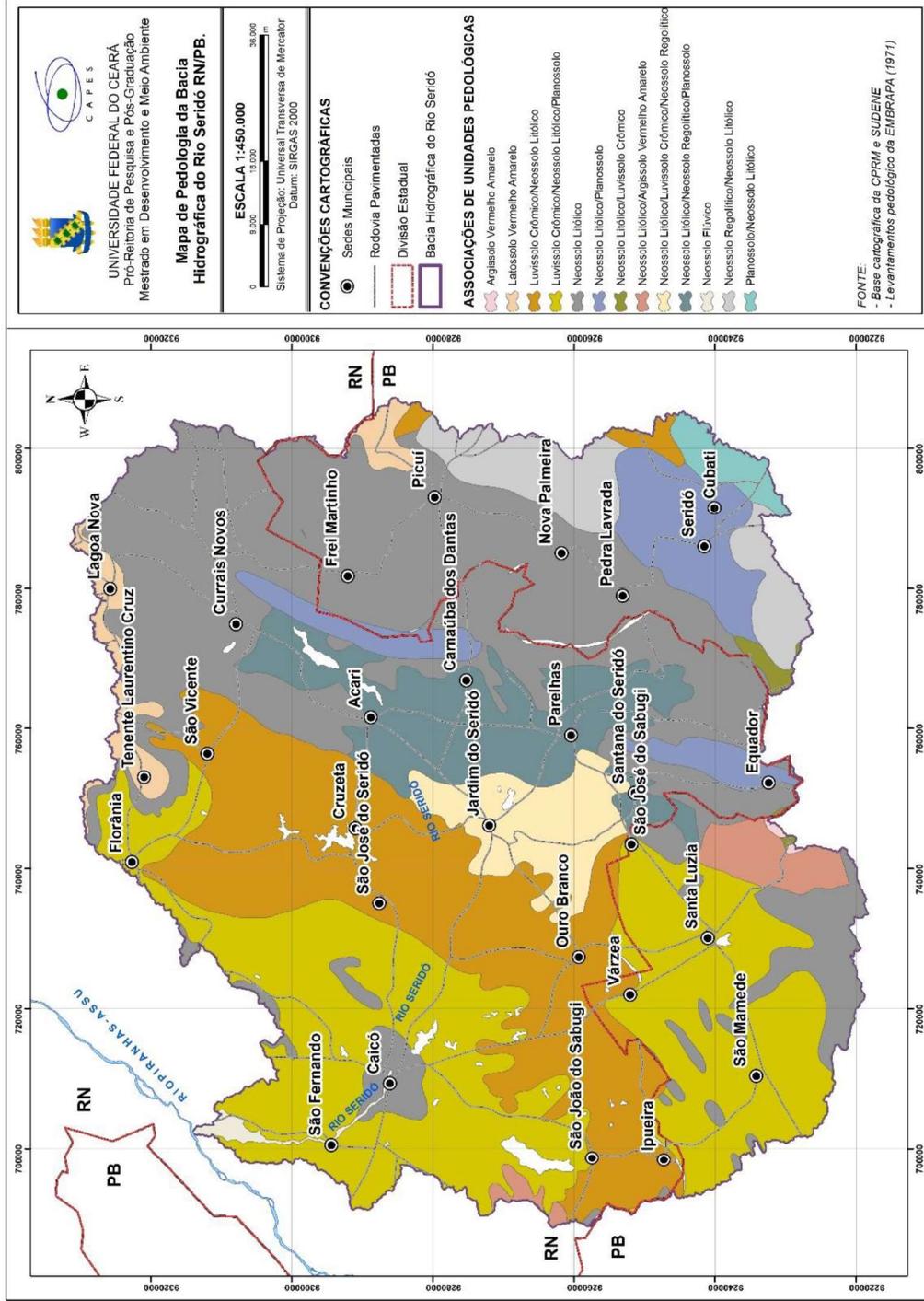
Tabela 1 - Gênese do solo a partir da Geologia

<b>TIPO DE SOLO</b>	<b>MATERIAL DE ORIGEM</b>
Argissolo Vermelho	Coberturas elúvio-colúviais
	Xisto (Influência do Arenito)
	Gnaisses (Influência do Arenito)
Argissolo Vermelho-Amarelo	Gnaisses
	Migmatito
	Xisto (com ou sem influência do quartzo da Formação Equador)
Luvisso Crômico e Luvisso Vértico	Xisto biotítico
	Sericita-clorita xisto
Planossolo Sódico e Nátrico	Gnaisses
	Migmatito
	Xistos (Algumas vezes)
Cambissolo	Gnaisses
	Xisto
	Calcário
Neossolo Regolítico	Granitos diversos
	Gnaisses quartzo-feldspático
Neossolo Litólico	Granitos
	Xisto
	Quartzito
	Arcósio
	Conglomerado
	Gnaisse
Migmatito	
Neossolo Flúvico	Sedimentos aluviais arenosos e argilosos

Fonte:

Fonte: Adaptado de Silva *et al* (2002).

**Figura 17** - Mapa de solos da bacia hidrográfica do Rio Seridó (PB/RN) com base nos levantamentos pedológicos de EMBRAPA (1971).



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 3.6 Vegetação

Na área de estudo a vegetação típica é o Bioma da Caatinga, que na língua Tupi-Guarani significa *caa* (mata) e *tinga* (branca ou esbranquiçada, remetendo à cor). A Caatinga possui diferentes padrões, variando o porte de arbustivo a arbustivo-arbóreo, e é utilizada por diferentes atividades econômicas, tais como agropecuária, pequenas indústrias de beneficiamento mineral e cerâmica. É composta por vegetação típica do clima semi-árido, com predomínio de pequeno a médio porte e adaptada à carência hídrica e às características do solo raso e pedregoso que, por sua vez, dificultam o manejo ao pequeno agricultor desprovido de técnicas apropriadas e recursos hídricos mal distribuídos (DINIZ *et al*, 2013).

Na área da bacia, apesar de o bioma Caatinga não ter características uniformes, distribuem-se de tal maneira que é possível identificar as áreas principais (onde as características se sobrepõem sobre as outras devido a frequências que estas ocorrem) das assim chamadas áreas marginais (onde essas mesmas características assumem nova variação) que vão diminuindo até chegar aos limites com as áreas onde as características das plantas e do meio definem outro tipo de bioma, como em áreas de solos mais profundos ou formação de brejos (BORGES *et al*, 2003). Existem diversos níveis de conservação e degradação da vegetação. Esses níveis são decorrentes da retirada da cobertura vegetal para pecuária, mineração e/ou extrativismo vegetal.

#### 4 PROCEDIMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS

Para fins de método científico é necessário o entendimento de como o tema do presente trabalho se encaixou na epistemologia da ciência, com análise dos resultados de forma interdisciplinar.

O método científico do trabalho usou, entre outras, a ferramenta *modelo matemático* para estimar a perda e produção de sedimentos na bacia. Porém, grande parte da pesquisa se fundamentou em princípios do conhecimento, como o método holístico e dialético para explicar a funcionalidade e dinâmica ambiental para ser aplicado nos acontecimentos socioeconômicos sobre a degradação ambiental para que possa entender as relações sociedade-natureza. Santos (1995), em sua obra, explica que Galileu fazia a total separação entre a natureza e o ser humano. A natureza era remetida sobre formas de leis e por teorias mecanicistas, para que, posteriormente, pudesse ser apropriada pelo ser humano. Com os avanços da ciência, o ser humano foi inserido na análise da natureza fazendo parte dela ou modificando-a.

Para que se entenda a degradação ambiental, com foco na degradação do solo a partir dos usos que nele estão, há que entender os fenômenos sócio-espaciais que originaram a ocupação desses espaços e as transformações que esses fenômenos ocasionaram no ambiente. Métodos como modelos matemáticas podem não ser apropriados para explicar como a sociedade se comporta. Entretanto, os modelos servem de aparato metodológico para entender e quantificar os processos físicos, como a dinâmica hidrológica e ambiental da paisagem.

Segundo a obra *The Structure of Science* de Ernest Nagel, as ciências sociais não possuem teorias gerais para explicar porque os acontecimentos sociais são historicamente condicionados e culturalmente determinados. As ciências sociais não podem produzir previsões confiáveis como as ciências naturais porque os seres humanos modificam o seu comportamento em função do conhecimento que sobre ele se adquire, sendo assim, são subjetivos e não se deixam influenciar pela objetividade de alguns conhecimentos (SANTOS, 1995). No entanto, as formas com que esses fenômenos se dão no espaço são passíveis de mensurar e delimitar a partir da como que a sociedade utiliza o espaço, ou seja, o uso e ocupação do ser humano podem ser representados em formas geométricas nos mapas, assim como relevo, vegetação, meteorologia, pedologia e outras variáveis das ciências naturais.

Outro fator a ser entendido são os fenômenos naturais, que ainda são entendidos por alguns pesquisadores como positivista e mecanicista. A presente pesquisa buscou analisar os fenômenos holisticamente para entender como a natureza se interage. No entanto, para mensurar a erosão do solo resultante da degradação ambiental foram utilizados modelos

matemáticos para a quantificação da consequência do problema, servindo como ferramenta para uma análise maior e o debate no que realmente está acontecendo ou não na realidade.

Santos (1995) salienta que a observação e a experimentação são as ideias claras e simples de um conhecimento aprofundado e rigoroso da natureza e que podem ser melhoradas a partir dos modelos matemáticos. Esta forneceu à ciência moderna uma lógica da investigação, o modelo de representação da estrutura da matéria, além da análise.

Então, a quantificação de dados para se ter um modelo de representação da consequência da degradação ambiental, que é a erosão, faz-se entender e analisar esta consequência espacialmente e como ela vai interferir na relação sociedade-natureza e no contexto socioeconômico, visto que tem que ser levado em conta também toda dinâmica da natureza. De acordo com Santos (1995), Rousseau já fazia as seguintes perguntas na época da ciência moderna:

“há alguma relação entre a ciência e a virtude? Há alguma razão de peso para substituímos o conhecimento vulgar que temos da natureza e da vida e que partilhamos com os homens e mulheres da nossa sociedade pelo conhecimento científico produzido por poucos e inacessível a maioria? Contribuirá a ciência para diminuir o fosso crescente na nossa sociedade entre o que se é e o que se aparenta ser, o saber dizer e o saber fazer, entre a teoria e a prática?” (SANTOS, 1995, P.16).

Diante disso, a presente pesquisa busca auxiliar o planejamento ambiental identificando as áreas com maior perda de solo nos municípios envolvidos dentro da bacia do Rio Seridó. Intenciona-se também contribuir para que os pequenos e médios proprietários de terras, que têm seus solos desvairados pela erosão, entendam como é o processo de erosão do solo e quais seriam as medidas para recuperação dessas áreas.

Sendo assim, o presente trabalho foi pautado em investigações interdisciplinares em que predominam os estudos qualitativos e quantitativos, integrando os resultados numa concepção holística e estabelecendo respostas para o problema da degradação ambiental, mais especificamente a degradação dos solos.

#### **4.1 Dados**

Foram consultados diversos órgãos institucionais para serem obtidos dados da presente área de pesquisa. Um dos órgãos principais consultados foi Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AES/A) e a Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte (EMPARN) no que tange aos dados pluviométricos. Neste foram adquiridos dados dos postos pluviométricos de Acari, Caicó (Batalhão), Cruzeta, Currais Novos, Equador, Jardim de Piranhas, Jardim do Seridó, Ouro Branco, Parelhas, São João do Sabugi, Serra Negra

do Norte, Tenente Laurentino da Cruz, Florânia, São Fernando, Carnaúba dos Dantas, Ipueira, São José do Seridó, Santana do Seridó, São Vicente e São Tomé, todos pertencentes a região do Seridó Potiguar. No que diz respeito ao Seridó paraibano, a AESA forneceu dados pluviométricos dos municípios de Baraúnas, Cubati, Frei Martinho, Juazeirinho, Junco do Seridó, Nova Palmeira, Pedra lavrada, Picuí, Santa Luzia, Seridó, São José do Sabugi, São Mamede e Várzea.

Os dados de solo da pesquisa tiveram como base o levantamento pedológico que a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA/Solos) fez para região Nordeste na década de 1980, que foi atualizada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em 2001. Os levantamentos na área de estudo apresentaram escala de 1:500.000 em que foram atribuídos solos associados.

Foram adquiridos produtos do sensoriamento remoto do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Especificamente, foram obtidos dados *raster* do levantamento topográfico da NASA intitulada como Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). O *raster* tem como resolução espacial de 90 m, mas as imagens foram tratadas pelo INPE, que corrigiu falhas, realizou refinamento, derivação e pós-processamento. Como resultado, pode-se trabalhar com resolução espacial de 30 m. Foram obtidos os dados relativos a altimetria (ZN) do topodata no formato GeoTIFF de cenas 06S375SA e 07S375SA, que são relacionados à altimetria da área de estudo.

Foram adquiridas imagens do satélite LandSat 8 do sensor *Operacional Earth Imager* (OLI), disponível para área na data de três de junho de 2013. A imagem foi usada para caracterização do uso e cobertura da paisagem. O satélite tem uma resolução espacial de 30 m, no entanto, foi feito o fusão da imagem utilizando a banda pancromática de 15 m, tornando assim a imagem com resolução espacial de 15 m. Foi realizado processamento de imagem RGB com as bandas 6, 5 e 4 para identificação da vegetação.

O contexto do processo histórico e socioeconômico da área de estudo teve como base levantamento bibliográfico acerca da degradação ambiental em que se deu a região. Também foram levados em consideração os dados do censo populacional da região pelo IBGE.

Os dados primários foram obtidos através de levantamento de campo, coleta (Figura 18) e análise laboratorial. O primeiro consistiu em identificar áreas de uso e cobertura vegetal da paisagem, barrancos de solo, verificação de áreas degradadas, vertentes dissecadas e os limites da bacia hidrográfica do Rio Seridó, com auxílio do GPS Garmin 64SC com receptor de 12 canais e 3 m de erro aproximado e câmera fotográfica. A coleta de solo foi feita em quase todas as manchas de solos da área, sendo assim, coletadas três amostras deformadas e

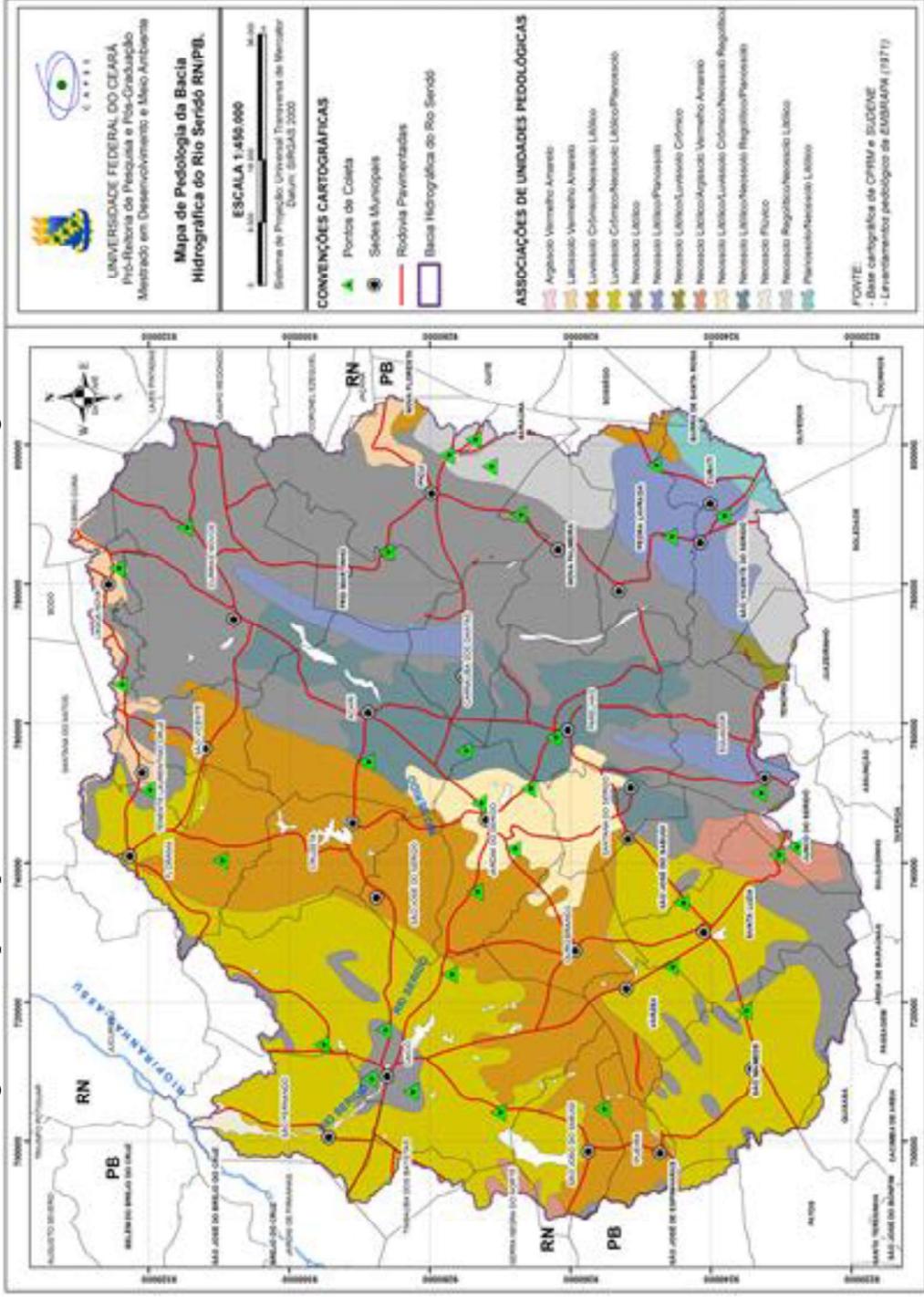
indeformadas de solo por associação de solo através do trado *Uhland* (Figura 19). As coletas de solo foram próximas de rodovias e estradas sem pavimentação para que facilitasse a logística de campo. Os pontos de coleta foram em locais que predominavam vegetação arbustiva-arbórea aberta para que pudesse determinar o fator K em área de transição de área degradada e área conservada. Depois da coleta de solo, as amostras foram submetidas a análise granulométrica, de matéria orgânica e de permeabilidade.

Figura 18 A) O Material utilizado para coleta de campo: encharcada inchada para que o solo saia coeso; GPS com a localização dos pontos de coleta; e o trado Uhland para a coleta do solo. B) Trado Uhland penetrando no solo para amostragem. C) Anel do trado parcialmente dentro do solo. D) Retirada do anel com a amostra do solo indeformado. E) Manuseio do anel para retirar amostra do solo. F) Retirada da amostra de solo indeformada concluída. Amostra manuseada para dentro do saco.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 19- Mapa de pontos de coleta de solo na bacia hidrográfica do Rio Seridó.



Fonte: Elaborado pelo autor.

## **4.2 Procedimentos operacionais**

### ***4.2.1 Parametrização***

#### *Ensaio de caracterização geotécnica*

Nessa etapa foram realizados ensaios geotécnicos: análise granulométrica (peneiramento e sedimentação), teor de umidade, densidade real e teor de matéria orgânica, todos utilizando material deformado. Através desses ensaios encontraram-se parâmetros da erodibilidade dos solos. Os ensaios de matéria orgânica foram realizados no Laboratório de Saneamento Ambiental do Instituto Federal do Ceará- IFCE *campus* Fortaleza. Os demais ensaios foram executados no Laboratório de Mecânica dos Solos do Instituto Federal do Ceará- IFCE *campus* Fortaleza.

A análise granulométrica utilizou os métodos do peneiramento e da sedimentação, com base nas normas do DNER-ME. Na preparação do material para os ensaios, usou-se a NBR 6457 (1986): a amostra foi secada e seus torrões desagregados e repartidos para que tenha uma amostra representativa de 1,5 Kg para solos argilosos ou siltosos e 2,0 Kg para solos arenosos. Após isso, a amostra foi colocada na peneira de 2,00 mm. O que ficou retido constitui-se o material grosso. Do material que passou retirou-se uma amostra para passar na peneira de 0,074 mm. O que ficou retido foi usado para o ensaio de sedimentação, ensaio de densidade real e para obtenção do teor de matéria orgânica.

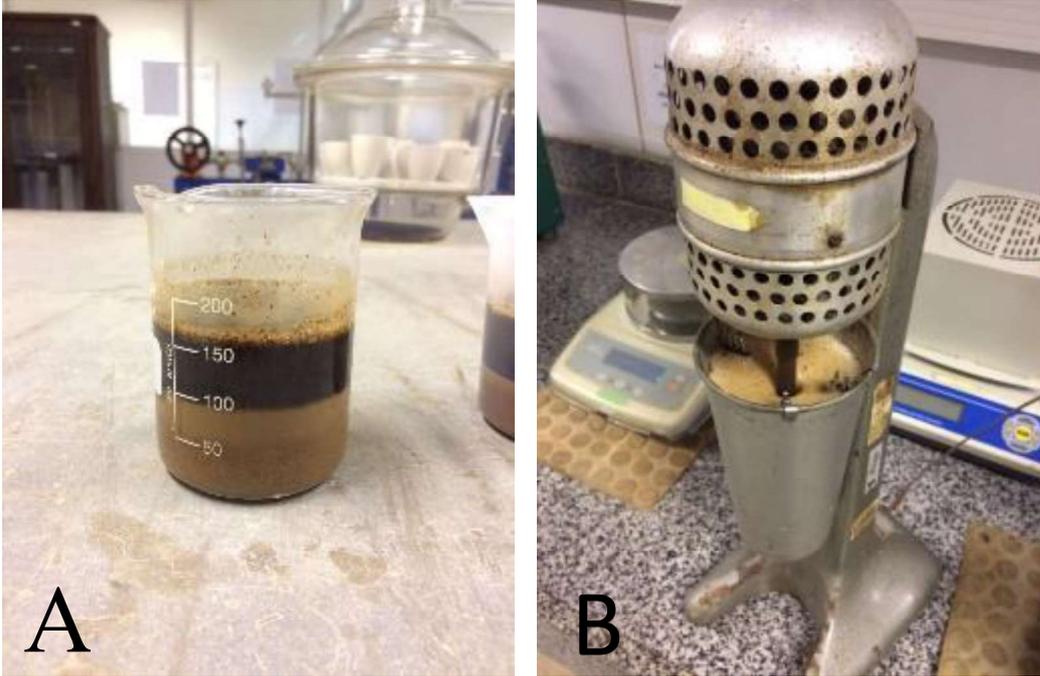
Figura 20 - Peneiras utilizadas, do lado esquerdo são as peneiras do material fino, e do lado direito são as peneiras do material grosseiro.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O ensaio de sedimentação tem como característica identificar as frações de sedimentos finos (silte e argila) que o peneiramento (em seco) não consegue identificar. Cerca de 100g de cada solo retido na peneira de 0.0074mm foram usados para ensaio de sedimentação, utilizando-se também a solução de hexametáfosfato de sódio para que seja flocculado os sedimentos (Figura 20).

Figura 21 A) sedimento em solução de hexametáfosfato de sódio após 24h. B) dispersor misturando a solução com sedimentos e água destilada.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Foi utilizado dispersor misturado o sedimento com a solução e água destilada. O material disperso foi transferido para a proveta e adicionada água destilada, correspondendo assim, aos 1000 mL. Depois de agitação da proveta foram feitas leituras do densímetro correspondentes aos tempos de sedimentação com intervalos de 30 s, 1 min, 2 min, 4 min, 8 min, 15 min, 30 min, 1 h, 2 h, 4 h, 8 h e, por fim, 24 h.

Figura 22 - Provetas em banho com sedimentos em suspensão para leituras dos densímetros.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Além disso, foi identificada em cada leitura a temperatura do ambiente da água, pois essa variável implica diretamente na análise da sedimentação. Foram usados dois densímetros para realizar a leitura na proveta sendo um de mercúrio e outro de chumbo. Ambos possuem cálculos para estimar os sedimentos finos diferentes e que variam de acordo com a temperatura. Depois da sedimentação, foram feitos novos peneiramentos do material fino.

De acordo como Caputo (1988) densidade relativa de um determinado material é definida pela “razão entre o peso da parte sólida e o peso de igual volume de água pura a 4°C.” Para que se avaliasse a densidade real do solo, usou-se o clássico método do picnômetro, onde representa, em suma, o princípio de Arquimedes que diz respeito à maneira em que o fluido em

equilíbrio age sobre uma massa (total ou parcialmente imerso). Todos os procedimentos foram embasados na ABNT (1984a).

Figura 23 - Modelos de picnômetros utilizados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No ensaio de teor de matéria orgânica, pesaram-se duas amostras, aproximadamente 20 g cada, passada na peneira de 2,00 mm e seca em estufa. Segundo a ABNT (1996), usou-se uma mufla a 440°C durante 12 horas para que ocorresse a total queima da matéria orgânica presente no solo. Após queima, foram realizadas as pesagens das amostras, obtendo através da subtração das massas inicial e final, em porcentagem, o teor de material orgânico.

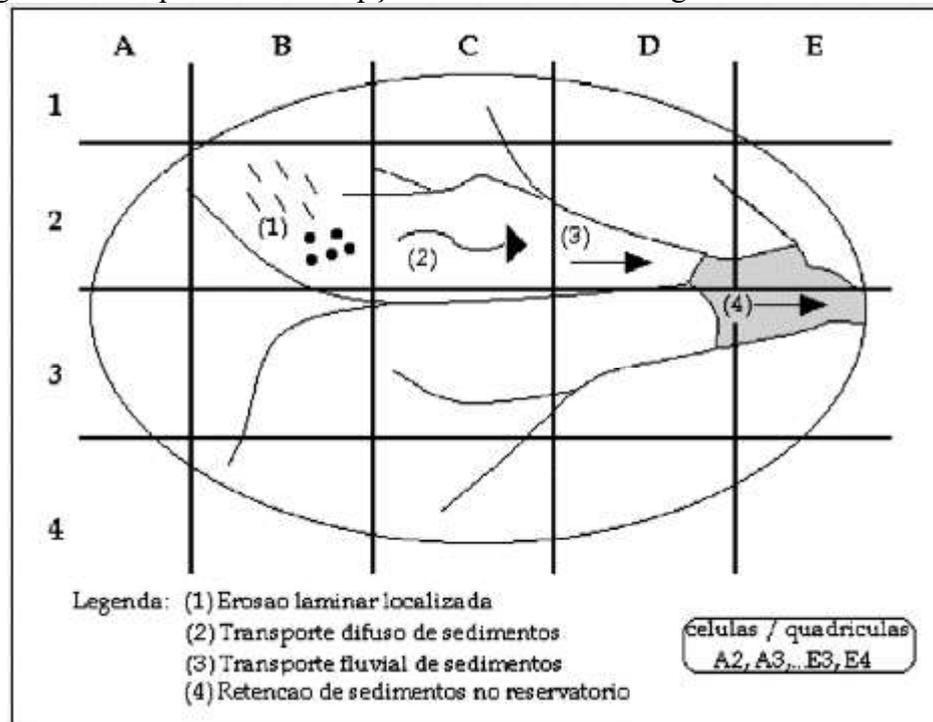
#### **4.2.2 Modelagem da erosão bruta**

Aplicação do modelo HidroSed-1 (ARAÚJO, 2003) na pesquisa teve como princípio quantificar a erosão localizada em bacias. Para isso, o modelo divide a bacia em quadrículas (Figura 24), calculando a erosão bruta pela equação revisada de perdas de solo (HAAN *et al*, 1994) para cada quadrícula, integrando os resultados parciais para avaliar a erosão na bacia. A formulação usada demanda dados de pluviometria, topografia, pedologia, vegetação e uso do solo. Ao final, o modelo avalia o SDR por uma entre várias opções, estimando a produção de sedimentos da bacia. O modelo não se destina a avaliar erosão / produção de sedimentos em áreas agrícolas, mas em escala de bacias, úteis para o planejamento regional. O modelo não considera os processos de acumulação ou destacamento de sedimentos nos cursos

d'água. Portanto, a massa de sedimento que chega aos drenos fluviais é a mesma que chega aos reservatórios.

De acordo com Araújo (2003), o modelo HidroSed-1 tem como princípio que os sedimentos provêm prioritariamente da erosão laminar. Nas bacias hidrográficas estudadas no Ceará, entre elas a do Acarape do Meio, Várzea do Boi, São Mateus, Cedro, Várzea da Volta, Canabrava e Santo Anastácio, nenhuma ocorrência relevante em erosão por voçorocas foi identificada. De fato, Alencar *et al.* (2017) demonstraram que, mesmo quando acontecem voçorocas na Caatinga, essas têm pequenas dimensões, equivalentes às voçorocas efêmeras. Isso acontece principalmente por causa da pouca profundidade dos solos locais, associada ao embasamento cristalino.

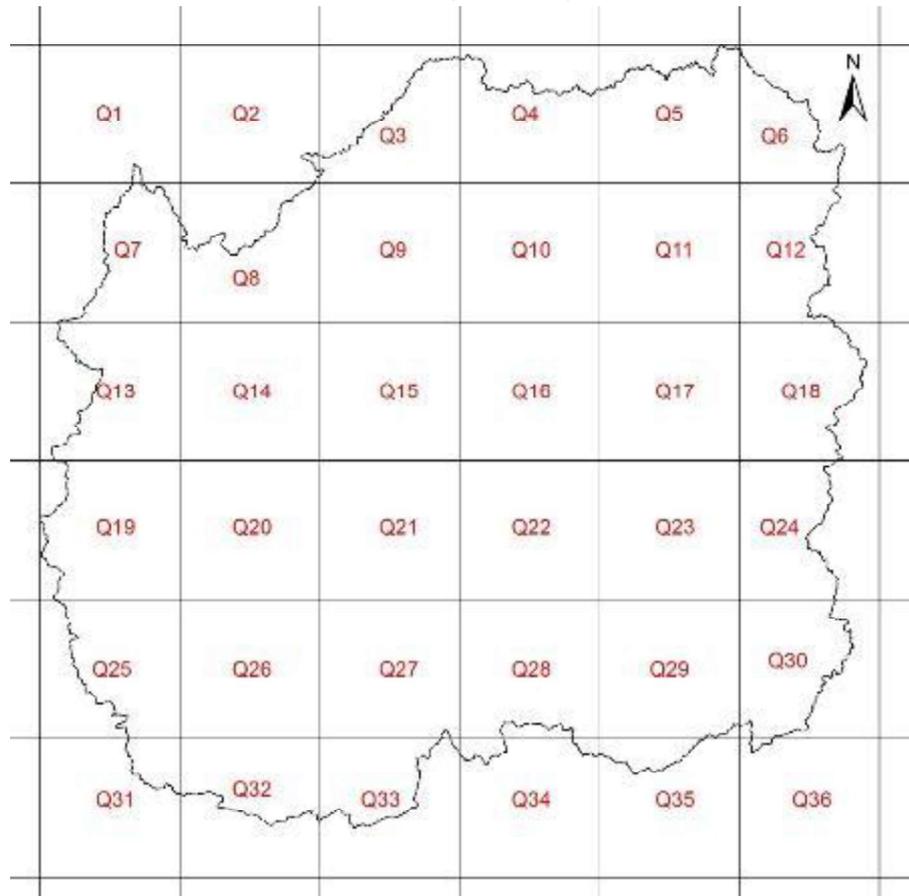
Figura 24 - Esquema da concepção Hidrossedimentológica HidroSed-1.



Fonte: Araújo (2003).

O presente trabalho subdividiu a bacia hidrográfica em 36 quadriculas (Figura 25), com áreas variadas. As quadriculas que estão dentro da bacia e não precisaram ser cortadas têm área de 400 km<sup>2</sup>.

Figura 25 - Distribuição das quadrículas na bacia hidrográfica do Rio Seridó, geradas a partir de uma malha de 20 km x 20 km.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A morfodinâmica pode ser representada pelos fatores que estão contidos no modelo de equação de perda de solo – USLE (*Universal Soil Loss Equation*), proposta e revisada por Wischmeier e Smith (1978), que representa uma mensuração de quanto de sedimento está sendo erodido localmente (erosão bruta). Este modelo é representado pela Equação 1:

$$\varepsilon = R.K.L.S.C.P \quad (1)$$

Na Equação 1:  $\varepsilon$  = perda de solo por erosão ( $\text{ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ ); R = erosividade da chuva ( $\text{MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ ); K = erodibilidade do solo ( $\text{ton.h.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ ); LS = fator topográfico (adimensional); e CP = fator de cobertura vegetal multiplicado pelo fator de uso e ocupação do solo (adimensionais). Cada grandeza dessa equação foi processada nos softwares de geoprocessamento gerando cinco mapas correspondendo aos fatores de erosividade (R), declividade (S), comprimento de rampa (L), erodibilidade (K) e uso e manejo do solo (CP). No entanto, para efeitos do modelo HidroSed-1, cada grandeza foi calculada em cada quadrícula. Ao final, a soma da erosão bruta de cada quadrícula representa a erosão bruta da bacia.

### Erosividade (R)

Pode-se calcular o fator R usando-se uma abordagem empírica, que tem como base as precipitações mensais e anuais, expressa pela Equação 2, de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992):

$$R = 68,730.(r^2/H)^{0,841} \quad (2)$$

Em que r = Precipitação mensal, em mm; e H = Precipitação média anual, em mm. A Equação 2 foi usada na presente pesquisa. Foram utilizados os dados pluviométricos mensais e anuais de 30 estações pluviométricas na região do Seridó com uma série histórica de 23 anos (1992 – 2015), ver Tabelas 2 e 3.

Tabela 2 - Classe de erosividade da chuva mensal.

<b>Classe de erosividade da chuva mensal</b>	
Classe de erosividade	Erosividade (R) MJ mm ha <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup> ano <sup>-1</sup>
1 - Muito Baixa	R < 250
2 - Baixa	250 < R < 500
3 - Média	500 < R < 750
4 - Alta	750 < R < 1000
5 - Muito Alta	R > 1000

Fonte: Carvalho (1994).

Tabela 3 - Classe de erosividade da chuva anual.

<b>Classe de erosividade da chuva anual</b>	
Classe de erosividade	Erosividade (R) MJ mm ha <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup> ano <sup>-1</sup>
1 - Muito Baixa	R < 2.452
2 - Baixa	2.452 < R < 4.905
3 - Média	4.905 < R < 7.357
4 - Alta	7.357 < R < 9.810
5 - Muito Alta	R > 9.810

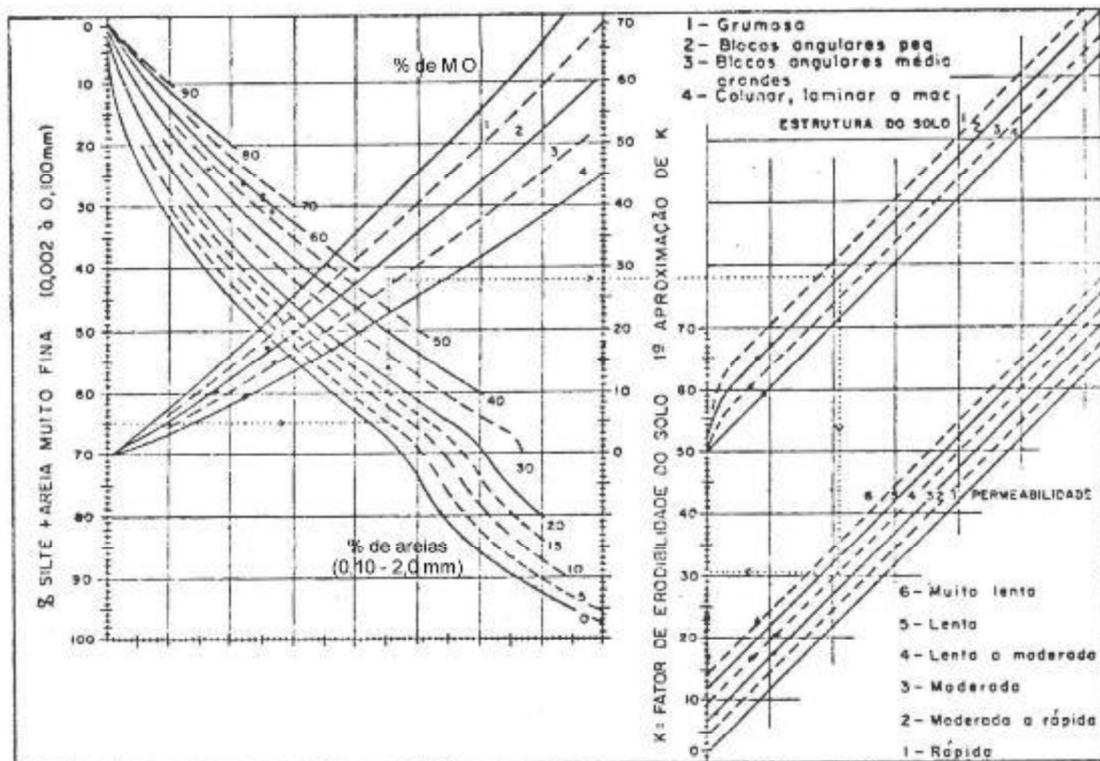
Fonte: Carvalho (1994).

### Erodibilidade (K)

Para avaliação do fator K, usou-se a metodologia de Wischmeier e Smith (1978), representada de forma algébrica pelo nomograma da Figura 26. Para se calcular a erodibilidade do solo, fazem-se necessários os seguintes: fração de areia, silte e areia muito fina; fração de matéria orgânica; estrutura do solo e permeabilidade.

O método usado para o presente trabalho consistiu no nomograma representado no gráfico (Figura 26), na qual tem grandes contribuições no estudo de erodibilidade. No entanto, sua validade para alguns tipos de solo testado ainda seja discutida, mas que no Brasil ainda tem grande importância na determinação direta da erodibilidade (MANNERING, 1975; FREIRE & PESSOTI, 1976).

Figura 26 - Nomograma para determinação do fator erodibilidade do solo.



Fonte: Righetto, 1998.

A distribuição espacial do Fator K se deu através das manchas de solo que se encontram em cada quadrícula ou na bacia hidrográfica do Rio Seridó. Sabe-se que há variação de erodibilidade numa mesma mancha de solo, mas, no presente trabalho a coleta de solo procurou minimizar essa limitação com uma distribuição espacial representativa das amostras. A classificação dos valores de K, segundo Freire e Passoti (1978), pode ser vista na Tabela 4.

Tabela 4 - Classe de erodibilidade do solo.

<b>CLASSIFICAÇÃO DA ERODIBILIDADE DO SOLO</b>	
<b>CLASSE DE ERODIBILIDADE</b>	<b>VALORES DE K (ton.h.MJ.mm)</b>
1 - Muito Baixa	$K < 0,013$
2 - Baixa	$0,013 < K < 0,032$
3 - Média	$0,032 < K < 0,045$
4 - Alta	$0,045 < K < 0,065$
5 - Muito Alta	$K > 0,065$

Fonte: Freire e Pessoti (1978)

### *Fator topográfico (LS)*

Existem diversos métodos para determinação do fator LS. O presente trabalho utilizou a Equação 3, citada por Carvalho (1994), cuja formulação é dada por:

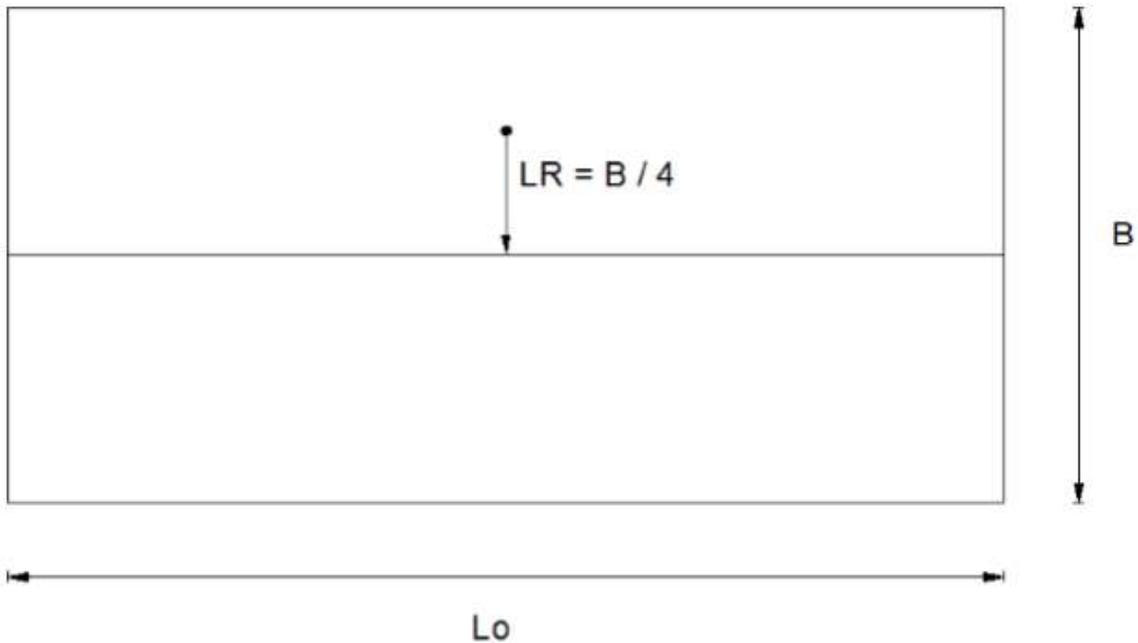
$$LS = 0,00984.L_r^{0,63}.D^{1,18} \quad (3)$$

Na Equação 3,  $L_r$  é o comprimento médio de rampa (m); e  $D$  o grau de declividade (%). Fernandes (2000) propôs a Equação 4 para calcular o comprimento médio de rampa em uma bacia ou em uma quadrícula:

$$L_r = A_q / (4. \sum L_{dren}) \quad (4)$$

Na Equação 4,  $\sum L_{dren}$  a soma dos comprimentos de drenagem em uma célula; e  $A_q$  a área da célula. Além de rios e riachos, são considerados, para efeito de drenagem, as estradas e os contornos de lagos. Esta equação foi feita a partir da concepção do retângulo equivalente (Figura 27). Considera-se que uma gota de chuva que escoe sobre o terreno representado pelo retângulo equivalente, percorrerá uma distância média até atingir a linha de drenagem  $L_o$ . Essa distância corresponde ao comprimento médio de rampa  $B/4$ . A linha de drenagem corresponde à soma dos comprimentos dos cursos d'água, dos contornos de lagos e das estradas, pois esses elementos interrompem o percurso da partícula encosta abaixo, contribuindo para a redução do comprimento de rampa (ARAÚJO, 2003).

Figura 27 - Concepção do retângulo equivalente.



Fonte: Costa, 2013.

Araújo (2003) propôs um fator de correção de escala, pois grande parte dos drenos não são visíveis na escala de trabalho das bacias que o referente autor pesquisou, que foi numa escala de 1:100.000. O comprimento obtido nessa escala foi multiplicado por um fator de correção ( $\lambda$ ). Para área íngreme,  $\lambda = 3,5$ ; para área média a íngreme  $\lambda = 3,0$ ; e para área média a plana  $\lambda = 2,5$ . Diante disso, foi feita uma adaptação através do método de regressão do fator de correção ( $\lambda$ ) para que possa ser representativo na escala de trabalho para 1:450.000 que esta pesquisa tem. Os valores de correção diferem: para áreas íngremes  $\lambda = 5,6$ ; para áreas médias a íngremes  $\lambda = 4,8$ ; e para áreas médias a planas  $\lambda = 4,0$ . Na avaliação da declividade, foram utilizados os dados da SRTM e com base bibliográfica para classes de declividade da EMBRAPA (1979) (Tabela 5). Foram feitas médias de declividade para cada quadrícula dividida da bacia hidrográfica do Rio Seridó, seguindo assim, o modelo HidroSed-1.

Tabela 5 - Classificação da declividade.

<b>Classificação da declividade</b>	
Classe de declividade	Declividade (%)
Plano	0 a 3
Suave Ondulado	3 a 8
Ondulado	8 a 20
Forte Ondulado	20 a 45
Montanhoso	45 a 75
Escarpado	> 75

Fonte: Adaptado de EMBRAPA, 1979.

#### *Fator de uso e manejo do solo (C)*

A partir da classificação do uso e cobertura da paisagem através da imagem de satélite, foram atribuídos os valores para se obter o fator de uso e manejo do solo (C) a partir da literatura recomendada (Tabela 6).

Tabela 6 - Classes para o fator C.

<b>Fator C para classe de uso e cobertura da paisagem</b>		
Classe	Valores C	Referência
Solo exposto	1	Albuquerque <i>et al</i> (2005)
Vegetação Arbustiva-Arbórea	0,06	Creutzfeldt (2006)
Vegetação Arbórea-Arbustiva	0,02	Creutzfeldt (2006)
Reservatório Hídrico	0	-

Fonte: Adaptado dos autores.

#### *Fator de práticas conservacionistas (P)*

O fator P é obtido normalmente segundo a literatura de Wischmeier e Smith (1978), mas no caso da bacia hidrográfica estudada, este valor foi considerado unitário ( $P = 1$ ), pois se observa que não há na área práticas agrícolas conservacionistas.

#### **4.2.3 Cálculo da razão de aporte de sedimentos**

Entretanto, a EUPS apresenta algumas limitações quanto à retenção difusa dos sedimentos, o que é relevante na escala de bacias (ARAÚJO, 2007). Portanto, os dados desse modelo (EUPS) irão ser associados ao parâmetro “Sediment Delivery Ratio” (SDR), que também é conhecida como razão de aporte de sedimentos, que permite calcular a retenção difusa e a produção de sedimento (Walling, 1983). A razão entre sedimentos (produção de sedimentos) que deixam uma bacia hidrográfica (PS) e a massa de sedimentos localmente

erodida ( $\varepsilon$ ) é denominada de razão de aporte (ver KHANBILVARDI e ROGOWSKI, 1994; e Equação 2):

$$PS = \varepsilon \cdot SDR \quad (6)$$

Para se ter o valor do SDR, a equação de Maner (1958) considera o efeito da declividade do relevo no transporte difuso e é dada por:

$$\text{Log}_{10}(\text{SDR}\%) = 2,943 - 0,824 \times \text{Log}_{10}(\text{Lm}/\text{Fr}) \quad (7)$$

Na Equação 7, Lm representa o comprimento máximo da bacia, em linha reta, medida em referência ao rio principal, e Fr representa a diferença altimétrica entre a cota média do divisor de água e a cota do exutório em metros (ARAÚJO, 2003).

Esse modelo foi usado para calcular a produção de sedimentos em sete bacias cearenses, tendo gerado resultado compatível com medições em escala temporal de décadas (ARAÚJO, 2003). O autor *op cit* salienta que a retenção difusa média em bacias hidrográficas do semiárido brasileiro é de 20%, ou seja, da totalidade de sedimento erodido, apenas 20% do sedimento chega ao exutório de uma bacia.

De acordo com Mamede (2002), os valores esperados da razão de aporte de sedimentos podem apresentar valores diferentes se a aplicação do SDR for em bacia hidrográfica ou em *pixel*. Em *pixels*, os métodos são aplicados diretamente seguindo a resolução espacial do sensor do satélite, ficando-se limitado as características desse sensor. Na bacia, os métodos são baseados na própria área de captação, variando-se pela formação natural da bacia. O presente trabalho fez análise espacial da razão de aporte de sedimentos a partir do conceito de conectividade de bacias em diferentes tamanhos, e não ser apenas pelo *pixel*. Foram feitas secções partindo deste a microbacia do alto curso dos rios até a bacia principal, para que fosse possível analisar a conectividade dos sedimentos ao longo do transporte fluvial através do SDR. Além disso, foram traçados três transectos para se ter uma noção do comportamento da produção de sedimento nos trechos dos rios Sabugi, Acauã e Salgado, em específico.

#### 4.2.4 Mapeamento de parâmetros

A partir de informações altimétricas de SRTM, delimitou-se a área de estudo. A delimitação da bacia hidrográfica rio Seridó e sua rede de drenagem foram desenhadas no *software ArcGis10: Fill* - para correção das depressões do MNT; *Flow Direction* - avaliação de direção de fluxo; *Flow Accumulation* - cálculo do fluxo acumulado; *Conditional - Con* -

delimitação dos rios; *Snap Pour Point* - definição do ponto de Exutório; *Watershed* - delimitação da bacia; Raster to Features - transformação para polígono.

Além disso, foram utilizadas ferramentas para processar as informações desse *raster*, conseguindo então, um novo formato do tipo vetorial com informações pertinentes às cotas altimétricas através das curvas de nível. Posteriormente, foi feito um modelo tridimensional do relevo, chamado de *Triangulated Irregular Network* (TIN).

Para o mapeamento de cada variável e resultado distribuídos na bacia hidrográfica foi utilizada a ferramenta da interpolação. Dados de erosividade, erodibilidade, fator topográfico e de produção de sedimento foram obtidos através de krigagem. Segundo Hartkamp *et al.* (1999), a principal característica desse interpolador é ser estocástico, atribuindo pesos aos pontos amostrais durante a interpolação.

A metodologia geoestatística procura extrair, de uma aleatoriedade aparente dos dados medidos, as propriedades estruturais probabilísticas do componente regionalizado. Diante disso, é obtida uma função de correlação entre os valores situados em determinada distância e direção no espaço amostrado (LANDIM e STURARO, 2002).

O método de classificação utilizado foi seleção de áreas supervisionada através da máxima verossimilhança (MAXVER). Esse classificador considera a ponderação das distâncias entre médias dos níveis digitais das classes utilizando parâmetros estatísticos. Crósta (1993) argumenta que, para a obtenção de um bom resultado, é necessário um número elevado de pixels para cada amostra de treinamento da classe, e que estes tenham uma distribuição estatística próxima da distribuição normal. Foram coletadas 476.067 amostras de pixels na área da bacia divididas em: 9.365 para água, 158.356 para vegetação arbóreo-arbustiva, 3.453 para afloramento rochoso, 105.158 para vegetação arbustivo-arbórea, 199.048 para solo exposto ou sem atividade fotossintética e 687 para nuvens. Para melhor classificação, parte-se do pressuposto que o usuário conheça previamente a área analisada e quais classes serão usadas, com isso, quando for aplicar a classificação, a seleção de amostras de treinamento possa ser o mais competente possível (CRÓSTA, 1993).

Identificaram-se os usos do solo por meio de seus padrões de cor e geometria através de imagens de satélites e vetorização das zonas de uso, além das visitas de campo realizadas. O pressuposto básico é o de que nem toda zona exposta se encontra necessariamente degradada, mas qualquer zona exposta está sujeita a perdas por meio dos processos erosivos. Áreas que não tinham vegetação e/ou que não exerciam atividade fotossintética no período da imagem foram identificadas como solo exposto.

Para o mapeamento, utilizou-se álgebra de mapas, uma abordagem que usa propriedades de SIG, na qual se realizam operações primitivas, respeitando-se as propriedades fundamentais dos processos envolvidos (TOMLIN, 1990). Portanto, o mapa de álgebra serviu para se agrupar e ter uma síntese (multiplicação) das informações dos dados georeferenciados para um mapeamento final através de um determinado modelo matemático, que no caso dessa pesquisa foram a EUPS junto com o SDR.

## **5 RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **5.1 Estimativa da erosão bruta**

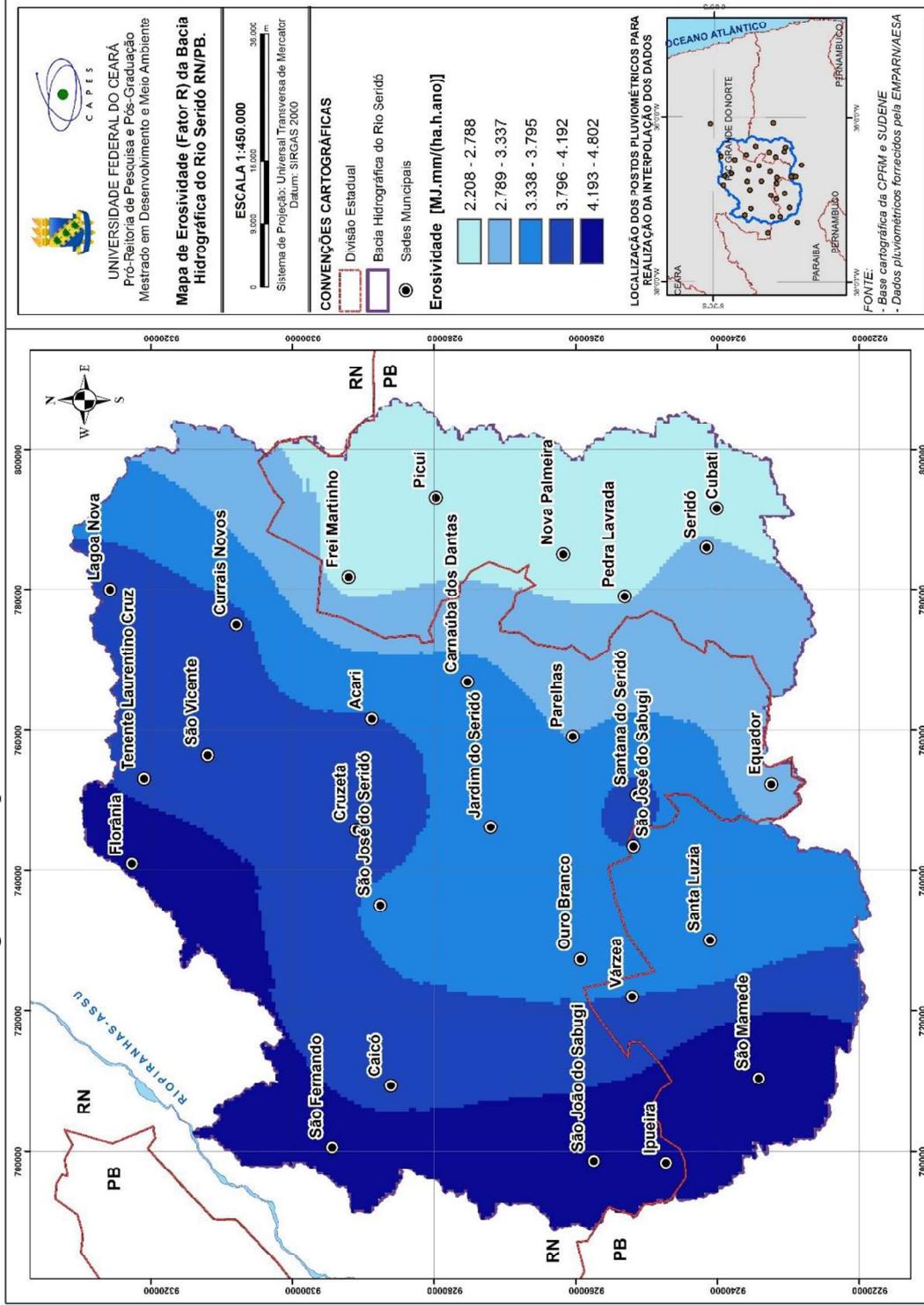
#### **5.1.1 Erosividade (*R*)**

O valor da erosividade na bacia variou entre 2.208 a 4.802 MJ.mm. ha<sup>-1</sup>. h<sup>-1</sup>. ano<sup>-1</sup> (Figura 28). Essa variação é decorrente da distribuição espaço-temporal irregular do clima semiárido.

A área a oeste da bacia teve maior erosividade na região do Seridó potiguar. As maiores manchas de erosividade na Paraíba tiveram como influência a interpolação dos municípios de Serra Negra do Norte (serra úmida situada fora da área da bacia) e o município de São Mamede (maior média pluviométrica do Seridó paraibano).

De acordo com os Figuras 29 e 30, as sedes municipais do Rio Grande do Norte que ficam ao norte da bacia hidrográfica têm ocorrência de médias pluviométricas maiores que nas sedes municipais da Paraíba. Esse fenômeno pode ser entendido a partir da característica da ZCiT (principal agente climático) em seu movimento no hemisfério sul, variando sua latitude na região de estudo entre 6° e 7°, ocorrendo nas áreas de menor latitude as maiores precipitações.

Figura 28 - Mapa de Erosividade da bacia do Rio Seridó.



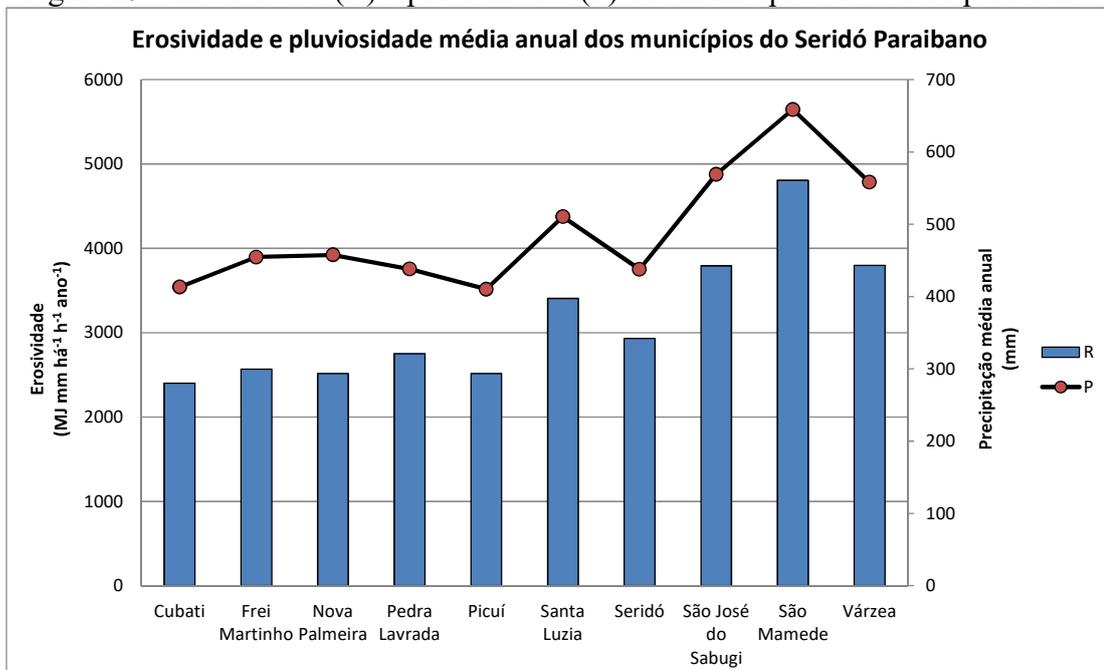
Fonte: Elaborado pelo autor.

Os valores de R estão expostos também nos Figuras 29 e 30 fazendo uma relação com as médias pluviométricas. Embora pareça óbvio, não há necessariamente uma relação monotônica entre o total pluviométrico e a erosividade. Entretanto, na bacia em questão, verificou-se que, quanto maior a média pluviométrica, maior o valor de erosividade. Nos municípios de Frei Martinho e Nova Palmeira, por exemplo, as precipitações são de 454 e 457 mm e os valores de erosividade são de 2.566 e 2.515 MJ.mm. ha<sup>-1</sup>. h<sup>-1</sup>. ano<sup>-1</sup>, respectivamente. As variações de erosividade podem ser explicadas pela análise das chuvas mensais, especificamente abril e maio. Em Frei Martinho, a chuva foi pouco mais intensa que no município de Nova Palmeira (ver Tabela 7).

No Seridó paraibano, os valores erosividade variaram entre 2.402 e 4.806 MJ.mm. ha<sup>-1</sup>. h<sup>-1</sup>. ano<sup>-1</sup>, sendo classificado como valor de baixo a médio para o índice de erosividade, segundo os intervalos de valores da classificação de Carvalho (Tabela 3).

No que diz respeito ao Seridó potiguar, os valores de erosividade variaram entre 3.322 e 4.581 MJ.mm. ha<sup>-1</sup>. h<sup>-1</sup>. ano<sup>-1</sup>, sendo classificado como valor médio de índice de erosividade. Grande parte dos municípios da região potiguar possui valores superiores em relação ao paraibano, justamente pela dinâmica atmosférica.

Figura 29 - Erosividade (R) e pluviometria (P) dos municípios do Seridó paraibano.



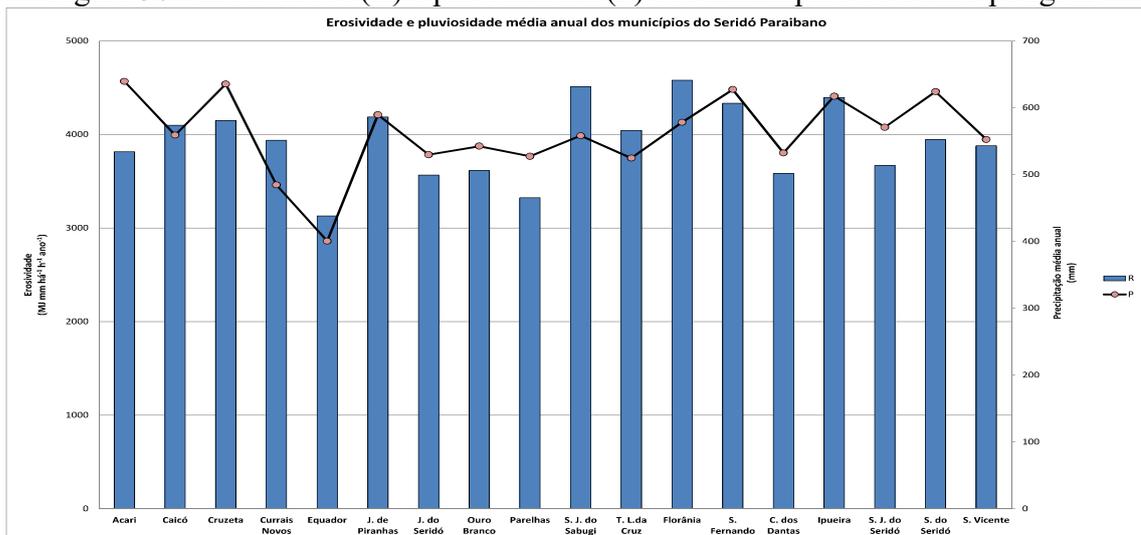
Fonte: Elaborado pelo autor.

Além da classificação anual da erosividade, a classificação mensal dos dados de chuvas é importante. A bacia hidrográfica do Seridó é classificada em grande parte como

erosividade média se for considerada a classificação anual, mas na classificação mensal o cenário é diferente, de acordo com os intervalos que Carvalho (1994) propôs.

Na Tabela 7, os valores mensais de erosividade no Seridó paraibano no período chuvoso são bem variados. No mês de março e abril a erosividade tem valores elevados, sendo classificada como erosividade muito alta para o primeiro e erosividade alta para o segundo mês. Essa erosividade alta é condicionada pela ZCiT, que atua mais especificamente nesse mês na região, atrelada com picos de chuvas torrenciais. No começo do ano, mais especificamente no mês de janeiro e fevereiro, o VCAN atua em chuvas de pré-estação chuvosa. No entanto, o regime de chuvas depende da dinâmica atmosférica e da influência do deslocamento da ZCiT. O baixo valor pluviométrico em janeiro condiz com a média mensal entre os municípios da região, sendo classificado como erosividade muito baixo, mas no mês de fevereiro esse valor sobe e a classificação muda para erosividade baixa.

Figura 30 - Erosividade (R) e pluviometria (P) dos municípios do Seridó potiguar.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os baixos valores de erosividade encontrados para os meses de junho e julho são indicativos da condição atmosférica que atua com poucas chuvas no sertão, chamada de ondas de leste, mas que na região litorânea (nordeste oriental) causam grandes precipitações nesses meses.

Tabela 7 - Média de erosividade (R) do período chuvoso na região do Seridó paraibano.

MUNICÍPIOS	EROSIVIDADE (R) MJ mm há <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup> ano <sup>-1</sup>						
	JANEIRO	FEVEREIRO	MARÇO	ABRIL	MAIO	JUNHO	JULHO
<b>Cubati</b>	162,7	137,9	627,2	762,2	387,9	36,4	14,4
<b>Frei Martinho</b>	143,7	159,2	608,8	993,8	486,7	229,2	47,4
<b>Nova Palmeira</b>	189,1	336,9	1076,6	555,7	164,7	162,3	26,6
<b>Pedra Lavrada</b>	71,7	277,4	1150,0	758,5	371,8	105,9	10,9
<b>Picuí</b>	166,6	154,1	674,3	1070,9	291,3	97,7	52,0
<b>Santa Luzia</b>	273,2	440,4	1359,6	1126,1	158,9	21,3	5,8
<b>Seridó</b>	156,9	339,3	273,2	122,6	134,5	134,5	27,6
<b>São José do Sabugi</b>	361,7	482,3	1649,9	1031,4	210,0	41,5	7,8
<b>São Mamede</b>	208,4	680,3	2457,8	1199,3	209,2	28,5	0,6
<b>Várzea</b>	206,8	439,6	1703,6	1099,6	311,6	25,9	0,0
<b>MÉDIA</b>	<b>194,1</b>	<b>344,8</b>	<b>1158,1</b>	<b>872,0</b>	<b>272,7</b>	<b>88,3</b>	<b>19,3</b>

Fonte: Elaborado pelo autor.

Na Tabela 8 são mostrados os valores de erosividade do Seridó potiguar, que se diferencia do paraibano tanto nas médias pluviométricas quanto na erosividade. Diferente do paraibano, no potiguar os meses de março e abril possuem uma classificação de erosividade muito alta decorrente também da ZCiT atuante. Intensificando assim, dois meses de alta atividade de chuvas torrenciais, ou seja, potencial erosivo. Nos meses de janeiro e fevereiro atuação do VCAN é maior na região, sendo classificados com valores de baixa erosividade. Nos meses de junho e julho, os valores de erosividades foram menores que na Paraíba, sendo classificada como baixa erosividade também. Esse menor valor pode ser compreendido pelo fim da quadra chuvosa da ZCiT e pela pouca influência das ondas de leste no sertão potiguar, possuindo empecilho para massa atmosférica também a condição geográfica do planalto da Borborema que retém mais umidade em relação à depressão sertaneja por causa da altimetria.

Tabela 8 - Média de erosividade (R) do período chuvoso na região do Seridó potiguar.

MUNICÍPIOS	EROSIVIDADE (R) MJ mm há <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup> ano <sup>-1</sup>						
	JANEIRO	FEVEREIRO	MARÇO	ABRIL	MAIO	JUNHO	JULHO
Acari	255,9	537,0	1248,2	1035,2	614,1	112,4	12,0
Caicó	187,8	827,4	1420,1	1263,7	342,1	57,8	0,0
Cruzeta	442,3	618,9	1471,6	904,9	562,8	95,5	13,3
Currais Novos	396,8	195,2	1348,3	1634,8	249,1	104,6	8,0
Equador	340,6	391,5	1114,4	1079,3	128,1	65,5	9,9
J. de Piranhas	531,5	416,2	1325,4	1508,4	360,3	39,4	5,5
J. do Seridó	281,3	590,5	1471,7	948,9	260,4	14,9	0,0
Ouro Branco	461,0	488,8	1069,0	1289,2	265,5	32,5	8,5
Parelhas	249,7	708,7	1405,2	620,9	274,7	58,8	4,2
S. J. do Sabugi	548,3	699,5	2137,3	843,8	259,7	19,5	3,3
T. L.da Cruz	124,3	590,3	1894,3	1106,7	159,5	127,5	41,8
Florânia	94,3	356,4	1686,3	2124,5	160,3	143,6	0,6
S. Fernando	262,2	625,5	1325,2	1635,1	395,8	61,5	12,6
C. dos Dantas	202,4	154,2	1651,6	912,2	568,5	95,4	0,0
Ipueira	194,2	1022,4	2237,4	725,0	128,3	80,8	7,5
S. J. do Seridó	519,4	450,6	1522,0	800,6	257,6	77,0	25,7
S. do Seridó	561,0	780,3	1564,2	818,3	128,0	61,0	23,5
S. Vicente	117,7	323,0	1763,0	1105,0	507,2	55,8	6,5
<b>MÉDIA</b>	<b>320,6</b>	<b>543,1</b>	<b>1536,4</b>	<b>1130,9</b>	<b>312,3</b>	<b>72,4</b>	<b>10,2</b>

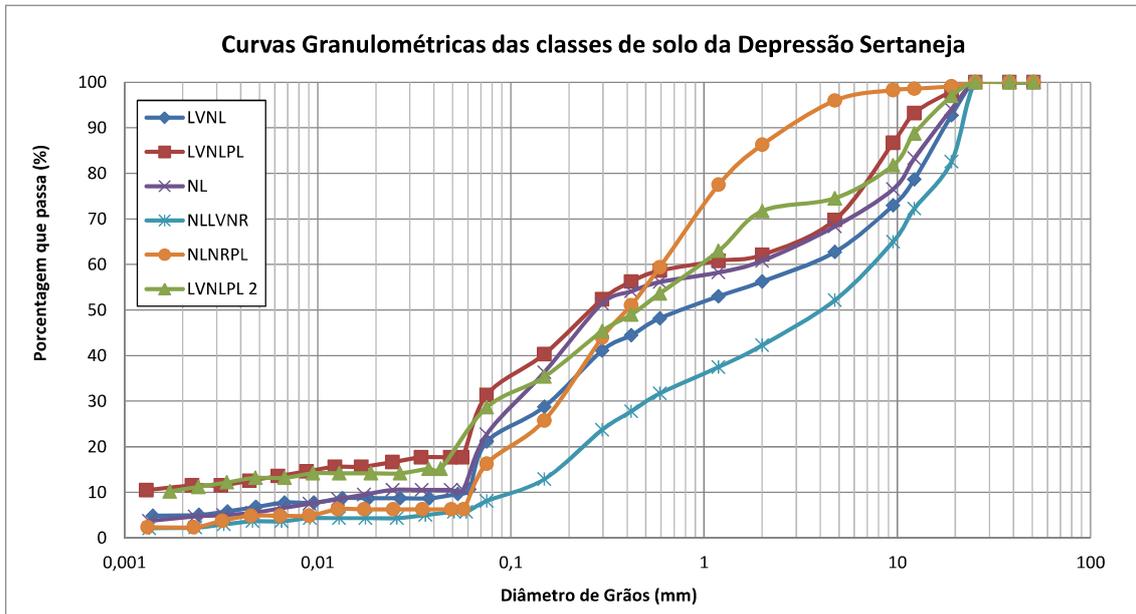
Fonte: Elaborado pelo autor.

### 5.1.2 Erodibilidade (K)

De acordo com as curvas granulométricas obtidas através dos resultados de laboratório, foram constatados que todos os solos têm o predomínio de sedimentos arenosos com frações entre 2,0 – 0,1 mm de diâmetro de grão. As Figuras 31 e 32 foram divididos por dois compartimentos geomorfológicos da bacia hidrográfica do Seridó: depressão sertaneja; e os planaltos e morros residuais. O primeiro se encontra em áreas planas a suavemente ondulado em níveis altimétricos em torno de 250 a 350 metros de altitude. O segundo se encontra em áreas planas nos planaltos recobertos por rochas sedimentares, e áreas suaves onduladas à forte ondulado no planalto e morros residuais, ambos em torno de 500 a 700 metros de altitude.

Os solos da bacia são pedregosos com sedimentos maiores que aqueles encontrados nos planaltos e morros residuais, possuindo taxa de infiltração de lenta a muito lenta. De acordo com os intervalos granulométricos, os solos possuem valores menores de silte e argila em relação aos solos do compartimento do Planaltos e Morros Residuais, tais como os solos NLLVNR e NLNRPL (Figura 31). Este motivo pode estar associado ao grau de intemperismo que o solo sofreu, principalmente pela diferença de precipitação entre as áreas.

Figura 31 - Curvas granulométricas dos solos encontrados na depressão sertaneja da bacia do rio Seridó.

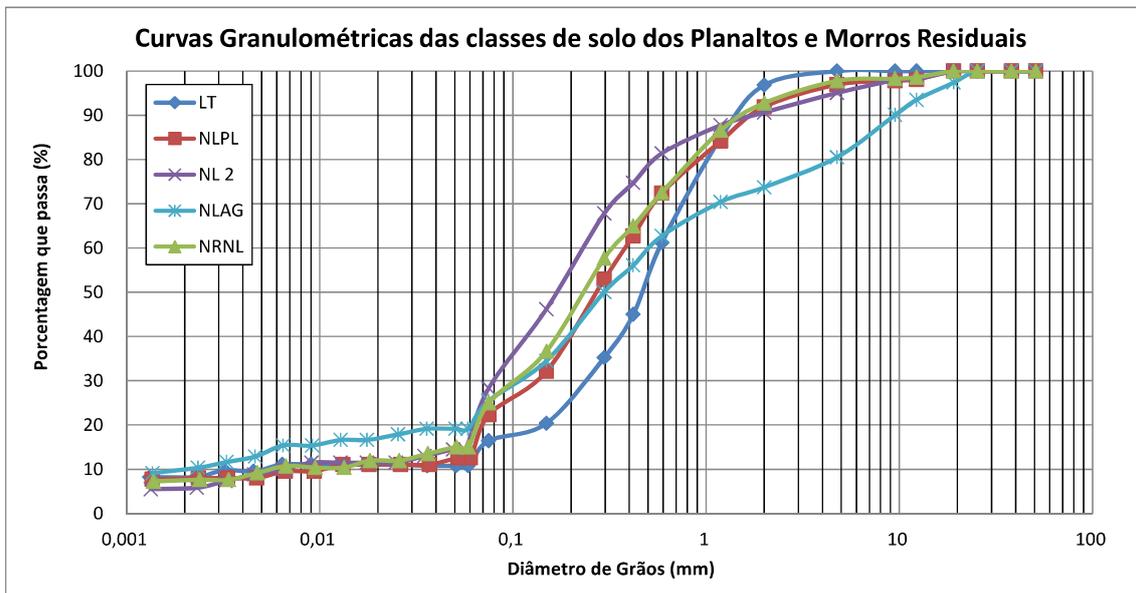


\* **LVNL:** Luvissole / Neossolo lítolico; **LVNLPL:** Luvissole / Neossolo lítolico / Planossolo; **NL:** Neossolo lítolico; **NLLVNR:** Neossolo lítolico / Luvissole / Neossolo regolítico; **NLNRPL:** Neossolo lítolico / Neossolo regolítico / Planossolo; **LVNLPL2:** Luvissole / Neossolo lítolico / Planossolo.

Fonte: Elaborado pelo autor.

Grande parte dos solos do compartimento Planaltos e Morro Residuais (Figura 32) têm maioria de grãos abaixo de 2,0 mm, como são os casos dos solos NLPL, NRNL e NL2, que têm mais da metade de sua massa no intervalo de 2,0 - 0,1 mm; e o solo LT, que possui 97% de sedimentos finos. Essa característica é explicada pela maior influência do intemperismo químico nessa região dos Planaltos e Morros Residuais.

Figura 32 - Curvas granulométricas dos solos encontrados nos planaltos e morros residuais da bacia do rio Seridó.



Fonte: Elaborado pelo autor.

\***LT**: Latossolo; **NLPL**: Neossolo lítolico / Planossolo; **NL 2**: Neossolo lítolico; **NLAG**: Neossolo lítolico / Argissolo; **NRNL**: Neossolo regolítico / Neossolo lítolico.

Os elevados índices de grãos arenosos são pertencentes às manchas de solos do Latossolo; às associações do Neossolo Lítolico com Neossolo Regolítico e Planossolo; às associações do Neossolo Lítolico com Planossolo; e às associações do Neossolo Regolítico com Neossolo Lítolico. Estes solos apresentam mais de 60% da fração de areia.

Um dos motivos de esses solos terem esse percentual diz respeito ao intemperismo químico que atua em rocha arenítica da chapada da “Serra” de Santana, formando-se o Latossolo. Esse intemperismo se deu pela influência climática que a chapada proporciona, além de condições de umidade que a altitude contribui.

Os outros solos com elevado percentual de areia têm como possível atribuição de sua gênese o fato de estarem localizados na Formação Equador e Seridó (material de origem), ambos possuem litologias que dão origem a sedimentos arenosos localizadas em litotipos de quartzito e quartzo. Além disso, o clima contribui para tal processo, visto que o clima semiárido contribui para o intemperismo físico de algumas áreas rochosas.

Solos do tipo Neossolo Regolítico já têm a característica de serem arenosos por se tratar de áreas onde o material de origem tem tendência a formar grãos de quartzo através do intemperismo, e conseqüentemente com topografia mais plana, contribuindo assim para uma maior infiltração da água.

Os Neossolos Lítolicos e as associações de Luvisolo com Neossolo Lítolico; e os Luvisolos com Neossolos Lítolicos e Planossolos demonstraram uma fração maior de areia fina e silte que os demais, entre 20% e 30%. Esses dados podem explicar o maior transporte dos sedimentos nesses solos através do escoamento superficial, visto que são partículas mais finas e com poucas características de coesão, ou seja, solos com maior teor de areia fina e silte são mais susceptíveis a erosão do solo (FRAGASSI, 2001).

Guerra (1990) verificou correlações positivas entre a porcentagem de silte com o escoamento, e isto, com a perda de solo. O referido autor também encontrou dificuldades em avaliar a influência da textura nos resultados de erodibilidade dos solos, mesmo que tenha sido revelado em testes de chuva simulada, no qual foi constatado que os solos com maiores teores de areia fina e silte foram mais erodidos. Para três solos da Paraíba, a areia muito fina mais silte e a fração areia de diâmetro entre 1 a 2 mm apresentaram maior erodibilidade dos solos (FERNÁNDEZ e SANTOS, 1980). No caso do Argissolo Vermelho-Amarelo, em Alagoa Nova-PB, foi considerado mais erodível pelo fato que tem um percentual de 18% de areia fina mais silte maior que os outros dois (em torno de 11% do Nitossolo e 15% do Argissolo

Vermelho-Amarelo, de Areia-PB). Diante disso, os solos da bacia hidrográfica do Rio Seridó mencionados anteriormente e que possuem mais de 20% de areia fina e silte, são considerados mais susceptível a serem erodidos do que os solos da região que Fernández e Santos (1980) pesquisaram.

O teor de matéria orgânica foi apontado através do método de “*Loss of Ignition*” (calcinação) tomando como base as normas da ABNT (1996). Com isso foram obtidos valores relativos a cada solo, conforme as Tabelas 9 e 10.

Houve uma pequena diferença de teores de matéria orgânica entre os compartimentos geomorfológicos. Na depressão sertaneja houve maior quantidade de solos com teores mais elevados de matéria orgânica do que os dos planaltos e morros residuais.

Tabela 9 - Teor de matéria orgânica dos solos coletados na depressão sertaneja.

<b>DEPRESSÃO SERTANEJA</b>	
<b>SOLO</b>	<b>TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA (%)</b>
<b>LVNL</b>	2,593
<b>LVNLPL</b>	3,713
<b>NL</b>	2,408
<b>NLLVNR</b>	2,248
<b>NLNRPL</b>	1,245
<b>LVNLPL 2</b>	3,213
<b>MÉDIA</b>	<b>2,57</b>

**LVNL:** Luvissole / Neossolo lítolico; **LVNLPL:** Luvissole / Neossolo lítolico / Planossolo; **NL:** Neossolo lítolico; **NLLVNR:** Neossolo lítolico / Luvissole / Neossolo regolítico; **NLNRPL:** Neossolo lítolico / Neossolo regolítico / Planossolo; **LVNLPL2:** Luvissole / Neossolo lítolico / Planossolo.

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 10 - Teor de matéria orgânica dos solos coletados nos Planaltos e Morros residuais.

<b>PLANALTOS E MORROS RESIDUAIS</b>	
<b>SOLO</b>	<b>TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA (%)</b>
<b>LT</b>	2,427
<b>NLPL</b>	1,577
<b>NL 2</b>	2,575
<b>NLAG</b>	3,563
<b>NRNL</b>	1,99
<b>MÉDIA</b>	<b>2,42</b>

**LT:** Latossolo; **NLPL:** Neossolo lítolico / Planossolo; **NL 2:** Neossolo lítolico; **NLAG:** Neossolo lítolico / Argissolo; **NRNL:** Neossolo regolítico / Neossolo lítolico.

Fonte: Elaborado pelo autor.

Segundo Greenland *et al.* (1975) apud Ramidan (2003), os solos com menos de 3,5% de teor de matéria orgânica possuem instabilidade à erosão, conforme estudos realizados

na Inglaterra. Tais solos, com pouca matéria orgânica, podem ser considerados propensos à erosão (EVANS, 1990 *apud* RAMIDAN, 2003).

De acordo com os resultados, apenas dois solos não possuem grande instabilidade à erosão no que diz respeito a matéria orgânica, são eles o Luvissoleto em associação com Neossolo lítolítico e Planossolo, encontrando na parte mais a jusante da bacia hidrográfica; e o Neossolo lítolítico associado com Argissolo, encontrado na parte a montante da bacia hidrográfica.

Os outros tipos de solos têm possibilidades maiores de serem instáveis à erosão, segundo Greenland, ou seja, o baixo teor de matéria orgânica não é o suficiente para estabilizar as partículas do solo e reter água. Em média, a matéria orgânica dos solos da bacia hidrográfica do rio Seridó tem um teor abaixo de 3,5%, dando destaque às áreas de Neossolo lítolítico associado com Neossolo regolítico e Planossolo; ao Neossolo lítolítico associado com Planossolo; e ao Neossolo regolítico associado com Neossolo Litolítico; estes com valores abaixo de 2% de matéria orgânica. De acordo com o Nomograma de Wischmeier e Smith (1978), as variáveis para se obter o valor de K foram as seguintes, Tabela 11.

Tabela 11 - Avaliação da erodibilidade do solo ( $\text{ton.h.MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$ ) pelo nomograma de Wischmeier.

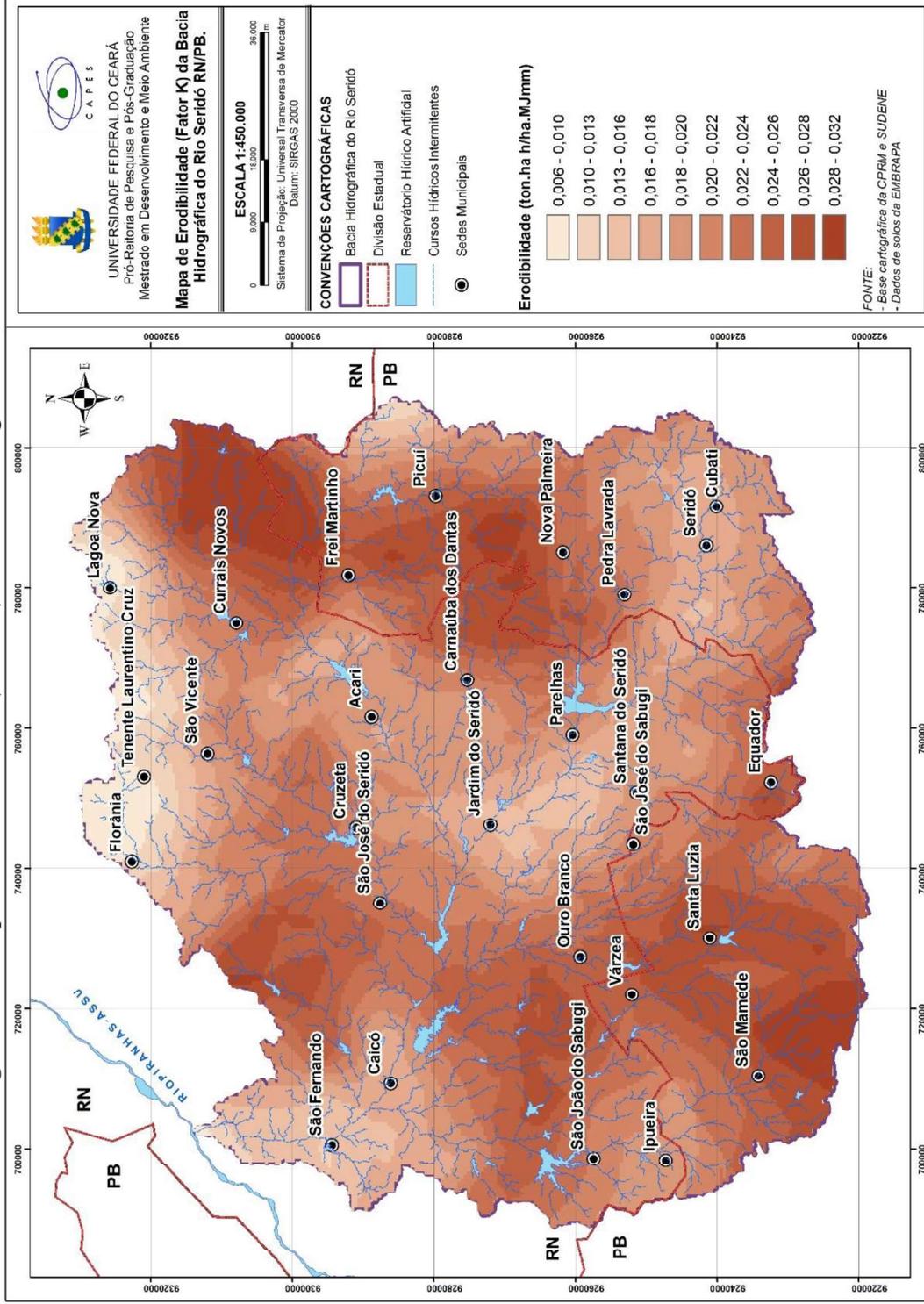
Amostra	Textura (%) - (0,002 a 0,1 mm)	Textura (%) - (0,1 a 2 mm)	M.O (%)	Estrutura	Classificação da Permeabilidade	Fator K	Classificação da Erodibilidade
LT	0	79	2,427	1	2	0,008	baixa
LVNL	20	31	2,593	1	5	0,021	média
LVNLPL	24	26	3,713	1	6	0,026	média
LVNLPL 2	21	40	3,213	1	6	0,028	média
NL	23	33	2,408	1	4	0,017	baixa
NL 2	30	55	2,575	1	5	0,029	média
NLAG	19	45	3,563	1	5	0,021	média
NLLVNR	8	32	2,248	1	4	0,016	média
NLNRPL	18	66	1,245	1	3	0,020	média
NLPL	18	66	1,577	1	4	0,018	baixa
NRNL	22	63	1,99	1	4	0,021	média

**LVNL:** Luvissoleto / Neossolo lítolítico; **LVNLPL:** Luvissoleto / Neossolo lítolítico / Planossolo; **NL:** Neossolo lítolítico; **NLLVNR:** Neossolo lítolítico / Luvissoleto / Neossolo regolítico; **NLNRPL:** Neossolo lítolítico / Neossolo regolítico / Planossolo; **LVNLPL2:** Luvissoleto / Neossolo lítolítico / Planossolo; **LT:** Latossolo; **NLPL:** Neossolo lítolítico / Planossolo; **NL 2:** Neossolo lítolítico; **NLAG:** Neossolo lítolítico / Argissolo; **NRNL:** Neossolo regolítico / Neossolo lítolítico.

Fonte: Elaborado pelo autor.

Diante disso, os valores de K foram espacializados através de interpolação resultando no mapa de erodibilidade da bacia hidrográfica do Rio Seridó, conforme Figura 33. A distribuição espacial do valor de K no mapa mostrou que alguns pontos do alto curso dos rios são mais erodíveis que em outros, podendo causar maior transporte dos sedimentos por ter maior força de incisão de drenagem. No entanto, a bacia do Rio Seridó tem valores de erodibilidade médios e bem distribuídos espacialmente nos seus compartimentos geomorfológicos.

Figura 33 - Mapa de Erodibilidade (Fator K) da bacia hidrográfica do rio Seridó.



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 5.1.3 Fator topográfico (LS)

A área de estudo tem uma relevância geomorfológica grande no que concernem tempos geológicos distintos, do pré-cambriano ao cenozoico, representadas por rochas metamórficas da depressão sertaneja e coberturas sedimentares da Formação Serra dos Martins nos planaltos.

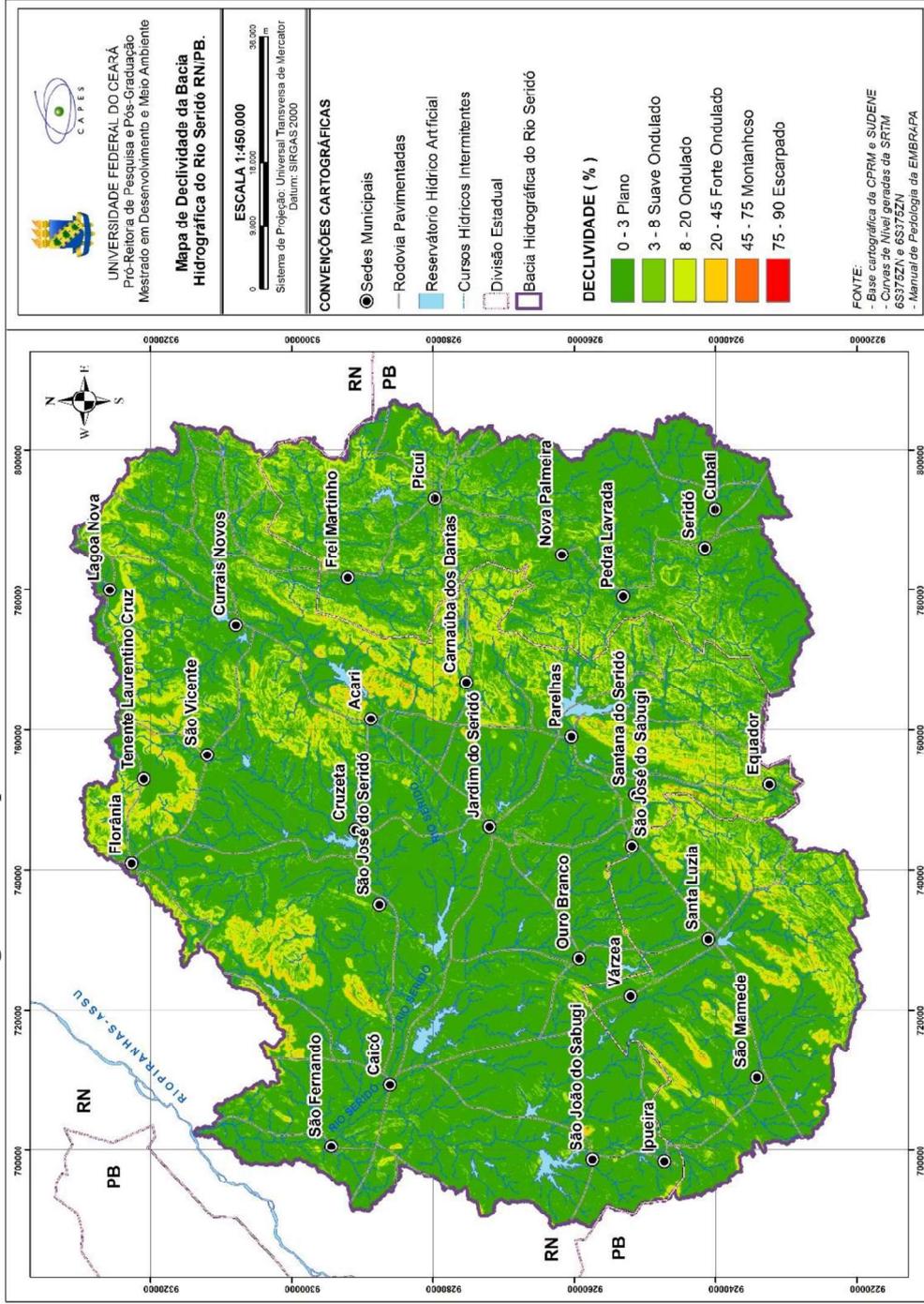
De acordo com os dados da SRTM, a média de declividade média da bacia é de 8%, sendo assim classificada como relevo ondulado. No entanto, de acordo com o mapa de declividade (Figura 34), são mostradas as áreas mais íngremes, de 20% a 45% (fortemente ondulada). Essas áreas têm inclinação que favorecem os processos erosivos de serem mais incisivos.

Os valores de comprimento de rampa foram obtidos através da Equação 4 para quadrículas que subdividiram a bacia hidrográfica do Rio Seridó em 36 sub-áreas. Através da correção de escala para 1:450.000 e as médias de declividade de cada quadrícula, obteve o valor médio de 58 metros de comprimento de rampa da bacia ao todo.

Os valores das 36 quadrículas variaram entre 30 metros, em área próxima ao exutório, e 80 metros em áreas de alto curso. A variação dos valores se deu através da inserção da drenagem na área da quadrícula. Quanto maior a rede de drenagem em uma determinada área, menor é o comprimento de rampa.

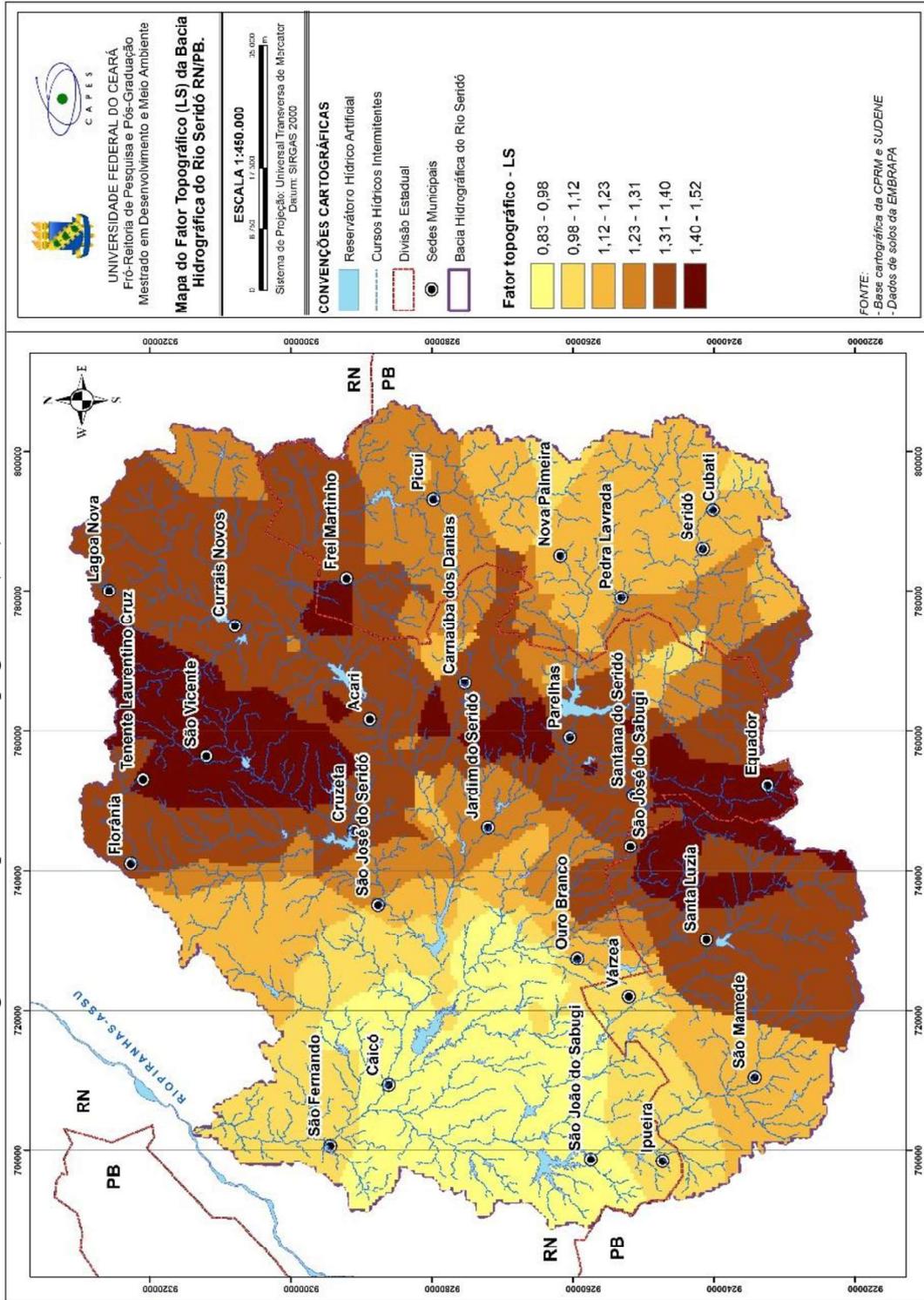
Com os valores de declividade e comprimento de rampa, foi possível calcular o fator topográfico (LS) da EUPS de acordo com a Equação 3. O fator foi representado para cada quadrícula variando os valores de 0,83 a 1,52, conforme a Figura 35.

Figura 34 - Mapa de declividade da bacia do rio Seridó.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 35 - Mapa do Fator Topográfico (LS) da bacia do rio Seridó.



Fonte: Elaborado pelo autor.

#### **5.1.4 Fator de uso e manejo do solo (CP)**

As diferentes intervenções antrópicas no solo é uma das variáveis da EUPS propõe, visto que essas intervenções causam modificações na paisagem acelerando a morfodinâmica e degradando o ambiente.

A região do Seridó potiguar e paraibano teve processo histórico muito caracterizado com a cultura do gado-algodão. O desenvolvimento da pecuária extensiva na região do Seridó abastecia a zona da mata destinada ao canavial, que respondia aos reclames da divisão internacional do trabalho comandada a partir da Europa. Com isso, a região só engata diretamente na divisão internacional do trabalho posteriormente com a produção de algodão, necessária ao abastecimento da indústria têxtil europeia (MACÊDO, 2000). Essa atividade contribuiu para o maior aumento do desmatamento nas áreas em que eram instalados os currais para pecuária intensiva e extensiva, atribuindo-se pastejo e compactação do solo em áreas de criação intensiva.

A cotonicultura foi responsável pela principal atividade nos sertões nordestinos, sendo estabelecidas em seguida indústrias de beneficiamento e comercialização em diferentes cidades do Seridó (MORAIS, 2005). Historicamente, essa atividade econômica foi a principal degradadora do ambiente semiárido seridoense.

A agricultura de subsistência, visando suprir as demandas alimentares da população regional é outra marca do início da formação regional, que até hoje é encontrada através da agricultura familiar. Através dessas atividades que as bases econômicas impulsionaram às primeiras ações europeizadas, criando as primeiras próteses do meio técnico no Seridó, esboçando a forma e o conteúdo da região que estava em processo de formação (VASCONCELOS, 2005). Com novas formas de produção e demanda para cidade, o extrativismo vegetal foi muito presente durante anos, se tornando expressivo. Além do fogão a lenha para os agricultores rurais, a produção de carvão e madeira foi comercializado para empresas e restaurantes de diversas cidades pela região do Seridó.

Figura 36 - Marcas de degradação da cobertura vegetal e uso de queimadas atualmente em Cruzeta-RN.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Além disso, Vasconcelos (2005) afirma que a mineração foi uma marca na história do uso do território regional a partir da Primeira Guerra Mundial, tendo sua consolidação e apogeu no período da Segunda Guerra Mundial. Da mesma forma que a agropecuária, a mineração chega aos dias atuais como pilar de sustentação da economia regional do Seridó (tanto no serviço primário quanto secundário) com diversos tipos de mineração como, por exemplo, o caulim, esboçando traços pontuais de modernidade, coexistindo com heranças expressivas de seu passado.

Na parte do Seridó potiguar, desde a primeira metade do século XX era tido como a base econômica e política do estado do Rio Grande do Norte. Ao decorrer do tempo, a soberania econômica baseada no tripé algodão-pecuária-mineração foi perdendo força. A partir década de 1970 com o declínio do algodão pela praga do bicudo, instalou-se uma crise econômica na região do Seridó, buscando assim uma reestruturação do território a partir de uma nova base socioeconômica principalmente com pecuária, extrativismo vegetal e mineração.

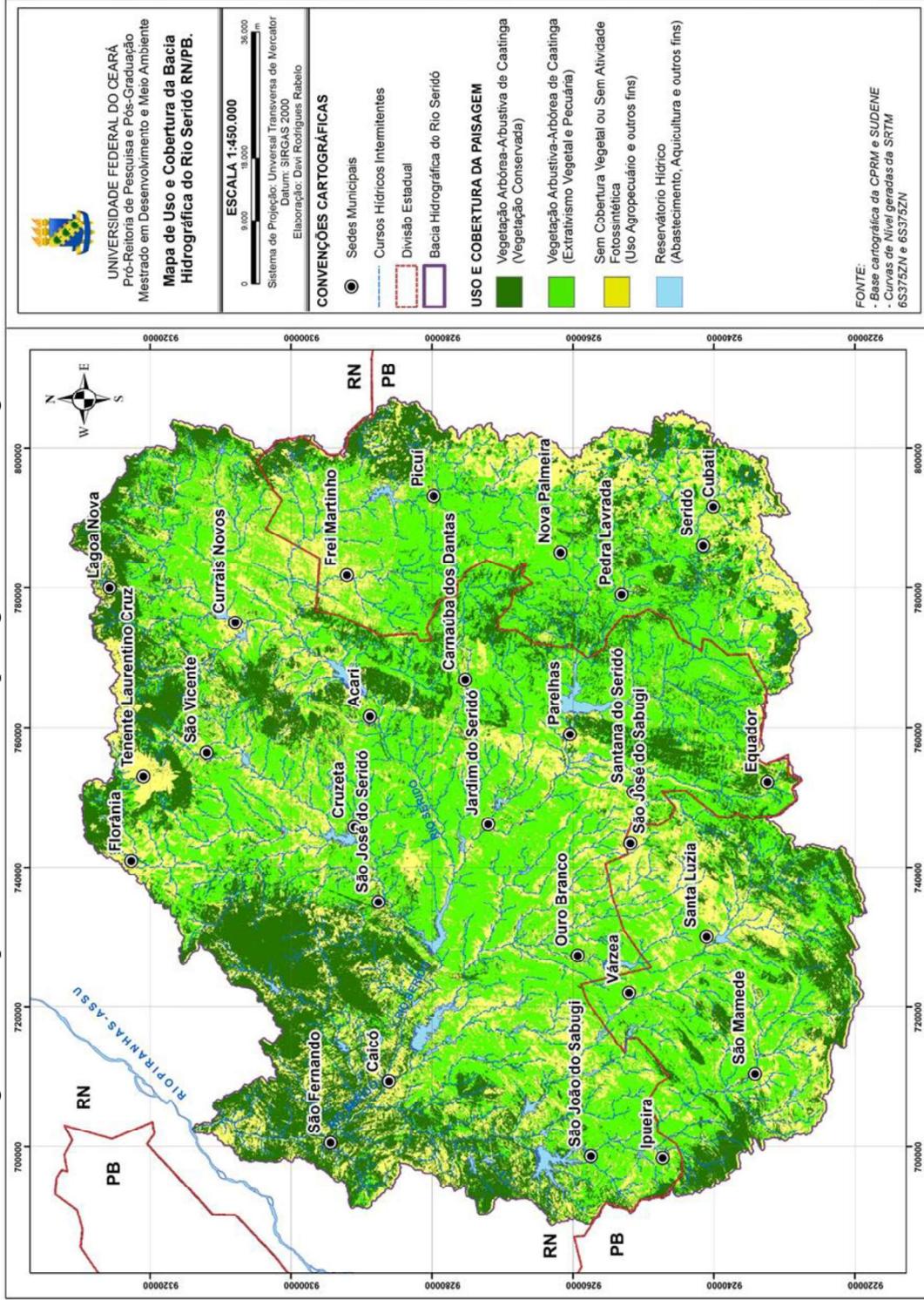
A importância da bacia hidrográfica do Rio Seridó sobre os aspectos de uso e ocupação se dá pela concentração das primeiras vilas nas planícies fluviais próxima aos cursos hídricos. Macêdo (2000) salientava que a importância dos rios se deu através da incisão dos colonos colonizarem o interior, fazendo uma relação de circuito produtivo da colônia. Diante disso, a delimitação da bacia serviu como subsídio para a criação da regionalização político-administrativa do Seridó potiguar e paraibano.

Atualmente, as principais cidades da bacia estão situadas próximas aos principais rios, foram construídos açudes (Quadro 1) com a política de convivência com a seca, mas que antigamente tinha uma concepção de uma política de combate ao fenômeno promovido pelo Governo Federal e implantado pelo Departamento Nacional de Obras contra as Secas (DNOCS). Além disso, deve-se levar em conta a política das oligarquias nordestinas, que usaram o discurso da seca para se beneficiar economicamente e estruturalmente com açudes em propriedades privadas. Tal evento histórico é denominado de indústria da seca.

O estado atual do uso e cobertura da paisagem é resultado de um período histórico marcante na região do Seridó, desde o gado-algodão passando pelo extrativismo vegetal até chegar à mineração. Marcas de solo exposto, erosão e exposição da rocha são indícios de uma degradação ambiental pretérita, mas que a morfodinâmica ainda continua atuando nas áreas em que não há conservação do solo.

Através do mapeamento do uso e cobertura da bacia hidrográfica do Rio Seridó é possível distinguir quatro tipos de fisiografia na imagem de satélite: vegetação arboreo-arbustiva de Caatinga, vegetação arbustivo-arbórea de Caatinga, sem cobertura vegetal ou sem atividade fotossintética e reservatórios hídricos.

Figura 37 - Mapa de uso e cobertura da paisagem da bacia hidrográfica do rio Seridó.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A vegetação de Caatinga arbóreo-arbustiva densa, caracterizada pela maior intensificação do dossel na composição da imagem de satélite, compreende a absorção da faixa do visível e do infravermelho próximo. Nesta área a conservação da vegetação é maior que nas demais áreas, ocorrendo principalmente nos planaltos e maciços residuais com maiores dificuldades de acesso e algumas áreas da Depressão Sertaneja. Nesses espaços, a utilização do solo é reduzida, com pouca atividade econômica (como em alguns casos de gado solto próxima da área) e vegetação mais conservada ou em processo de regeneração avançado. O valor do fator C para este uso é o menor, entre os usos encontrados na bacia: 0,02. (CREUTZFELDT, 2006; Tabela 6). A capacidade protetora da vegetação reduz os impactos diretos da erosividade sobre o solo, reduzindo também o transporte de sedimentos.

As áreas de vegetação de Caatinga arbustivo-arbórea caracterizam-se por vegetação mais esparsa e de porte médio com intercalações de porte arbóreo em alguns casos. Na composição da imagem de satélite é identificada essa classe de mapeamento na cor marrom, caracterizando-se, assim, uma perda da folhagem pela caducifolia do bioma (Figura 38). A pecuária (extensiva e intensiva) ainda é muito marcante, sendo praticada nessas áreas mais abertas da Caatinga (popularmente conhecidas como “mangas”, “tabuleiros” ou “carrasco”), que correspondem às colinas de vegetação espaçadas da Depressão Sertaneja. Além disso, o extrativismo vegetal é muito presente nessas áreas, degradando a cobertura vegetal e expondo o solo aos processos erosivos. Diante do exposto, Creutzfeldt (2006) avaliou valor de 0,06 para o fator C da EUPS para esse uso e ocupação do solo.

Figura 38 - Área de vegetação arbustiva e áreas de solo exposto no Seridó potiguar.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na Figura 39, as áreas foram herança cultural das atividades danosas que degradaram o ambiente e que atualmente alimenta o mesmo modo de produção e degradação com a mesma atividade ou não, mas com algumas reestruturações territoriais e econômicas restabelecidas na bacia. Delimitam-se novas áreas de uso como áreas de mineração, novas áreas de extrativismo vegetal, agricultura e novas áreas de pecuária extensiva, com maiores intervenções em áreas próximas aos leitos de rios. O valor atribuído para essa classe é o valor máximo de 1,0 estabelecido por Albuquerque *et al* (2005) para solos expostos.

Figura 39 - Áreas de solo exposto com relevo ondulado em Frei Martinho-PB no Planalto da Borborema.



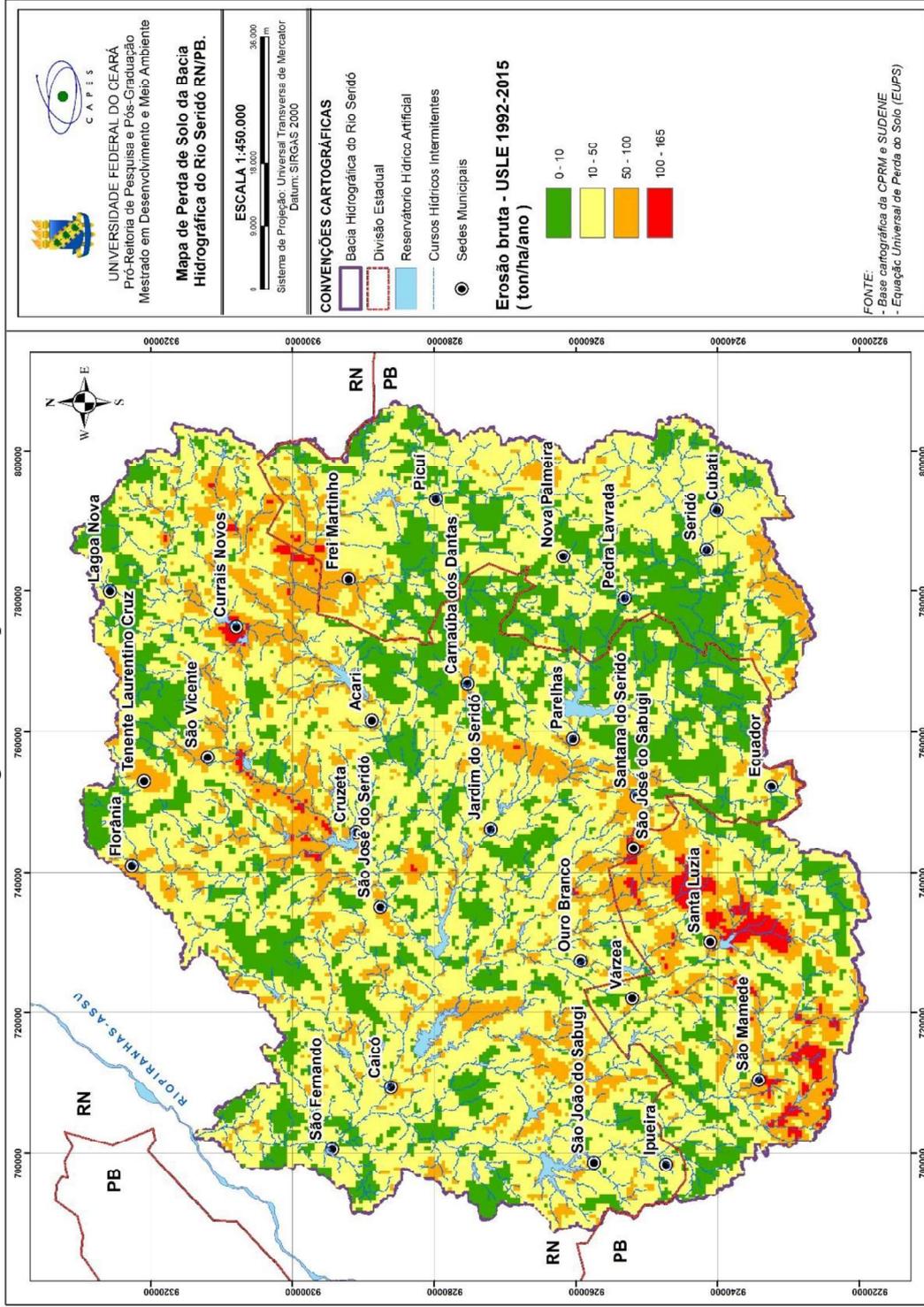
Fonte: Elaborado pelo autor.

Além dessas, há os reservatórios hídricos, com cor mais escura decorrente da absorção e reflexão do espectro do visível. Os reservatórios são usados para fins de abastecimento público para diversas cidades da bacia hidrográfica e estão associados a açudes e barramentos feitos para a política de convivência com a seca (MAMEDE *et al.*, 2012). Além disso, existem outros usos como aquicultura que para a produção de camarão, peixes e outras atividades que envolvem água. No entanto, para fins da EUPS, essa classe de uso e cobertura da paisagem tem valor C nulo, pois nela não há solo exposto e, portanto, não há processos erosivos, apenas deposição de sedimento.

#### **5.1.5 Erosão bruta**

A síntese de todas as variáveis da EUPS (erosividade, erodibilidade, fator topográfico, uso e cobertura da paisagem e práticas conservacionista) é a estimativa de erosão bruta localmente em toda a bacia hidrográfica do rio Seridó. Diante disso, o presente mapa de erosão bruta distribuída pela bacia é de suma importância para identificar áreas onde a degradação ambiental estar mais evidente, conforme Figura 40.

Figura 40 - Mapa de erosão bruta da bacia do rio Seridó.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A erosão bruta na bacia chegou ao máximo de  $165 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$  no recorte de 23 anos de monitoramento de eventos pluviométricos, com uma média para toda bacia de  $29 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ . Na bacia existem alguns pontos mais críticos de erosão bruta alta como é o caso da região sudoeste e nordeste da bacia.

As áreas com maior erosão bruta estão localizadas em áreas com declividade mais acentuadas e com solos expostos (Figura 41) e próximos a reservatórios hídricos, uma das explicações possíveis seria o uso intensivo do solo pela proximidade da utilização da água e sua degradação para práticas agrícolas e extrativismo vegetal.

A perda de solo no mapa está diretamente relacionado aos tipos de uso e cobertura da paisagem, na qual áreas sem cobertura vegetal e com determinados valores de erodibilidade estão sujeitos aos processos morfodinâmicos atuantes através da erosividade e as condições de relevo (fator LS), demonstrando assim, a importância do uso do solo como das outras variáveis para a gestão e planejamento de bacias hidrográficas.

Figura 41 - Erosão em sulco no município de Junco do Seridó, a montante da bacia hidrográfica.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A taxa de erosão está dentro dos limites de tolerância quando não for superior à taxa de formação e renovação dos solos. Wischmeier e Smith (1978) encontraram nos Estados

Unidos os valores de tolerância de perda de solo de 4,5 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup> a 11,5 ton/ha/ano. No Brasil, em solos tropicais de horizonte B textural e latossólico, Lombardi Neto e Bertoni (1975) encontraram valores de tolerância de perda de solo de 4,5 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup> a 13,4 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup> (solos com B textural) e 9,6 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup> a 15,0 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup> (solos com B latossólico). Na região de estudo, Oliveira *et al.* (2008) encontraram valores médios de perda de solo para alguns tipos de solo no Estado da Paraíba. Os valores de tolerância variaram entre 4,8 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup> e 12,3 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>, dependendo do tipo de solo. Logo, a perda de solo bruta da presente pesquisa apresentou-se superior à reposição. Esse fato ocorre principalmente em áreas críticas de erosão bruta (zonas vermelhas na Figura 40). No entanto, essa erosão é apenas a massa de sedimento deslocada da área. Dependendo da razão de aporte de sedimento (SDR), a produção de sedimento é de suma importância na análise da sustentabilidade dos solos rurais, visto que, é o que realmente de sedimento foi perdido.

De fato, o nível de erosão bruta na bacia do Seridó supera a capacidade de reposição do solo, o que pode causar problemas localizados. Entretanto, o mais apropriado é comparar os níveis de produção de sedimentos da bacia com a recuperação dos solos (ver item a seguir).

## **5.2 Distribuição espacial da razão de aporte de sedimentos**

De acordo com a equação de Maner foi possível estimar a fração de sedimentos que chega ao exutório em diferentes tamanhos de bacias e em diferentes secções do rio Seridó e seus afluentes, concebendo assim o modelo como representação de conectividade entre os compartimentos. Além disso, a equação de Maner considera os condicionantes topográficos (geomorfológicos) para o entendimento da forma de como o sedimento se comporta no relevo da bacia. A bacia do rio Seridó tem o tamanho de 9.930 km<sup>2</sup>, com um comprimento de drenagem de 117 km. A cota do exutório é de 97 m e a média dos divisores de água fica em 511 m. Sendo assim, estima-se que razão de aporte de sedimentos até o exutório da bacia seja de 8,3%, ou seja, dos 100% de sedimentos produzidos através da erosão, apenas 8,3% chegam ao exutório.

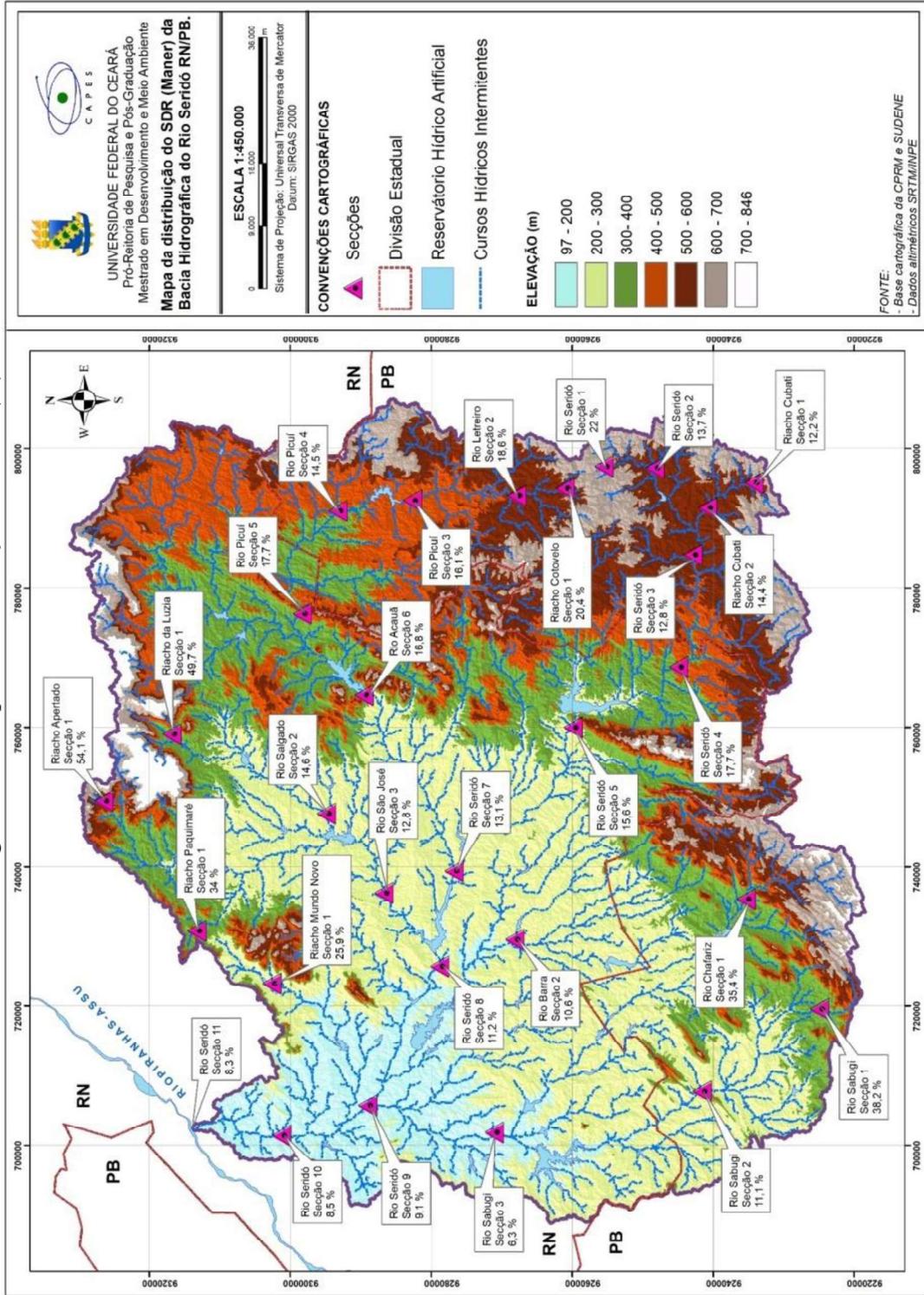
Além disso, foram feitas outras secções para estimar espacialmente as razões de aporte de sedimento ao longo da bacia hidrográfica. De acordo com a Figura 38, foram feitas secções tanto no rio principal como nos seus afluentes distribuídos por toda bacia hidrográfica. Os resultados da razão de aporte de sedimentos nos rios da bacia hidrográfica variaram entre 54% e 6%, com média de 19%, ou seja, bem próximo ao que Araújo (2003) encontrou nas bacias experimentais no Ceará.

No mapeamento da distribuição espacial dos valores do SDR (Figura 42), nota-se que pelo resultado das secções não houve regularidade geomorfológica em relação as condições

de conectividade do índice. No mapa, percebe-se que os valores de SDR a montante diminuem, depois aumentam e, ao final, voltam a diminuir, contrariando a expectativa de aumento contínuo de deposição com o tamanho da bacia.

No rio principal, a primeira secção de bacia de aporte de sedimentos começa com 22%, posteriormente com o aumento do tamanho da bacia ela diminui para 13%, mas ao invés de continuar a descer, tem-se um novo aumento para 18% para posteriormente diminuir gradativamente até o exutório final da bacia em torno de 8%. A dinâmica espacial do aporte de sedimentos do rio principal indica características geomorfológicas diferenciadas, o SDR varia diminuindo e aumentando no compartimento do planalto da Borborema. Essa dinâmica pode ser explicada pela morfoestrutura e morfoescultura do próprio relevo, apesar de ser bastante dissecado, o Rio Seridó nasce e percorre no seu alto curso, um planalto cristalino que tem áreas em forma de platôs, ou seja, não são tão dissecados e por isso, naturalmente, não transportam muitos sedimentos pela energia cinética e gravitacional.

Figura 42 - Mapa da distribuição do SDR (%) na bacia do rio Seridó.

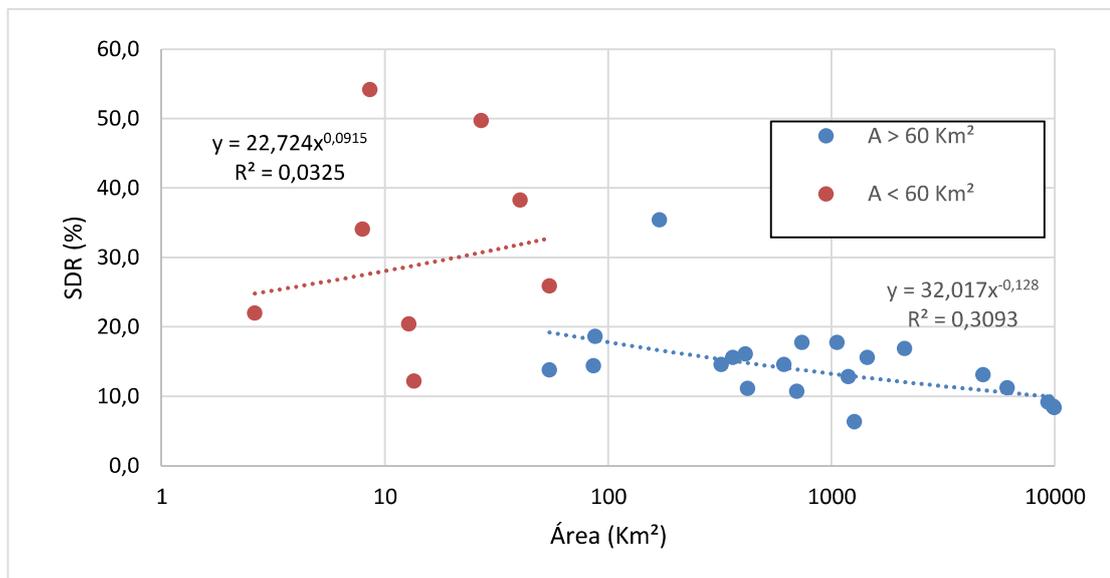


Fonte: Elaborado pelo autor.

Além do rio principal, o maior afluente do rio tem dinâmica espacial semelhante. O Rio Acauã nasce no oposto topográfico do rio Seridó chamado na região de riacho do Cotovelo, depois rio Letreiro, passando para Rio Picuí (quando se chega ao município de Picuí) até chegar o rio Acauã. Esse afluente tem no seu alto curso com a primeira secção um SDR de 20%, diminuindo gradativamente até a secção 4 no rio Picuí com SDR de 15%, posteriormente aumenta para 18% na próxima secção, para que depois diminua gradativamente durante o rio Acauã e Seridó. Tal dinâmica pode ser explicada pela geomorfologia, na Secção 5 do rio Picuí. A bacia é localizada principalmente em um serrote cristalino (conjunto de crista) em que as cotas altimétricas desse serrote são altas e o exutório encontra-se rebaixado. Além disso, a bacia formada pertence ao alto curso e em transição para o médio curso.

Diante disso, microbacias até 60 km<sup>2</sup> se encaixam nessa dinâmica de o SDR diminuir/aumentar/diminuir, conforme Gráfico 1. Com o aumento do tamanho da área a tendência do SDR é ir diminuindo e se estabilizando.

Gráfico 1 - Razão de aporte de sedimento (SDR) em relação ao tamanho da área de drenagem na bacia do rio Seridó.

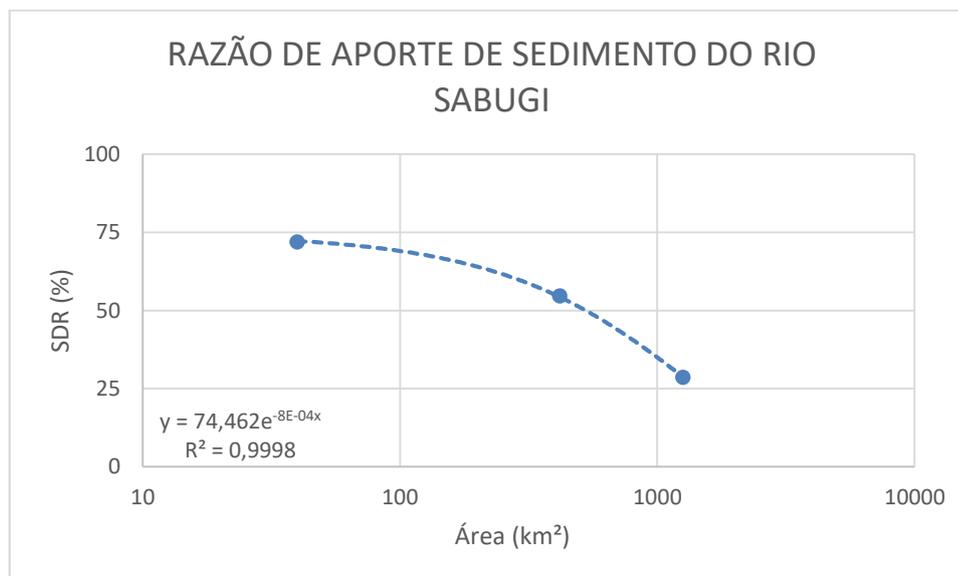


Fonte: Elaborado pelo autor.

Em alguns afluentes do rio Seridó, a dinâmica do SDR segue a lógica de transporte e deposição do tamanho e distância da bacia. O Rio Sabugi é exemplo disso, nas três secções analisadas a partir de áreas maiores que 40 km<sup>2</sup>, o SDR ficou em torno de 38% na primeira secção a montante do rio e na última, o SDR ficou em torno de 6% a jusante do rio. Há características comuns com outras bacias, devido às características geomorfológicas da bacia, gerando um gráfico com uma curva de SDR menor com a maior tamanho da bacia, ou seja, alometria negativa. Uma das explicações é que não há platô em que o rio percorra, mas apenas

cristas dissecadas na parte meridional da Borborema dentro da bacia hidrográfico do rio Seridó. Isso caracteriza maior erosão por energia cinética e gravitacional e depois transporte e deposição nos médios e baixos cursos.

Gráfico 2 - Razão de aporte de sedimento (SDR) em relação ao tamanho da área de drenagem no rio Sabugi.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O SDR, sendo um índice de conectividade, indica que em alguns casos na bacia hidrográfica do Seridó, rios como Sabugi e outros têm conectividade entre seus compartimentos geomorfológicos. No entanto, nos maiores rios há um nível considerável de desconectividade de sedimento em relação ao seu alto curso.

A produção de sedimento no exutório da bacia hidrográfica do rio Seridó é de 2,4 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>, ou seja, os valores de SDR com os valores da EUPS demonstram o quanto realmente de erosão a bacia está exportando. A bacia hidrográfica como todo produziu erosão localmente de até 165 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup> no máximo, durante 1992-2015, e 29 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup> em média em toda sua extensão, mas apenas uma parte desse sedimento chega realmente no exutório.

Além disso, a produção de sedimentos nas secções dentro da bacia variou entre 2,4 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup> e 17,3 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>, com uma média de 5,2 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup> nos diferentes exutórios selecionados no cálculo do SDR. Essa variação demonstra vários níveis de características de solo, de geomorfologia, de conservação e degradação ambiental, e variações espaço-temporal das chuvas em que a bacia está inserida. No Ceará, Araújo (2003) encontrou em média, 4 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup> de produção de solos para sete bacias (3 a 1.200 km<sup>2</sup>). Na secção 1

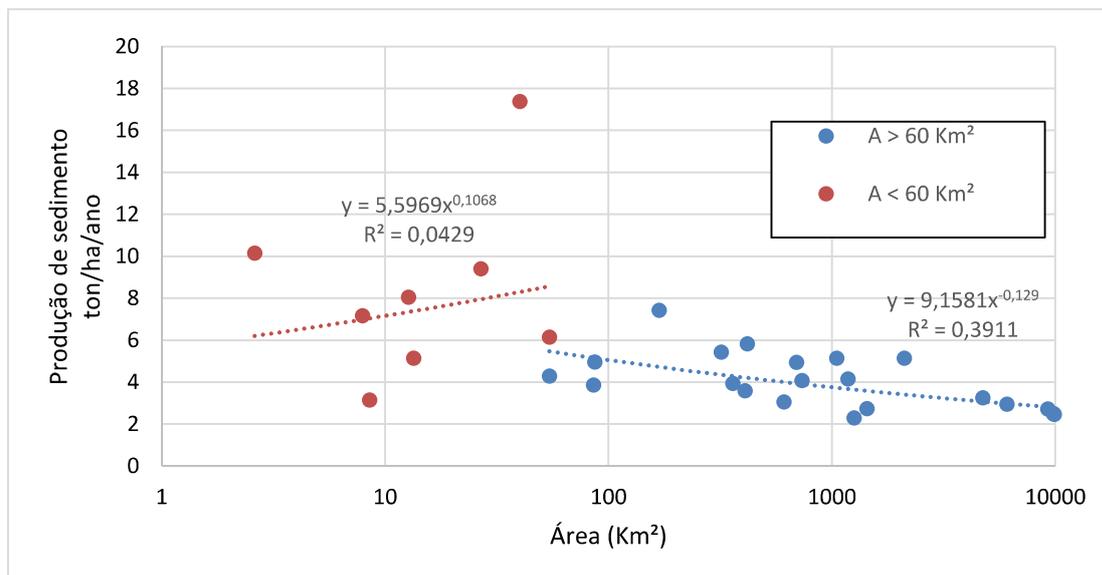
do Rio Sabugi, apesar de não ser a microbacia com maior erosão bruta/local, é a de maior produção de sedimento dentro da bacia ( $17,3 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ ). O fato está relacionado por ser um alto curso, com maior entalhamento da drenagem e com SDR relativamente alto, em torno de 38%.

Na Secção 4 do rio Picuí/Acauã, a produção de sedimento no referido exutório é de  $3 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ , este pertencente ao alto curso do rio Picuí. O fato está relacionado à baixa erosão bruta, em torno de  $21 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ , assim como a aspectos geomorfológicos, que apontam para SDR de 14%.

O menor valor de produção de sedimento é encontrado no afluente do rio principal no alto curso da bacia. O riacho Apertado tem sua nascente no planalto cristalino de cobertura sedimentar da “Serra” de Santana, com elevação em torno de 700 m e com uma topografia plana a dissecada em relação ao exutório. Com SDR em torno de 54%, sendo um valor alto, a produção de sedimento nessa secção é de  $3,13 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ . Esse baixo valor está diretamente afetado pela erosão bruta. Por estar geomorfologicamente no platô em forma de chapada, o Latossolo tem característica pedológica que permite uma maior infiltração da água, explicando os baixos valores de erodibilidade. Além disso, a vegetação da bacia do riacho Apertado é bem conservada, o que inibe a produção de sedimentos, apesar do alto valor de SDR.

O Gráfico 3 apresenta os dados da produção de sedimentos de todas as secções modeladas para bacia hidrográfica do Rio Seridó, tendo com base o formato proposto por Xu e Yan (2005). O gráfico mostra claramente que, para áreas inferiores a  $60 \text{ km}^2$ , a produção de sedimento aumenta com a área, caracterizando, assim, alometria positiva. Para áreas maiores que  $60 \text{ km}^2$ , os valores de produção de sedimentos tendem a diminuir com o aumento da área, observando-se alometria negativa. Essa dinâmica é tratada nos trabalhos de Owens e Slaymaker (1992), Araújo e Knight (2005) e Pinheiro (2013), entre outros autores.

Gráfico 3 - Produção de Sedimento em relação ao tamanho da área de drenagem da bacia hidrográfica do rio Seridó.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Church e Slaymaker (1989) apontaram um desequilíbrio na tendência da erosão, transporte e deposição de sedimentos em regiões glaciais no Canadá, observando, pela primeira vez, *alometria* positiva. Seguindo a metodologia traçada pelos autores *op. cit.*, outros autores (por exemplo, XU; YAN, 2005) observaram *alometria* positiva em diversas regiões do globo, porém sempre em regiões de origem glacial. No Brasil, especialmente no semiárido, estudos sobre *alometria* positiva são raros. Pinheiro (2013) e Araújo *et al.* (2017) encontraram, no rio Jaguaribe, dados que apontam para esse comportamento e que instigam a investigação para bacias hidrográficas na região.

Uma das explicações para a ocorrência de *alometria* positiva na Bacia do Rio Seridó é pelas condições geomorfológicas de ajustamento no cenozóico e a degradação ambiental. O Planalto da Borborema está em processo de desnudação através de forças dissecantes erosivas. O presente compartimento originado de forças orogênicas do ciclo brasileiro e que está em abrupta relação com a depressão sertaneja, pode estar ainda em processo de aplainamento e erosão diferencial. As secções analisadas com alta produção de sedimentos correspondem a comprimentos de rios da ordem de até 10 km, encontrados em quase toda sua totalidade no Planalto da Borborema.

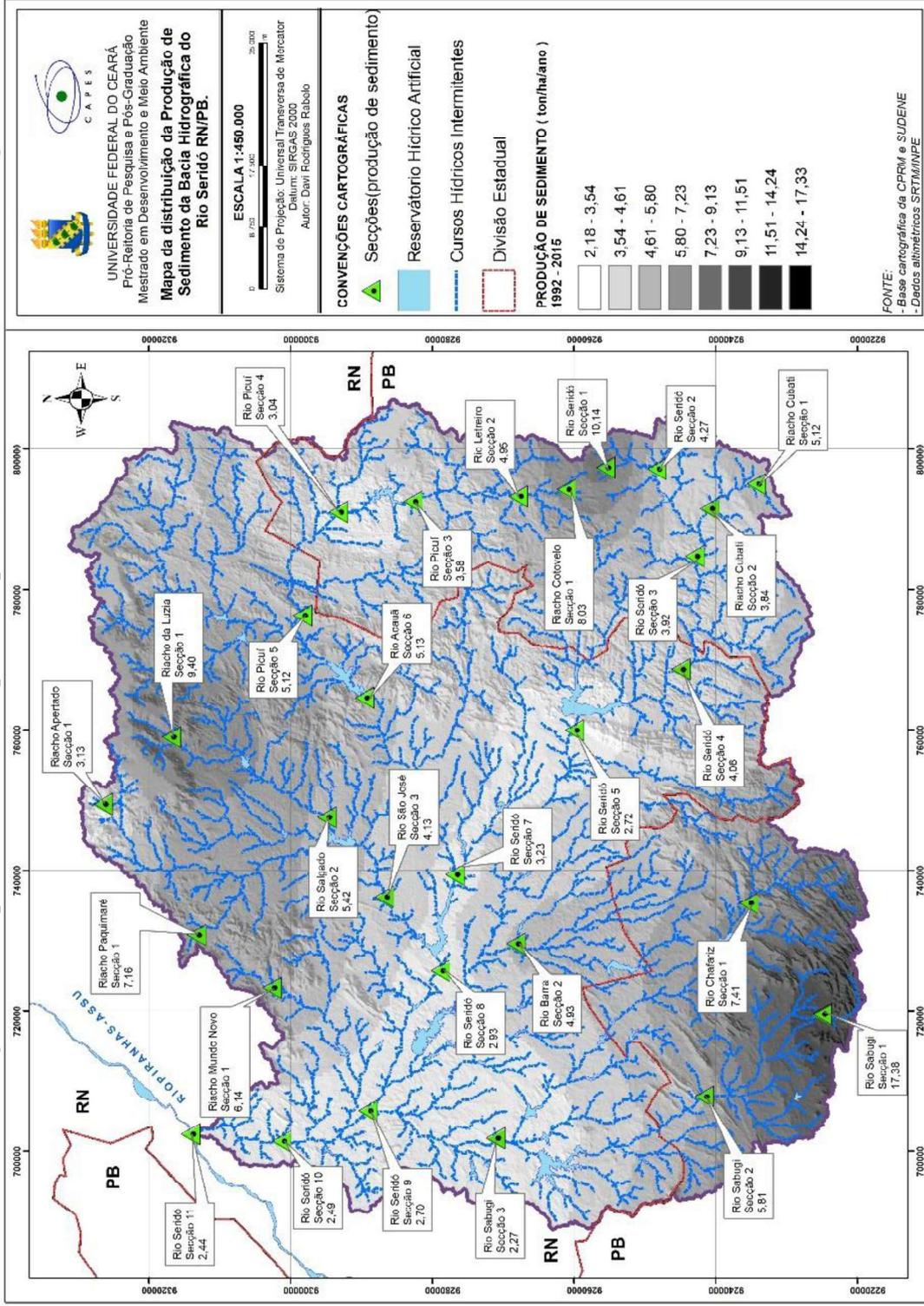
A maior mobilização de sedimentos oriundos do alto curso pode se dar pelas intervenções antrópicas observadas. A degradação ambiental fornece implicações ao ambiente, e como esse é dinâmico, faz com que os processos se acentuem. A retirada de vegetação, compactação dos solos, e os mesmos expostos aos agentes erosivos, fazem com que haja maior

disponibilidade de sedimentos. Contudo, é o SDR que dita tais dinâmicas a partir da forma e evolução do relevo.

Na alometria negativa, o aumento da área (como mostra o Gráfico 3) tem estreita relação com os processos de deposição sobre o leito do rio. Sendo assim, a morfodinâmica através dos processos hidrossedimentológico tem seu transporte limitado para a entrega de sedimentos, causando a retenção e deposição de sedimentos ao longo da topografia como salienta Bronstert *et al.* (2014) em sua pesquisa.

A produção de sedimento na bacia do Rio Seridó, em função da área de contribuição, é representada no mapa da Figura 43. A distribuição do sedimento nas secções do exutório através de interpolação demonstra o comportamento hidrossedimentológico da bacia, contrariando a teoria clássica da geomorfologia fluvial em que o aumento da área do curso hídrico diminui ou estabiliza a produção de sedimento, ou seja, à medida que se movimenta de montante a jusante, a produção de sedimento diminui. Esse comportamento clássico é visto no mapa, na direção S-NO os processos fluviais e sedimentológicos tende a prevalecer de acordo com a alometria negativa, percebe-se no mapa então, que a cor mais escura representa a maior produção de sedimento e vai diminuindo à medida que se aproxima da jusante, se estabilizando. Essa parte da bacia é representada pelo próprio rio Seridó, que nasce na região leste da bacia e vai em direção a noroeste (jusante) e o rio Sabugi, que nasce na região sudoeste da bacia, comprovante até o Gráfico 2.

Figura 43 - Mapa da distribuição espacial da produção de sedimento na bacia hidrográfica do rio Seridó.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No entanto, é nas áreas com alometria negativa que ocorre a quebra/transição de paradigma geomorfológico. A alometria positiva pode ser encontrada no presente mapa de produção de sedimento. A dinâmica hidrossedimentológica nas áreas ao norte, nordeste e leste indicam a dinâmica de alometria positiva. Os processos fluviais de direção N-SO, NE-SO e L-SO geram aumento de produção de sedimento ao decorrer do curso hídrico para depois se estabilizar. É na transição entre alto curso e médio curso onde a produção de sedimento aumenta, como no Rio Acauã. Este rio, afluente do rio Seridó, tem elevada produção de sedimento em seu alto curso (Riacho Cotovelo, como é conhecido na região) com uma diminuição na produção na região do Rio Picuí (nome conhecido na região) e posteriormente uma retomada de aumento da produção de sedimento na mesma região do Rio Picuí e Acauã na transição de alto curso para médio curso. No entanto, no decorrer do percurso para jusante, a produção de sedimento diminui.

O outro caso bem explícito no mapa é ao norte da bacia, na parte do planalto cristalino da serra de Santana, na qual a produção de sedimento é de  $3 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ , próximo às nascentes. Posteriormente, com o aumento da área, há maior produção de sedimento ( $7 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ ) entre os médios cursos, estabilizando sua dinâmica a partir da transição do médio para o baixo curso.

O mapa da Figura 43 mostra que, ao norte da bacia, o sedimento se remobiliza do norte ao sul através dos cursos hídricos. A massa de sedimento, cuja origem era no topo da bacia, pode ter sido deslocada na direção NO-SE, na direção L-O, interferindo na conectividade sedimentológica da bacia.

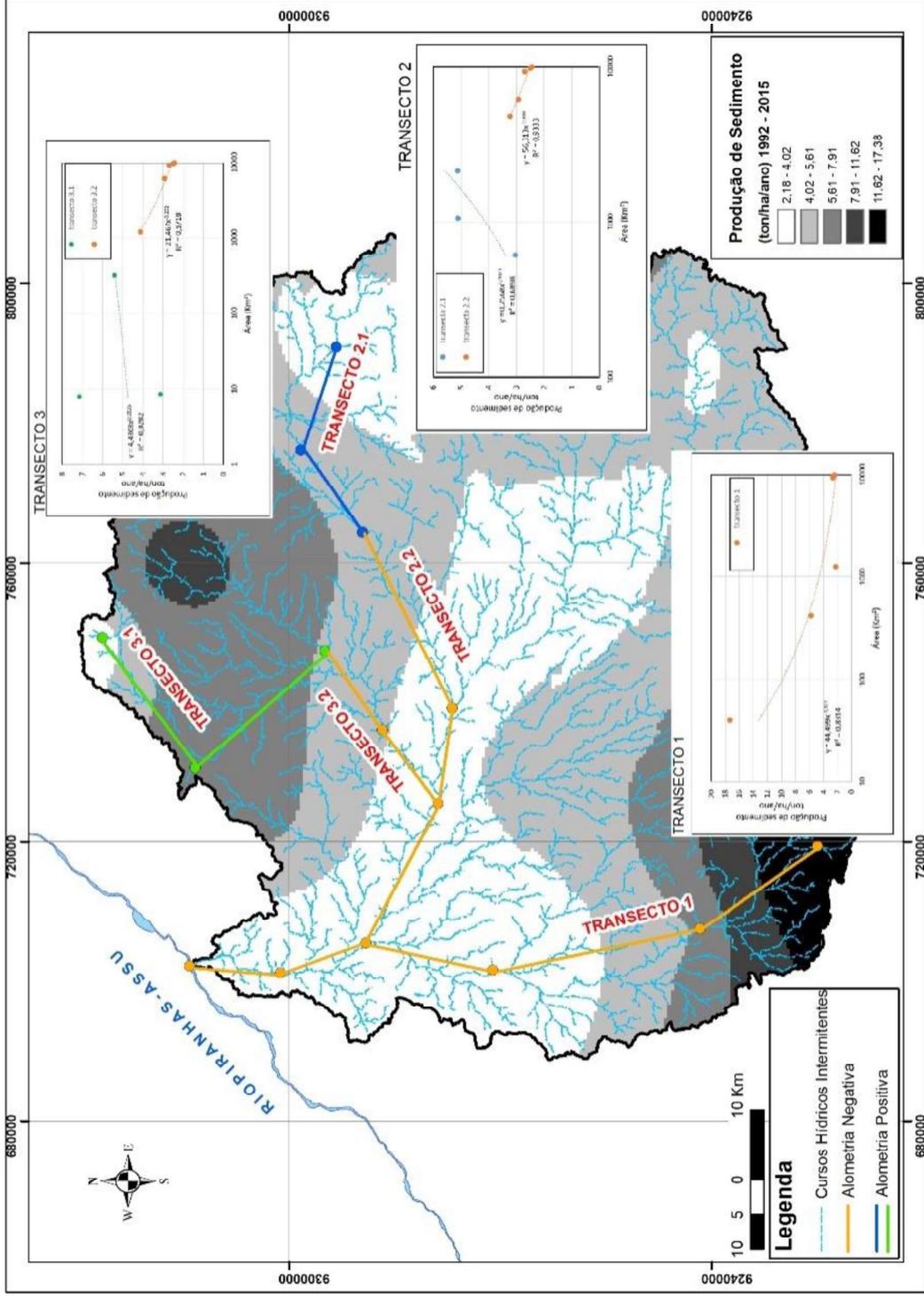
A conectividade sedimentológica dentro da bacia hidrográfica do rio Seridó se deu em grande parte da bacia onde a alometria foi negativa. No entanto, em áreas de transição entre alometria positiva e negativa, há desconectividade entre os sedimentos em que os mesmos não estariam ligados entre si no mesmo processo. A remobilização das partículas através de condições geomorfológicas ou/e de degradação ambiental causou esse tipo de desconectividade.

Para fins de análise específica de trechos dos cursos hídricos, os transectos nos rios da bacia do rio Seridó demonstraram mais uma vez alometria negativa e positiva (Figura 44). No transecto 1, que corresponde ao rio Sabugi e o encontro dele com o Seridó, assim como discutido anteriormente, ele tem a tendência de alometria negativa desde a montante até a jusante do rio.

No entanto, nos transectos 2 e 3 (Figura 44), tem-se alometria positiva em torno de até 2.000 km<sup>2</sup> para depois ser alometria negativa. Tal resultado pode ser encontrado para diversas bacias do mundo de acordo com Araújo e Knigth (2005), assim, mostrando uma tendência de primeiro a taxa de sedimento subir para depois descer. A partir das cores do transectos do mapa, pode-se avaliar onde há alteração de alometria, espacializando essa informação.

Além disso, os muitos barramentos (que geram os reservatórios hídricos artificiais: MAMEDE *et al.*, 2012) contribuem para que o sedimento, que se deslocava pelos cursos d'água, seja barrado causando assoreamento. Esse processo gera, assim, uma desconectividade de sedimentos (MEDEIROS *et al.*, 2010; 2014; ARAÚJO *et al.*, 2017).

Figura 44 - Mapa dos transectos de produção de sedimento.



Fonte: Elaborado pelo autor.

## 6 CONCLUSÕES

De acordo com análise espaço-temporal da pesquisa, de 1992 até 2015, as áreas mais críticas, susceptíveis aos processos de erosão, concentram-se no Seridó paraibano, na região próxima aos municípios de Santa Luzia, São Mamede, São José do Sabugi e Frei Martinho. No Seridó potiguar, as áreas mais críticas se dão próximas a Currais Novos, Cruzeta e São Vicente. Vale ressaltar que as áreas mais susceptíveis ficam próximas aos açudes ou grandes reservatórios, facilitando, assim, o assoreamento dos mesmos.

A máxima erosão bruta calculada na bacia do Rio Seridó foi de  $165 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ . Entretanto, a erosão bruta média na bacia foi de  $29 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ . Verificou-se o potencial de aplicação da EUPS como ferramenta para indicar locais preferenciais de preservação, onde o governo pode particularmente aplicar educação ambiental e práticas de conservação do solo para diminuir os processos de degradação do mesmo.

A razão de aporte de sedimento (SDR) da bacia hidrográfica do Rio Seridó foi, segundo avaliação do presente trabalho, 8%. Nas sub-bacias, esse valor chegou a 54%, com média (das sub-bacias) de 19%. Esses valores encontram-se compatíveis com medidas e modelagem de diversas bacias no semiárido nordestino. A produção de sedimentos na bacia foi, portanto, inferior a  $3 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ , o que indica – do ponto de vista da erosão – que seu valor é aceitável, posto que a literatura aponta recuperação de solos entre 4 e  $13 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ . Entretanto, isso não garante a sustentabilidade do sistema, pois outros processos sedimentológicos (como o assoreamento dos açudes) podem estar acima dos níveis aceitáveis.

A relação entre a produção de sedimentos e a área da bacia de captação teve dinâmica diferenciada daquela prevista pela literatura clássica. O presente estudo indicou alometria positiva para áreas de até  $60 \text{ km}^2$ . Para áreas de drenagem superiores a  $60 \text{ km}^2$ , a alometria foi negativa, como esperado. Outros autores também encontraram essa característica para o semiárido nordestino. A alometria positiva tem sido encontrada em regiões glaciais, no entanto, o presente trabalho encontrou mais evidências de dados inéditos para regiões não glaciais como é o semiárido do nordeste brasileiro.

Uma das explicações possíveis é que algumas áreas estejam passando por ajustamentos geomorfológicos. Como a bacia teve grande influência do ciclo brasileiro, alguns relevos podem estar em processo de evolução geomorfológica. De fato, a alometria positiva pode indicar que o Planalto da Borborema, a principal unidade geomorfológica da bacia hidrográfica e maior planalto cristalino do Nordeste, ainda está em fase de ajustamento.

Portanto, os processos de erosão diferenciada responsáveis pelo aplainamento da superfície estariam contribuindo junto com algumas intervenções antrópica para o aumento da produção de sedimento até uma determinada faixa de escala de 60 km<sup>2</sup>. Para áreas acima desse valor, ocorre a diminuição da produção de sedimento com o aumento da área de contribuição. Nesse caso prevalecem os processos de deposição dos sedimentos ao longo de sua trajetória.

Como existem capeamentos sedimentares em alguns topos dos planaltos cristalinos datados do cenozóico, os sedimentos oriundos desses capeamentos podem estar em remobilização não pela ação glacial, mas pela degradação do solo. O solo desprotegido pela retirada da cobertura vegetal favorece os processos erosivos mais intensos e aumenta a morfodinâmica da paisagem.

A presente dissertação produziu dados primários e inéditos para região do Seridó através da modelagem hidrossedimentológica. A presente pesquisa serve de aparato também para discussão da geomorfologia fluvial e sedimentológica, podendo posteriormente ser aprofundada em busca da explicação científica.

Entendemos que o trabalho tenha contribuído para o conhecimento hidrossedimentológico do nordeste brasileiro. Particularmente, pensamos que tenha sido relevante a possível identificação de área com alometria positiva. A escassez de trabalhos sobre essa temática demonstra a importância da presente investigação para futuros trabalhos no campo da hidrossedimentologia em regiões semiáridas.

## REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A.N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. **Revista de Geomorfologia**, n.18, 1969.
- ALATORRE, L. C.; BEGUERIA, S. Identification of eroded areas using remote sensing in a badlands landscape on marls in the central Spanish Pyrenees. **Catena**, Amsterdam, v. 76, n. 3, p. 182-190, Mar. 2009.
- ALBUQUERQUE, A.W.; Filho, G.M., Santos, J.R., COSTA, J.P.V.; SOUZA, J.L. Determinação de fatores da equação universal de perda de solo em Sumé, PB. **Rev. Bras. Eng. Agríc.e Amb.**, v.9, n.2, p. 153-160. 2005.
- ALENCAR, P.H.L.ARAÚJO, J.C. de; COSTA, R.N.T. Gully erosion in the Caatinga biome, Brazil: measurement and stochastic modelling. Proceedings of the EGU 2017, Viena.
- ALMEIDA, J.R. Erosão dos solos e suas consequências. Informe agropecuário, v. 7, n. 80, p. 17-26, 1981.
- AMORIM, R. S. S.; SILVA, D. D.; PRUSKI, F. F. Principais Modelos para Estimar as Perdas de Solo em Áreas Agrícolas. In: PRUSKI, F. F. **Conservação do Solo e da Água**. 2. ed. rev. e ampl.Viçosa: Editora UFV, cap. 4, p. 74-107.2009.
- ANDERMANN, C.; CRAVE, A; GLOAGUEN, R.; DAVY, P.; BONNET, S. Connecting source and transport: Suspended sediments in the Nepal Himalayas. **Earth and Planetary Science Letters**, v.351–352, p.158–170, 2012.
- ARAÚJO, G. H. S. ALMEIDA, J. R. GUERRA, A. J. T. **Gestão ambiental de áreas degradadas**. 4a ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 2009. 320 p.
- ARAÚJO, J.C. Assoreamento em reservatórios do semiárido: modelagem e validação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. p. 39-52, 2003.
- \_\_\_\_\_. Entropy-based equation to assess hillslope sediment production. **Earth Surface Processes and Landforms** 32(13), p. 2005-2018, 2007.
- ARAÚJO, J.C.; FERNANDES, L.; MACHADO JUNIOR, J.C.; OLIVEIRA, M.R.L; SOUSA, T.C. Sedimentation of reservoirs in semiarid Brazil. In: Gaiser; Krol; Frischkorn; Araújo. (Org.). **Global change and regional impacts**.1 ed. Berlin: Springer Verlag, v. 1, p. 2005-216, 2006.
- ARAÚJO, J.C.; KNIGHT, D.W.A review of the measurement of sediment yield in different scales.**R. Esc. Minas**, v. 58, n. 3, p. 257-265, 2005.
- ARAÚJO, J.C.; PINHEIRO, E.A.R.; MEDEIROS, P.H.A.; FIGUEIREDO, J.V.; BRONSTERT, A. Sediment yield in different scales in a semiarid basin: the case of the Jaguaribe River, Brazil. In: Radecki-Pawlik, Pagliara, Hradecký, Hendrickson (Eds.), **River Hydraulic Structures and Fluvial Geomorphology**. CRC Press, London, 2017, p. 375-387.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS - ABNT. (1984). **NBR 7181: Solo: análise granulométrica: Procedimento**. Rio de Janeiro, RJ, 13 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS – ABNT. (1986). **NBR 6457: Amostras de solo – Preparação para ensaios de compactação e ensaios de caracterização**. Rio de Janeiro, RJ, 09 p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS - ABNT. (1996). **NBR 13600: Solo: Determinação do teor de matéria orgânica por queima a 440° C: Procedimento**. Rio de Janeiro, RJ, 02 p.

BARRELLA, W. *et al.* As relações entre as matas ciliares os rios e os peixes. In: RODRIGUES, R.R.; LEITÃO FILHO; H.F. (Ed.) **Matas ciliares: conservação e recuperação**. 2.ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2001.

BARRETTO, A. G. O. P.; BARROS, M. G. E.; SPAROVEK, G. Bibliometria, História e Geografia da Pesquisa Brasileira em Erosão Acelerada do Solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 6, p. 2443-2460, 2008.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do Solo**. 6. ed. São Paulo: Ícone, 2008. p.155.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F; BENATTI JR. R. **Equação de Perdas de Solo**. Instituto Agranômico, Boletim Técnico 21, Campinas-SP, 1959. 25 p.

BERTRAND, G. Paisagem e geografia física global: esboço metodológico. R. RA'EGA, Curitiba, n. 8, Editora UFPR, p. 141-152, 2004.

BIGARELLA, J.J. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Florianópolis: Editora da USFC. 1436p. 2003.

BHATTARAI, R.; DUTTA, D. Estimation of soil erosion and sediment yield using GIS at catchment scale. **Water Resources Management**, Amsterdam, v. 21, n. 10, p. 1635-1647, Oct. 2007.

BLOISE, G. L. F. *et al.* **Avaliação da suscetibilidade natural à erosão dos solos da Bacia do Olaria – DF**. Planaltina: EMBRAPA Cerrados, 2001. P.33.(Boletim de pesquisa e desenvolvimento).

BORDAS, M. P.; SEMMELMANN, F. R. Elementos de engenharia de sedimentos. Cap. 24, p 915- 943, In Tucci, C. E. M. (org). **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. 2a ed. Porto Alegre-RS. Editora da Universidade: ABRH, 1997, Coleção ABRH de Recursos Hídricos; v.4. 943 p. 1995.

BRACKEN, L. J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. **Hydrological Processes**, v.21, n.13, p.1749–1763, 2007.

BRONSTERT, A.; ARAÚJO, J.C.; BATALLA, R.; COSTA, A.C., FRANCKE, T.; FÖRSTER, S.; GÜNTNER, A.; LOPEZ-TARAZON, J.A.; MAMEDE, G.L.; MEDEIROS, P.H.A.; MÜLLER, E.N.; VERICAT, D. Process-based modelling of erosion, sediment

transport and reservoir siltation in mesoscale semi-arid catchments. **Journal of Soils and Sediments**. 4: 2001–2018. 2014.

BROWNING, G. M.; PARISH, C. L.; GLASS, J. A. A method for determining the use and limitations of rotation and conservation practices in the control of soil erosion in Iowa. **Journal American Society Agronomy**, v. 39, p. 65-73, 1947.

CAMARA, G. *et al.* **Introdução à ciência da geoinformação**. Sao Jose dos Campos: INPE, 2001. 324 p.

CARVALHO, J.C; LIMA, M.C; MORTARI, D. Considerações Sobre Prevenção e Controle de Voçorocas. VII Simpósio Nacional de Controle de Erosão. Goiânia- GO, 2001.

CARVALHO, N. Erosão Crescente na Bacia do São Francisco. **Revista Brasileira de Engenharia**. Caderno de Recursos Hídricos. Vol. 13 , Nº 2, 1995. pp. 5-19. 1995.

CARVALHO, N.O. **Hidrossedimentologia prática**. 2ª Edição. Ed. Interciências. Rio de Janeiro, 2008.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. 1a ed. Sao Paulo: Editora Edgard Blucher, 1999. 236p.

CHURCH, M.; SLAYMAKER, O. Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. **Nature** 337: 452–454. 1989.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. [S.L.]: [2005]. Disponível em:  
<<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>> Acesso em: 05/08/2011

CASSETI, V. Ambiente e apropriação do relevo. São Paulo: Contexto, 1991.

COSTA, C.A.G.; ARAÚJO, J.C. DE; LOPES, J.W.B.; PINHEIRO, E.A.R. Permanence of water effectiveness in the root zone of the Caatinga Biome. **Revista Caatinga**, v. 29, p. 692-699, 2016.

COSTA, K. V. M. Parâmetros hidrossedimentológicos da bacia hidrográfica do São José, no Cariri cearense. Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Departamento de Engenharia Agrícola, Programa de Pós-graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2013.

CUNHA, C. M. L. **Quantificação e mapeamento das perdas de solo por erosão com base na malha fundiária**. Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 1997.

CREUTZFELDT, B. N. A. **Remote sensing based characterisation of land cover and terrain properties for hydrological modelling in the semi-arid Northesaat of Brazil**, 2006. Dissertação (Mestrado) - Universidade de Potsdam, Potsdam, abril. 2006.

DANTAS, J. R. A.; CAÚLA, J. A. L. **Estratigrafia e geotectônica**. In: Dantas, J. R. A.; Caúla, J. A. L.; Brito Neves, B. B. de.; Pedrosa, I. L., ed. Mapa geológico do estado da Paraíba: texto explicativo. Campina Grande: CDRM, 1982. cap. 1, p. 17-50.

DE VENTE, J.; POESEN, J. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semi-quantitative models. **Earth-Science Reviews**, n. 71, p. 95–125, 2005.

FRAGASSI, P. F. M. Estudo da Erodibilidade dos solos Residuais de Gnaisse da Serra de São Geraldo e de Viçosa (MG). 136 p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Departamento de Engenharia civil. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa – MG. 2001.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília, DF: Embrapa Produção da Informação; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1999.

FERNANDES, L. **Processo hidrossedimentológico na bacia do açude Acarape do Meio, Ceará**, 2000. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental. Universidade Federal do Ceará, Fortaleza. 93 p. 2000.

FERNÁNDEZ, B.; SANTOS, J.F.. Determinação do fator de erodibilidade (K) em três solos do estado da Paraíba. *Agropecuária Técnica* 1, pp.183-190. 1980.

FERREIRA, A. G. e MELLO, N. G. da S. **Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região**. *Revista Brasileira de Climatologia*, vol. 1, nº 1, Presidente Prudente, 2005.

FIGUEIREDO, A. G. Análise da produção e transporte de sedimentos nas bacias do rio do Peixe e rio Aguapeí. *Anais do VIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. São Paulo. ABRH, 2v, 1989.

FIGUEIREDO, J.V. DE; ARAÚJO, J.C. DE; MEDEIROS, P.H.A.; COSTA, A.C. Runoff initiation in a preserved semiarid Caatinga small watershed, Northeastern Brazil. **Hydrological Processes**, v. 30, p. 2390-2400, 2016.

FRYIRS, K. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. **Earth Surf.Process.Landforms**, v38, p.30–46. 2013.

FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G. J.; PRETON, N. J.; KASAI, M. Buffers, barriers and blankets: the (dis) connectivity of catchment-scale sediment cascades. **Catena**, v.70, p.49-68, 2007.

FURTADO, C. *Formação Econômica do Brasil*. 32ª edição. São Paulo: companhia Editora Nacional, 2005.

GALETI, P. A. *Conservação do solo – reflorestamento – clima*. Campinas, Instituto Campineiro de Ensino Agrícola, 1973.

GUERRA, A.J.T. *Anuário do Instituto de Geociências* 13, pp.43-52. 1990.

GUERRA, A.J.T. Processos erosivos nas encostas. In: Guerra, A.J.T & CUNHA, S.B. (Org) **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 4ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico geomorfológico**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1993.

HAAN, C.; BARFIELD, B.; HAYES, J. **Design hydrology and sedimentology for small catchments**. Academic Press, 1994, 588 p.

HUNKE, P.; ROLLER, R.; ZEILHOFER, P.; SCHRÖDER, B.; MUELLER, E.N. Soil changes under different land-uses in the Cerrado of Mato Grosso, Brazil. **Geoderma Regional**, v. 4, p. 31-43, 2015.

JIONGXIN, X; YUNXIA, Y. Scale effects on specific sediment yield in the Yellow River basin and geomorphological explanations. **Journal of Hydrology**, v 307, p. 219-232, 2005.  
JETTEN, V.; GOVERS, G.; HESSEL, R. Erosion models: quality and spatial predictions. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 17, n. 5, p. 887-900, Apr. 2003.

KHANBILVARDI, R.M e ROGOWSKI, A.A. **Quantitative evaluation of sediment delivery ratios**. Water Resources Bulletin, vol. 20, p. 865-874.

LIMA. M. D. V; RONCAGLIO, C. **Degradação socioambiental urbana, políticas públicas e cidadania**. Desenvolvimento e Meio Ambiente, Curitiba, n. 3, p. 56-63, jan./jun. 2001.

LIMA, W. P.; ZAKIA, M. J. B. Hidrologia de matas ciliares. In: RODRIGUES, R. .R; LEITÃO FILHO, H. F. (Ed.) **Mata ciliares: conservação e recuperação**. 2. Ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, p.33-40, 2000.

LIMA NETO, I.E.; WIEGAND, M.C.; ARAÚJO, J.C. de. Sediment redistribution due to a dense reservoir network in a largesemi-arid Brazilian basin. **Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologiques**, vol. 56, n. 2. 2011.

LOMBARDI NETO, F.; BERTONI, J. Tolerância de perdas de terras para solos do Estado de São Paulo. Campinas: Instituto Agrônômico, 12 p. 1975.

LOMBARDI NETO, F; MOLDENHAUER, W. C. Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com as perdas de solo em Campinas (SP). **Bragantia, Campinas**. 51 (2): 189-196, 1992.

LOPES, F. B.; DE ANDRADE, E. M.; TEIXEIRA, A. S.; CAITANO, R. F.; CHAVES, L. C. G. Uso de geoprocessamento na estimativa da perda de solo em microbacia hidrográfica do semiárido brasileiro. **Rev. Agroambiente On-line**, v. 5, n. 2, p. 88 – 96, 2011.

MACÊDO, M. K de. História e Espaço seridoense entre os séculos XII e XIX. **MNEME – Revista de Humanidades**, UFRN-CERES, Campus de Caíco. Caíco, Vol. 1, nº 1, ago/set, 2000.

MAIA, R.P; FRANÇOIS, B.; BEZERRA, F.H.R. Geomorfologia dos maciços de Porto Alegre e Martins – NE do Brasil: Inversão do relevo em análise. **Revista Brasileira de Geomorfologia (Online)**. V.17, São Paulo, p. 273-285, 2016.

MAMEDE, G. L. Modelagem hidrossedimentológica com vistas a cenários de mudança global. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil – Área de concentração Recursos Hídricos) Universidade Federal do Ceará. 2002. 90 p.

. Reservoir Sedimentation in Dryland Catchments: Modelling and Management. 98 Dissertation (Doctorate). Department of Hydrology and Climatology, University of Potsdam, Potsdam. 2008.

MAMEDE, G.L.; ARAÚJO, N.A.M; SCHNEIDER, C.M.; DE ARAÚJO, J.C.; HERRMANN, H.J. Overspill avalanching in a dense reservoir network. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 109, p. 7191-7195, 2012.

MANER, S.B. **Factors affecting sediment delivery rates in the Red Hills physiographic area**. Transactions American Geophysical Union, 39, 1958.

MAGALHÃES, R.A. **Erosão: Definições, Tipos e Formas de Controle**. VII Simpósio Nacional de Controle de Erosão. Goiânia- GO, 2001.

MAGALHÃES, A.F. Manejo da fertilidade dos solos irrigados: produtividade, degradação e correção. In: **Reunião Brasileira de Fertilidade do Solo e Nutrição de Plantas**. 21, 1995, Petrolina, PE. Anais... Petrolina, SBCS, p.77-86, 1995.

MAGUIRE, D.J.; GOODCHILD, M.F.; RHIND, D. **Geographical Information Systems: Principles and Applications**. 2 Vol., Longman Scientific & Technical, 1991.

MEDEIROS, P.H.A.; GUNTNER, A. FRANCKE, T.; MAMEDE, G.L; ARAÚJO, J.C. Modelling spatio temporal patterns of sediment yield and connectivity in a semiarid catchment with the WASA-SED model. **Hydrol.Scic. J.** 55. 636-648 p. 2010.

MEDEIROS, P.H.A.; ARAÚJO, J.C. de; MAMEDE, G.ML.; CREUTZFELDT, B.; GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. Connectivity of sediment transport in a semiarid environment: a synthesis for the Upper Jaguaribe Basin, Brazil. **Journal of Soils and Sediments** 14(12): 1938-1948. 2014. DOI 10.1007/s11368-014-0988-z

MORAIS, I.R.D. As relações campo-cidade no Sertão do Seridó. In: SILVA, J. B. *et al.* (orgs.) **Litoral e Sertão: natureza e sociedade no nordeste brasileiro**. Fortaleza: Expressão Gráfica, 2006.

MORAIS, R. C. S, SALES, M. C. L. Estimativa do potencial natural de erosão do solo da bacia hidrográfica do alto do Gurguéia, Piauí-Brasil, com uso de Sistema de Informações Geográficas. **Caderno de Geografia**, v. 27, Número especial, p. 84-105, 2017.

NASCIMENTO, C.W.A. & CHAVES, I.B. Erosividade e características da chuva correlacionadas com perdas de solo em Alagoinha - PB. **CiênciaRural**, 26:407-412, 1996.

NAVARRO-HEVIA, J.; ARAÚJO, J.C. de; MANSO, J. M. Assessment of 80 years of ancient-badlands restoration in Saldaña, Spain. **Earth Surface Processes and Landforms** 39(12): 1563-1575. 2014. DOI: 10.1002/esp.3541

NETO, J.M.M; ALKMIM, F.F. **A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico**. Revista Brasileira de Geociências. V. 31, p. 95-106, 2001.

PAIVA, J. B. D. ; PAIVA, E. M. C. D.& VILLELA, S. Avaliação hidrossedimentométrica do trecho não revestido do canal adutor do projeto de transposição das águas do rio São Francisco. **Revista Brasileira de Engenharia**, Caderno de Recursos Hídricos. Vol. 13, Nº 2, Dezembro/1995b. pp. 81-114.

OLIVEIRA, F.P.; SANTOS, D.; SILVA, I de F; SILVA, M. L. N. Tolerância de perda de solo por Erosão para o Estado da Paraíba. **Revista de Biologia e Ciência da Terra**, v.8, n. 2, 2008.

PIRES, F. R. M. Arcabouço Geológico. In: CUNHA, S. B., GUERRA, A. J. T. (org). **Geomorfologia do Brasil**. 4a ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.

POLETO, C; CASTILHO, Z.C. Impacto por poluição difusa de sedimentos em bacias urbanas. In: POLETO, C. (org.) **Ambiente e Sedimento**. Porto Alegre. Ed. ABRH, p. 193-227, 2008.

PULLAR, D.; SPRINGER, D. Towards integrating GIS and catchment models. **Environmental Modelling & Software**, Oxford, v. 15, n. 5, p. 451-459, July 2000.

PRUSKI, F. F. Fatores que interferem na erosão hídrica do solo. In: PRUSKI, F. F. (Ed). **Conservação do solo e da água: práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica**. 2ª ed. Viçosa - MG: Editora UFV. Cap. 3, p. 40-73. 2009.

OLIVEIRA, M. P. G. **Sistema Espacial de Apoio à Decisão: Modelos para análise do adensamento de atividades econômicas no espaço urbano**. Dissertação de Mestrado, Escola de Governo de Minas Gerais da Fundação João Pinheiro. 2007.

OKIN, G.S.; PARSONS, A.J.; WAINWRIGHT, J.; HERRICK, J.E.; BESTELMEYER, B.T.; PETERS, D.C.; FREDRICKSON, E.L. Do changes in connectivity explain desertification? **BioScience**, v. 59, n.3, p. 237–244, 2009.

OWENS, P.; SLAYMAKER, O. Late Holocene sediment yields in small alpine and subalpine drainage basins, British Columbia, **IASH Publications** No. 209 pp. 147–154, 1992.

RABELO, D.R; SANTOS, N.S. Proposta Preliminar de Mapeamento Geomorfológico da Bacia do Rio Seridó RN/PB. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 2, p. 262-270, 2016.

RAMIDAN, M. A. S. (2003). Estudo do Processo de Voçorocamento próximo a UHE de Itumbiara – GO. 242 f. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) - Departamento de Engenharia civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro - RJ.

RENARD, K.G. *et al.* **Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)**. Washington: USDA, 1997. 404 p. (Agriculture handbook, n. 703).

RODRÍGUEZ, J. L. C.; SUÁREZ, M. C. G. Historical review of topographical factor, *LS*, of water erosion models. **Aqua-LAC**, v. 2, n. 2, p. 56-61, 2010.

ROOSE, E. **Erosion et Ruissellement em Afrique de L'Ouest, Travaux et Documents de l'O.R.S.T.O.M**, nº 78. Paris. 1997.

- SANTOS, C. A. M. O Relevo e o Sistema de Afastamento e Tratamento de Esgoto da Cidade de Marília – SP. Dissertação de mestrado. Presidente Prudente: [s.n.], 2009.
- SANTOS, M. A natureza do espaço: técnica, razão e emoção. 4. Ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2004.
- SANTOS, I., FILL, H. D., *et al.* **Hidrometria Aplicada**. Curitiba, Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, 2001.
- SANTOS, T. E. M. *et al.* Características hidráulicas e perdas de solo e água sob cultivo do feijoeiro no semiárido. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, p. 217225, 2009.
- SUERTEGARAY, Dirce Maria Antunes. **Geomorfologia e Geografia Física: uma (re)leitura**. 1º edição. Rio Grande do Sul: Editora Unijur, 2002.
- SALOMÃO, F. X. T. Processos erosivos lineares em Bauru (SP): regionalização cartográfica aplicada ao controle preventivo urbano e rural. São Paulo. 200 p. Tese (Doutorado) - Departamento de Geografia - FFLCH, Universidade de São Paulo. 1994
- SAMPAIO, E.V.S.B.; ARAÚJO, M.S.B., SAMPAIO, Y.S.B. Impactos ambientais da agricultura no processo de desertificação no nordeste do Brasil. In: XXX Congresso Brasileiro de Ciência do Solo: Solos, Sustentabilidade e Qualidade Ambiental, Recife, 2005.
- SHEN, H. W. 1976. Sediment transport models. In: ----- **Stochastic approaches to water resources**. Fort Collins. V. 2, cap 26.
- SHEN, H.W. 1971. Washload and bed load. In: ----- **River mechanics**. Fort Collins. V. 1, cap. 11.
- SILVA, A. M.; SCHULZ, H.E. & CAMARGO, P.B.; **Hidrossedimentologia em Bacias Hidrográficas**. São Carlos: Editora RIMA, 2ª Edição. 2007.
- SILVA, F.H.B *et al.* (orgs). **Caracterização dos recursos naturais de uma área piloto do núcleo de desertificação do Seridó, Estado do Rio Grande do Norte e da Paraíba**. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2002.
- SMITH, D. D. Interpretation of soil conservation data for field use. **Agriculture Engineering**, v. 22, n. 5, p. 173-175, 1941.
- SOUZA, P.A; MARÇAL, M.S. Hidrossedimentologia e conectividade no Rio Macaé, Norte do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Revista Geo UERJ**, Rio de Janeiro, n. 27, p. 176-201, 2015.
- STRAND, R. I.; PEMBERTON, E. L. Reservoir Sedimentation. In: **Design of Small Dams**. 3rd Ed., Denver: Technical Service Center. 1987.
- TOMLIN, D. **Geographic information systems and Cartographic Modeling**. Prentice Hall, New York, 1990.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro. IBGE, Dir. Técnica - SUPREN, 1977.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2.ed. Porto Alegre: ABRH/Editora da UFRGS, 1997.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. 1a ed. Porto Alegre: Universidade/UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998.

TURNBULL, L.; WAINWRIGHT, J.; BRAZIER, R. E. A conceptual framework for understanding semi-arid land degradation: ecohydrological interactions across multiple-space and time scales. **Ecohydrological**, v. 1, p. 23–34, 2008.

UMEZAWA, P. K. Previsão de deplúvio (Washload) em rios de áreas elevadas. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento. n. p. Dissertação de mestrado hidrologia aplicada. 1979. 217p.

XU, J.; YAN, Y. Scale effects on specific sediment yield in the Yellow River basin and geomorphological explanations. **Journal of Hydrology**.p. 307(1-9): 219–23, 2005.

ZINGG, A. W. Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. **Agriculture Engineering**, v. 21, n. 2, p. 59-64, 1950.

WALLING, D. E. **The sediment Delivery Problem**. *Journal of Hydrology*, V65, p. 209-237, 1983.

WALLING, D. E. The changing sediment loads of the world's rivers. **Annals of Warsaw of Life Sciences – SGGW**. Land Reclamation, v.39, p.3-20, 2008.

WESTER, T.; WASKLEWICZ, T.; STALEY, D. Functional and structural connectivity within a recently burned drainage basin. **Geomorphology**, v.206, p.362–373, 2014.

WISCHMEIER, W.H. e SMITH, D.D. Rainfall energy and its relationship to soil loss. **Trans. Am. Geophys.** Union, 39:285-291, 1965.

WISCHMEIER, W.H. e SMITH, D.D. Predicting rainfall erosion losses. **A guide to conservation planning**. Washington, D.C. U.S. Departamento of Agriculture, 1978.