



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**MICKAELE BRAGA DA SILVA**

**GEOMORFOLOGIA E CONTROLE ESTRUTURAL DA REDE DE DRENAGEM DO  
ALTO CURSO DO RIO JAGUARIBE, CEARÁ**

**FORTALEZA**

**2017**

MICKAELLE BRAGA DA SILVA

GEOMORFOLOGIA E CONTROLE ESTRUTURAL DA REDE DE DRENAGEM DO  
ALTO CURSO DO RIO JAGUARIBE, CEARÁ

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia.  
Área de Concentração: Dinâmica Ambiental e Territorial. Linha de Pesquisa: Estudos Socioambientais.

Orientador: Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia

FORTALEZA

2017

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)

---

- S581g      Silva, Mickaelle Braga da.  
Geomorfologia e controle estrutural da rede de drenagem do alto curso do Rio Jaguaribe, Ceará /  
Mickaelle Braga da Silva. – 2017.  
153 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-  
Graduação em Geografia, Fortaleza, 2017.  
Orientação: Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia .
1. Geomorfologia. 2. Rede de Drenagem. 3. Controle Estrutural. 4. Sensoriamento Remoto. I.  
Título.

---

CDD 910

MICKAELLE BRAGA DA SILVA

GEOMORFOLOGIA E CONTROLE ESTRUTURAL DA REDE DE DRENAGEM DO  
ALTO CURSO DO RIO JAGUARIBE, CEARÁ

Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia. Área de Concentração: Dinâmica Ambiental e Territorial. Linha de Pesquisa: Estudos Socioambientais.

Orientador: Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia

Aprovado em: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_\_\_

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia (Orientador)  
Programa de Pós-Graduação em Geografia  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Profa. Dra. Andrea Almeida Cavalcante  
Programa de Pós-Graduação em Geografia  
Universidade Estadual Ceará (UECE)

---

Prof. Dr. Frederico de Holanda Bastos  
Programa de Pós-Graduação em Geografia  
Universidade Estadual Ceará (UECE)

---

Prof. Dr. Wellington Ferreira da Silva Filho  
Programa de Pós-Graduação em Geologia  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

A minha amada **Tia Luzia** (*in memoriam*), que não pode esperar pelos resultados deste sonho, mas mesmo sem compreendê-lo direito, acreditou (até mais que eu) que era possível. A Senhora tinha razão!

## AGRADECIMENTOS

Já com medo de pecar ao esquecer-se de citar nomes, começo a tecer meus agradecimentos aos que estão próximos e aos que estão longe, aos de carne e aos de espírito. Vamos lá!

*Deus*, força superior que me sustenta com fé.

Aos meus amados pais *Miliquinha e Gendilson Braga* pelo amor incondicional. Por desculparem a ausência e por acreditarem, mesmo sem entender direito essa vida de pós-graduando, na realização de mais um sonho. Obrigada por nunca me deixar faltar nada, mesmo lhes custando sacrifícios. Além de me oferecerem a oportunidade de estudar, sempre são presentes, alegres e vibrantes.

A minha querida família postiça da capital, por me receber de coração e portas abertas em sua casa durante o tempo de mestrado. Obrigada *Emanuelle, Leonardo e Valmira*. A minha pequena *Lorena Georgina*, por alegrar os meus dias. Desculpe também a ausência/presente, mas eu que por vezes perdi o prazer do teu lindo sorriso, mas como tu mesmo dizes: “Estudar é preciso, né titia?!”.

Aos incansáveis incentivos acadêmicos e pessoais dos amigos professores *Lourdes Carvalho* (Querida Prods!), *Ivan Queiroz, Maria Soares, Juliana Maria, Antônia Carlos e Marcelo Moura-Fé*.

À amiga *Valmanara Costa* pelos incentivos e ajudas com o texto.

À amiga *Denise Brito* pelo companheirismo acadêmico desde a graduação e infinita disponibilidade de ajudar.

Aos amigos geógrafos *Felipe Maciel e Gabriela Estevão* pelos “helps” acadêmicos.

Aos “moços dos mapas” *Luiz Ricardo e Lucas Lopes* pela paciência e ajudas na produção inicial do material cartográfico da pesquisa.

Aos amigos *Henrique Sampaio e Leticia Freitas* pela receptividade na chegada ao LAGECO e pela disponibilidade em sempre ajudar.

Aos irmãos/acadêmicos *Raianny Sara e Pedro Edson* por compartilharem os medos e as comédias de uma dissertação. Aos colegas do LAGECO, *Beatriz Barbosa, Iana de Melo, Raina Cândido, Régis Barbosa, Roberto Alves, Tiago Rodrigues e Wesley Rodrigues*, pelo bom convívio e momentos de descontração.

Ao Professor *Rubson Pinheiro Maia* por aceitar o desafio de orientar a pesquisa.

Aos professores *Andrea Almeida Cavalcante*, *Frederico de Holanda Bastos* e *Wellington Ferreira da Silva Filho* por aceitarem participar do exame de qualificação e defesa da pesquisa.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia e seu secretário, *Erandi Araujo*, pela colaboração. À Universidade Federal do Ceará pela execução desta pesquisa e a FUNCAP pelo financiamento.

## RESUMO

A presente pesquisa apresenta o alto curso do rio Jaguaribe, Ce, ressaltando os seus aspectos geomorfológicos. Objetivou analisar a influência que a estrutura geológica apresenta na rede de drenagem da área com a utilização de produtos de sensoriamento remoto e técnicas de geoprocessamento. Desta forma, fez-se necessária a persecução de algumas etapas, foram elas: levantamentos bibliográficos e cartográficos; aplicação de técnicas de geoprocessamento e tabulação e análise dos dados. Dentre os produtos de sensoriamento remoto disponíveis para a área, destacam-se os dados *Shuttle Radar Topography Mission-SRTM*, com resolução de 30 metros. Estes produtos com o auxílio de *softwares* de geoprocessamento permitiram a extração da rede de drenagem e de lineamentos estruturais; a identificação e delimitação das unidades morfoestruturais; a compartimentação morfoestrutural dos lineamentos; identificação e a distribuição dos padrões de drenagem. Utilizou-se também da aplicação da estatística e geração dos gráficos de rosetas na espacialização da direção preferencial de frequência da drenagem e dos lineamentos de relevo. Neste contexto, foi possível identificar padrões de drenagem controlados por estruturas (padrões treliça e paralelo). Esses dados demonstraram uma significativa compatibilidade de direções NE-SW e E-W, que sugerem lineamentos positivos e negativos de relevo representados por sequências de cristas e vales e trechos retilíneos escarpados, confinando canais de drenagem. Desta forma, foi possível estabelecer correlações com a distribuição da densidade de lineamentos e padrões de drenagem, constatando que são nos setores tectonicamente mais deformados que há maior concentração de canais estruturalmente controlados. No intuito de identificar e quantificar possíveis anomalias na rede de drenagem da área aplicou-se os índices morfométricos relacionados ao perfil longitudinal e o Relação Declividade-Extensão (RDE). Os índices permitiram relacionar canais em suas extensões totais e por trechos com fatores relacionados com o substrato rochoso e a estrutura geológica. A aplicação dos índices e identificação dos trechos anômalos apresentaram quatro principais respostas para a rede de drenagem da área. Destacando-se a ocorrência de trechos com influência de variáveis como controle litológico; controle estrutural; confluência de canais fluviais e diante da eliminação dos fatores citados, foi identificada uma concentração expressiva de anomalias em terrenos cretáceos da bacia sedimentar do Araripe que sugerem uma investigação da ocorrência de eventos neotectônicos na área.

**Palavras-chave:** Geomorfologia. Rede de drenagem. Controle estrutural. Sensoriamento remoto.

## ABSTRACT

This research presents the upper course of Jaguaribe river, Ce, emphasizing its geomorphological aspects. This study aimed to analyze the influence that geological structure presents in the drainage network of the area with the utilization of remote sensing products and geoprocessing techniques. Thus, it became necessary to pursue some stages, they were: bibliographical and cartographic surveys; Geoprocessing techniques application, tabulation e data analysis. Among the remote sensing products available for the area, stands out the *Shuttle Radar Topography Mission-SRTM* data, with 30 meters of resolution. These products with the geoprocessing software aid allowed the extraction of the drainage network and relief lineaments; Identification and delimitation of morphostructural units; Morphostructural compartmentalization of lineaments; Identification and distribution of drainage patterns. It was also used the statistics application and rosette graphic generation in the spatialization of the preferred direction of drainage frequency and the relief lineaments. In this context, it was possible to identify drainage patterns controlled by structures (trellis and parallel patterns). The data demonstrated a significant compatibility of NE-SW and E-W directions, which suggest positive and negative relief lineaments represented by ridges and valleys and craggy rectilinear sections, confining drainage channels. Thus, it was possible to establish links with the distribution of lineament density and drainage patterns, noting that, in tectonically sectors with more deformation, there is the highest concentration of controlled structurally channels. In order to identify and quantify possible anomalies in the drainage network of the area, were applied the morphometric indexes related to the longitudinal profile and the Stream-Length Gradient Index (SL). The indexes allowed relating channels in their total extensions and by stretches with factors related to the rocky substratum and geological structure. The indexes application and the identification of anomalous stretches presented four main responses to the drainage network of the area. Standing out the occurrence of stretches with influence of variables such as lithological control; Structural control; river channels confluence and according the elimination of the mentioned factors, it was identified a significant concentration of anomalies in cretaceous terrains of the Araripe sedimentary basin that suggest an investigation of the occurrence of neotectonic events in the area.

**Keywords:** Geomorphology. Drainage network. Structural control. Remote sensing.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Localização da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe (C). Situação das sub-bacias hidrográficas do Estado do Ceará (B). Situação do Estado do Ceará a nível de Brasil (A).....	20
Figura 2- Correlação entre as principais estruturas tectônicas e a disposição do relevo no Nordeste setentrional Brasileiro (B) e sua situação na América do Sul (A). .....	23
Figura 3- Esquema de hierarquia fluvial proposta por Horton (1945) para a área de estudo.	28
Figura 4- Parâmetros utilizados no cálculo do RDE .....	35
Figura 5- Exemplos de padrões de drenagem sem e com controle estrutural. ....	42
Figura 6- Epigenia fluvial no Estado do Ceará(B). Situação do Estado a nível de Brasil (A) .....	46
Figura 7- Situação da área de estudo na Província Borborema.....	49
Figura 8- Geologia simplificada da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, CE .....	51
Figura 9- Geomorfologia da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, CE .....	59
Figura 10- Perfis geológico-geomorfológicos da área de estudo. ....	63
Figura 11- Rede de drenagem da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, Ce.....	64
Figura 12- Distribuição dos padrões de drenagem na sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, Ce.....	67
Figura 13- Diagramas de roseta segundo a frequência absoluta para os padrões de drenagem na sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, Ce .....	70
Figura 14- Mapa de lineamentos de relevo obtidos por extração manual. ....	71
Figura 15- Mapa de lineamentos de relevo obtidos por extração automática .....	72
Figura 16- Densidade e compartimentação morfoestrutural dos lineamentos de relevo.....	73
Figura 17-Diagramas de roseta segundo a frequência absoluta dos lineamentos de relevo extraídos para a área total e por compartimentos .....	74
Figura 18- Contexto morfoestrutural da área de estudo (A) e o setor onde o rio dos Bastiões apresenta-se controlado pela falha Tatajuba (B) .....	80
Figura 19- Área da sub-bacia condicionada por sequências de cristas e vales orientando canais fluviais .....	82
Figura 20- A ação da erosão fluvial pelo rio principal na parte central da Serra de Arneiroz,Ce .....	82
Figura 21- Perfil longitudinal do rio principal da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, Ce: Trecho da nascente até o açude Orós.....	83

Figura 22- Espacialização do índice RDE para o canal principal .....	85
Figura 23- Contexto geológico do trecho 3 estabelecido pelo RDE para o canal principal.....	87
Figura 24- Densidade de ocorrência dos pontos anômalos identificados pelo índice RDE .....	88
Figura 25- Superimposição fluvial no trecho 3 do canal principal.....	90
Figura 26- Identificação de pontos anômalos elo RDE por controle estrutural .....	92
Figura 27- Afluentes com a linha de ajuste acima da curva do perfil longitudinal .....	93
Figura 28- Afluente com a linha de melhor ajuste abaixo da curva do perfil longitudinal .....	94

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1- Principais padrões da rede de drenagem .....	28
Quadro 2- Instruções para interpretação dos dados gerados e especializados através do índice RDE .....	36
Quadro 3- Padrões de drenagem e formas de relevo .....	39
Quadro 4- Fatores morfológicos que afetam a evolução dos padrões de drenagem .....	39
Quadro 5- Anomalias de drenagem e seus significados .....	43
Quadro 6- Unidades pré-cambrianas e suas respectivas litologias no alto curso do rio Jaguaribe, CE .....	52
Quadro 7- Estruturas geológicas sedimentares e entidades representadas na área de estudo e suas respectivas litologias da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, CE .....	57

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Classificação da densidade de drenagem (Dd) de uma bacia.....	26
Tabela 2- Classificação da densidade hidrográfica (Dh) de uma bacia.....	26
Tabela 3- Parâmetros de entrada (Input) utilizados através do algoritmo LINE no <i>software</i> PCI Geomatica para extração automática de lineamentos de relevo .....	32
Tabela 4- Relação dos canais da área de estudo por ordem, quantidade, comprimento total e comprimento médio de cada ordem .....	65

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ADT	Angular Difference Threshold
CLT	Curve Length Threshold
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
Dd	Densidade de drenagem
Dh	Densidade hidrográfica
EGT	Edge Gradient Threshold
FR	Filter Radius
Km	Quilômetro
Km <sup>2</sup>	Quilômetro quadrado
LDT	Linking Distance Threshold
LFET	Line Fitting Error Threshold
M	Metro
MDE	Modelo Digital de Elevação
NASA	National Aeronautics and Space Administration
PPGG	Programa de Pós-Graduação em Geografia
RDE	Relação Declividade-Extensão
SIRGAS	Sistema de Referencia Geocêntrico para as Américas
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TauDEM	Terrain Analysis Using Digital Elevation Models
TIN	Triangulated Irregular Network
UFC	Universidade Federal do Ceará

## SUMÁRIO

1.	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	17
1.1	<b>Apresentação e localização da área de estudo</b> .....	19
1.2	<b>Objetivos</b> .....	21
1.2.1	<i>Objetivo Geral</i> .....	21
1.2.2	<i>Objetivos Específicos</i> .....	21
1.3	<b>Justificativa</b> .....	21
1.4	<b>Metodologias da pesquisa</b> .....	23
1.4.1	<i>Levantamentos bibliográficos e cartográficos</i> .....	24
1.4.2	<i>Compartimentação morfoestrutural do relevo</i> .....	24
1.4.3	<i>Extração da rede de drenagem</i> .....	25
1.4.4	<i>Caracterização da rede de drenagem</i> .....	25
1.4.5	<i>Extração de lineamentos de relevo</i> .....	30
1.4.6	<i>Aplicação dos parâmetros morfométricos</i> .....	33
1.4.6.1	<i>Perfil Longitudinal</i> .....	33
1.4.6.2	<i>Índice de Relação Declividade-Extensão – RDE</i> .....	34
2.	<b>GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL E SISTEMAS FLUVIAIS</b> .....	38
2.1	<b>Padrões de drenagem e formas de relevos associadas</b> .....	38
2.2	<b>Controle estrutural da drenagem</b> .....	41
2.3	<b>Contribuições do Sensoriamento Remoto em estudos geomorfológicos caracterização morfoestrutural</b> .....	46
3.	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLOGICO</b> .....	48
3.1	<b>Província Borborema</b> .....	48
3.2	<b>Embasamento Pré-Cambriano</b> .....	52
3.3	<b>Bacias Sedimentares Paleozoicas</b> .....	53
3.3.1	<i>Bacia Sedimentar do Cococi</i> .....	53
3.3.2	<i>Bacia Sedimentar do Parnaíba</i> .....	54
3.4	<b>Bacias Sedimentares Mesozoicas</b> .....	55
3.4.1	<i>Bacia Sedimentar do Araripe</i> .....	55
3.4.2	<i>Bacia Sedimentar do Igatu</i> .....	56

3.5	Sedimentos Cenozoicos.....	57
3.6	Compartimentos Morfoestruturais .....	58
3.6.1	<i>Glinc da Ibiapaba (PSI)</i> .....	60
3.6.2	<i>Chapada do Araripe (PSII)</i> .....	60
3.6.3	<i>Planície Fluvial (PF)</i> .....	61
3.6.4	<i>Depressão Sertaneja (SSI- SSII)</i> .....	61
3.6.5	<i>Maciços Cristalinos (MC)</i> .....	62
4.	<b>CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DE DRENAGEM</b> .....	64
4.1	Arquitetura da rede de drenagem.....	64
4.2	Análise dos lineamentos de relevo .....	70
4.3	Relação da rede de drenagem e dos lineamentos de relevo .....	76
4.4	Análise morfométrica da rede de drenagem da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, Ce.....	83
4.4.1	<i>O perfil longitudinal e as variáveis morfométricas associadas ao cana principal</i> .....	83
4.4.2	<i>Distribuição dos índices de RDE associados aos afluentes de 7ª a 4ª ordem</i> .....	88
4.5	<i>Interpretação para os trechos anômalos identificados pelo índice RDE nos canais de drenagem da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe</i> .....	88
5.	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	96
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	99
	<b>APÊNDICE A – DISTRIBUIÇÃO DA DENSIDADE DE LINEAMENTOS POR FAMÍLIAS AZIMUTAIS PARA A SUB-BACIA DO ALTO CURSO DO RIO JAGUARIBE-CE</b> .....	111
	<b>APÊNDICE B- VALORES PARA O ÍNDICE RELAÇÃO DECLIVIDADE-EXTENSÃO (RDE) NA SUB-BACIA DO ALTO CURSO DO RIO JAGUARIBE-CE</b> .....	127

## 1. INTRODUÇÃO

Estudos em ambientes fluviais são comumente apresentados atribuindo a evolução deste sistema com ênfase na análise climática, como variante responsável pelas mudanças na morfologia dos canais e a evolução dos vales às variações de descarga sólidas (LEOPOLD; WOLMAN, 1957; BLUM; TORBJORN, 2000; BRIDGI, 2003; BRIRLEY; FRYIR, 2005).

É certo que, no contexto ambiental do Nordeste brasileiro, onde predominam condições climáticas semiáridas, o fator clima deve ser considerado em análise geomorfológica. Este reflete nas demais condições naturais, como na disponibilidade de recursos hídricos, nas características dos solos, na vegetação e na modelagem do relevo (ZANELLA, 2007; BASTOS; CORDEIRO, 2012). No entanto, fatores internos (DEFFONTAINES; CHOROWINZ, 1991) como a tectônica e a estrutura geológica, também são capazes de influenciar no dinamismo das paisagens semiáridas e em seus sistemas fluviais, como por exemplo, nos seus padrões de drenagem.

Estudos desenvolvidos por Ab'Saber e Bigarella (1961), Andrade e Lins (1965), Ab'Saber (1969), Mabesoone e Castro (1975) e Bigarella (1994, 2003) apresentaram significativos avanços do conhecimento acerca do papel do clima no modelado do relevo nordestino, traduzindo assim em trabalhos geomorfológicos, baseados tradicionalmente na morfologia como resposta às variações climáticas.

Atualmente, diante de dados de reativações cretáceas (MATOS, 1992; CLAUDINO-SALES; PEULVAST, 2007) e cenozoicas (BEZERRA; VITA FINZI, 2000; BEZERRA et al. (2001); SILVA FILHO (2004); FURRIER; ARAÚJO, (2006); BEZERRA et al. (2008); LIMA (2010); MOURA LIMA et al. (2010); NOGUEIRA; BEZERRA; FUCK, (2010); ROSSETTI; BEZERRA; GÓES (2011) e MAIA (2012)), a influência tectônica ganha espaço nos estudos geomorfológicos, não podendo ser desconsiderada na compreensão da origem e da evolução do relevo. À vista disso, a reativação de sistemas de falhas repercute diretamente nos padrões de canais, no controle da dissecação e na deposição neógena e quaternária, em ambientes sedimentares (MAIA, 2012). Do mesmo modo, em ambientes cristalinos, o poder erosivo evidencia feições estruturais que se compatibilizam com as principais zonas de cisalhamento pré-cambrianas, constatando que são nos setores tectonicamente mais deformados onde há a maior concentração de canais estruturalmente controlados.

A drenagem configura-se como um forte indicador de movimentação tectônica, onde seus canais fluviais respondem de forma diferenciada. São exemplos destas respostas, rios

orientados transversalmente à estrutura de deformação sofrerem desvios em torno de zonas de soerguimento ou em direção às zonas de subsidência e avulsões ou migrações laterais ocorrerem em canais orientados paralelamente à estrutura de deformação (HOLBROOK; SCHUMM, 1999).

Por ser um elemento muito sensível às alterações crustais recentes, mesmo que pequenas em escala e magnitude (SCHUMM, 1993), a rede de drenagem se modifica em padrões e formas de acordo com estruturas do relevo, apresentando um significativo controle litoestrutural, morfoestrutural e morfotectônico (HOWARD, 1967).

Assim, o entendimento do contexto geológico e geomorfológico e os processos estruturais atuantes em determinadas áreas podem ser compreendidos a partir do comportamento da rede de drenagem, seus padrões, formas e morfometria (COUTO et al., 2011).

Dentre os elementos geomorfológicos de uma bacia hidrográfica, a rede de drenagem apresenta em sua arquitetura e geometria, importantes subsídios para o entendimento da evolução geomorfológica de uma área (CAMOLEZI, 2013). Tais constatações podem ser demonstradas através da identificação de anomalias de drenagem (HOWARD, 1967).

Em trabalhos pioneiros que utilizaram essa abordagem como os de Horton (1945); Strahler (1952); Schumm (1956; 1963); Howard (1967); Hack (1973); Schumm (1993) e Holbrook e Schumm (1999), foram apresentadas significativas contribuições para a definição e compreensão das características da rede de drenagem, o que possibilitou também um avanço da análise dos aspectos quantitativos (DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991) relacionados ao substrato geológico e às feições morfoestruturais.

Reconhecida a sensibilidade da rede de drenagem às alterações crustais, pode-se deduzir a importância do estudo da drenagem e seus padrões, em termos de caracterização das formas de relevo (LIMA, 2006), bem como o entendimento de seu comportamento em análises morfotectônicas e/ou morfoestruturais, por se constituir como importante ferramenta, dada a sua responsividade às alterações ou reativações crustais (COUTO, 2011).

Dentro desse contexto, a presente dissertação apresenta o alto curso do rio Jaguaribe (CE), ressaltando seus aspectos morfoestruturais, através da relação litologia/drenagem/relevo. A área apresenta sua paisagem atual fortemente marcada por deformações rúpteis e dúcteis em uma extensa superfície dissecada por condições climáticas semiáridas. Tal contexto permite evidenciar por vezes, canais de drenagem confinados por sequências de cristas e vales, como também canais superimpostos a essas estruturas.

## 1.1 Apresentação e localização da área de estudo

A presente pesquisa apresenta o alto curso do rio Jaguaribe ressaltando os seus aspectos geomorfológicos, bem como a influência que a estrutura geológica apresenta na rede de drenagem da área com a utilização de produtos de sensoriamento remoto e técnicas de geoprocessamento.

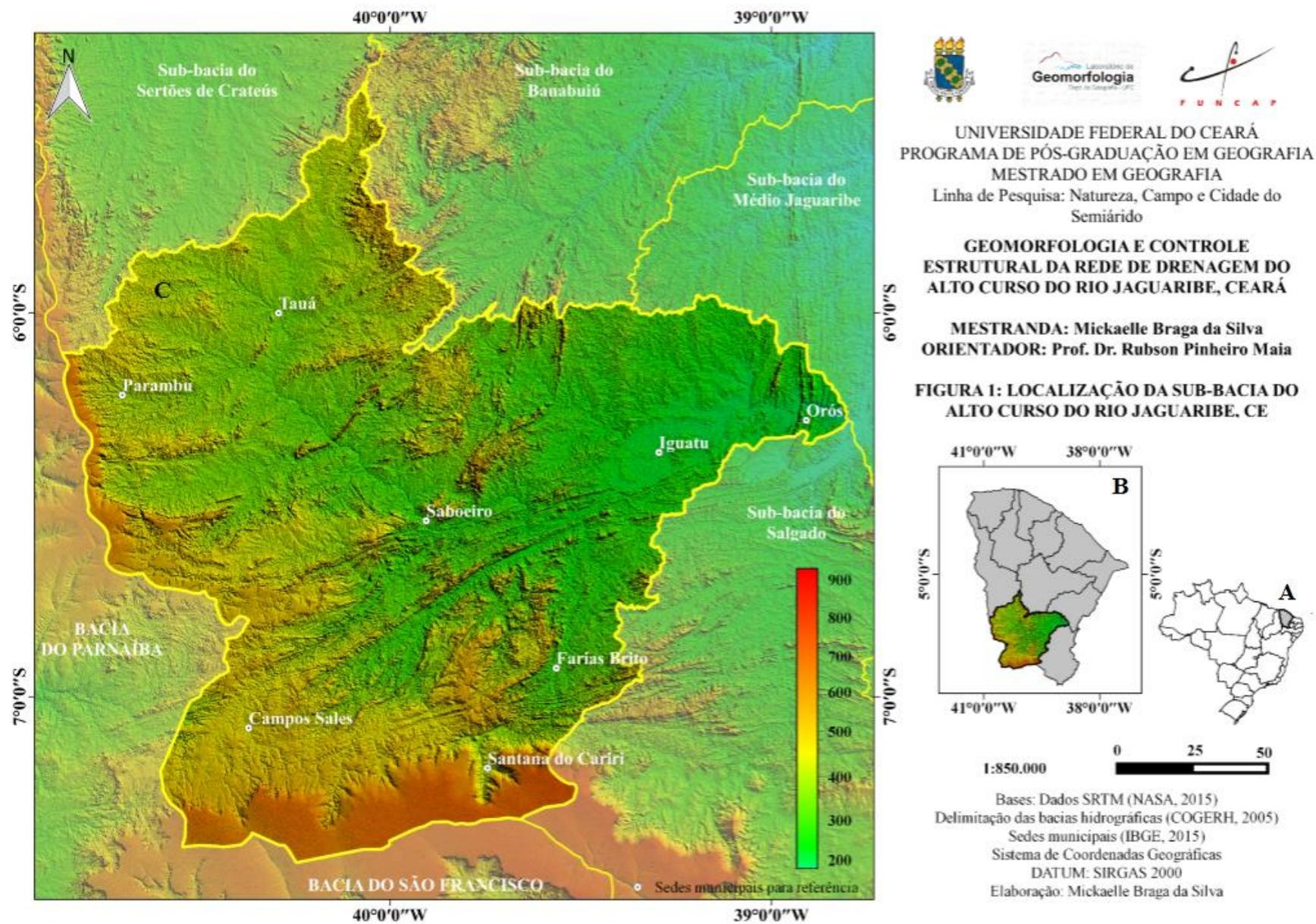
O alto curso do rio Jaguaribe (FIGURA 1) situa-se na porção sudoeste do Estado do Ceará, correspondendo à maior das cinco sub-bacias que compõem a Bacia Hidrográfica do Jaguaribe (Alto, Médio e Baixo Jaguaribe, Banabuiú e Salgado) e a maior do Estado, abrangendo 27 (vinte e sete) municípios (SANTANA, 2009).

De maneira geral, a geomorfologia da área apresenta-se disposta em superfícies erosivas bordejadas por maciços cristalinos e bordas de bacias sedimentares. Essas unidades podem ser individualizadas na forma de compartimentos morfoestruturais compreendendo o *glint* da Ibiapaba, a chapada do Araripe, os maciços cristalinos, a superfície sertaneja, esta disposta em diferentes níveis de superfícies por ação da erosão diferencial e as planícies fluviais.

O contexto climático da área de estudo apresenta grande parte da área caracterizada pelo tipo climático semiárido (NIMER, 1989). O quadro climático associado à litologia cristalina na maior parte da sub-bacia colabora com as características de intermitência e pequeno gradiente dos cursos d'água e infiltração deficiente. A vegetação é relativamente escassa e dispersa, à exceção do sul da sub-bacia, onde a vegetação mais adensada e as rochas sedimentares favorecem a infiltração das águas precipitadas. Apresenta em destaque a Caatinga Arbórea (maior área), a Caatinga Arbustiva Densa (microrregião de Iguatu) (FUCK JÚNIOR, 2008) e o Cerrado e a Mata Úmida (sul da área de estudo).

A drenagem foi talhada em rochas pré-cambrianas, modeladas na forma de superfícies suavemente onduladas, recobertas predominantemente por solos rasos, pedregosos e pouco desenvolvidos (PEREIRA; SILVA, 2005), resultando num quadro de maior dificuldade de permeabilidade onde predomina o padrão dendritico.

Figura 1- Localização da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe (C). Situação das sub-bacias hidrográficas do Estado do Ceará (B). Situação do Estado do Ceará a nível de Brasil (A)



## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 *Objetivo Geral*

- Analisar os aspectos geomorfológicos do alto curso do rio Jaguaribe e suas estruturas tectônicas, identificando, no ambiente atual, como os elementos estruturais exercem controle na rede de drenagem da área.

### 1.2.2 *Objetivos Específicos*

- Identificar e delimitar as feições do relevo da área de estudo;
- Apresentar a compartimentação geomorfológica a partir dos domínios morfoestruturais;
- Estabelecer relação entre os lineamentos de relevo e a rede de drenagem;
- Relacionar dados morfométricos e morfoestruturais para a identificação de anomalias de drenagem.

## 1.3 Justificativa

O rio Jaguaribe configura-se como o principal rio do Estado do Ceará e seu alto curso apresenta um importante dinamismo geológico e geomorfológico, responsável por paisagens com relevos modelados em rochas sedimentares e cristalinas. A área é ausente de estudos que se proponham a abordar sua geomorfologia ressaltando os seus aspectos tectono-estruturais, concentrando os estudos no seu médio e baixo curso como os trabalhos de Cavalcante (2001), Elias (2002); Maia (2005) Carvalho-Neta (2007), Costa (2009) e Cavalcante (2012) e/ou estudos geoambientais mais gerais que abordam todo o contexto da bacia do rio Jaguaribe.

Por ser um elemento muito sensível às alterações crustais recentes, mesmo que pequenas em escala e magnitude (SCHUMM, 1993), a rede de drenagem se modifica apresentando padrões e formas de acordo com estruturas do modelado do relevo, apresentando um significado litoestrutural, morfoestrutural e morfotectônico (HOWARD, 1967). Assim, a interpretação da estrutura geológica configura-se como um importante elemento de controle da evolução das formas de relevo (THORNBURY, 1960), apresentando um significado muito amplo, como fraturas, juntas, falhas, discordâncias, eixo e flanco de dobras, interface litológica,

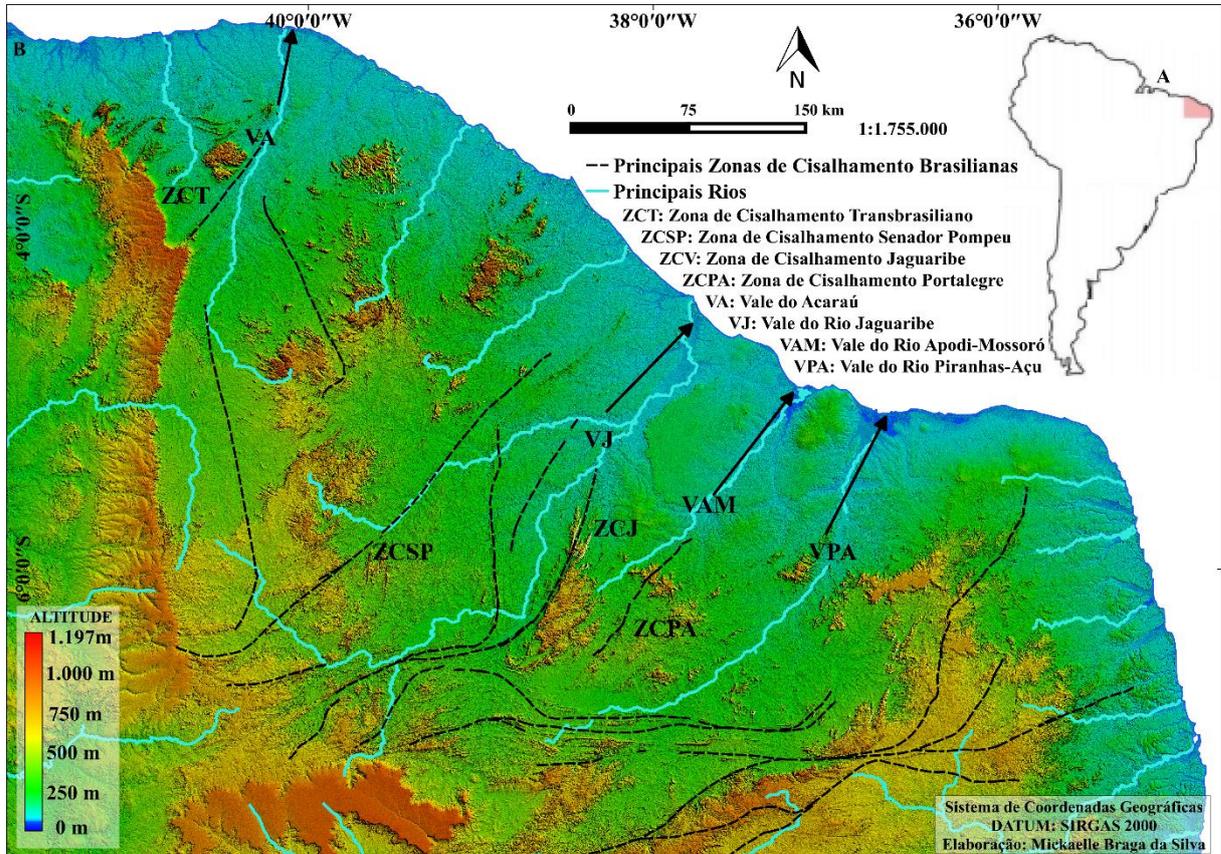
acamamento, foliação, lineação, lineamentos, etc. Quase sempre existe uma convivência entre a drenagem e a estrutura geológica, uma vez que aquela implanta-se em zonas de fraqueza, e esta, em sua maioria, é controlada por alguma estrutura geológica (LIMA, 2006).

Portanto, faz-se necessário compreender e destacar a natureza estrutural do relevo, seja através do controle exercido na erosão diferencial em virtude da heterogeneidade litológica associada à zona de deformação dúctil e aos planos de foliações, seja através dos efeitos das reativações tectônicas (MAIA; BEZERRA, 2014).

Trabalhos realizados por Maia (1993), Fonseca (1996), Maia (2005), Gomes Neto (2008), Moura-Lima et al, (2010) e Maia (2012), apresentaram os efeitos das reativações tectônicas na morfologia, na drenagem e nos ambientes de sedimentação de bacias sedimentares no contexto nordestino, demonstrando a relação entre a tectônica cenozoica e os depósitos neogênicos (Formação Barreiras) e quaternários, sendo responsável pela conformidade entre a disposição dos vales, falésias e as falhas neotectônicas (MAIA e BEZERRA, 2014).

No que diz respeito aos estudos desta natureza em bacias hidrográficas do Nordeste setentrional (MAIA; BEZERRA, 2014) constatou-se que maioria das bacias estão diretamente condicionadas por falhamentos e zonas de deformação dúcteis, controlando assim, a dinâmica atual de dissecação e agradiação, o regime e direção dos rios e os seus padrões de drenagem. São exemplos dessas drenagens o rio Acaraú (Ceará), que possui parte do seu vale encaixado sobre o Lineamento Transbrasiliano, o rio Jaguaribe (Ceará) no seu médio e baixo curso sobre a falha de denominação homônima, e uma depressão entre as zonas de cisalhamento Senador Pompeu e Portalegre e os vales dos rios Apodi-Mossoró e Piranhas-Açu (Rio Grande do Norte), ambos encaixados no sistema de falhas originado na fase rifte da Bacia Potiguar (FIGURA 2).

Figura 2- Correlação entre as principais estruturas tectônicas e a disposição do relevo no Nordeste setentrional Brasileiro (B) e sua situação na América do Sul (A).



A área de estudo apresenta um grande potencial de estudo que diz respeito a geomorfologia e estrutura geológica. Apresenta importantes unidades morfoestruturais nitidamente marcadas por feições de deformações crustais. Estas feições podem ser analisadas no sentido de estarem influenciando significativamente a dinâmica atual no que diz respeito ao principal elemento de uma bacia hidrográfica, que é sua rede de drenagem. Assim, os estudos geomorfológicos propostos almejam subsidiar pesquisas na área com diferentes finalidades.

#### 1.4 Metodologias da pesquisa

Com o intuito de cumprir os objetivos propostos, fez-se necessária a execução de algumas etapas, foram elas: levantamentos bibliográficos e cartográficos; aplicação de técnicas de geoprocessamento e tabulação, espacialização e análise dos dados.

### **1.4.1 Levantamentos bibliográficos e cartográficos**

Inicialmente foram efetuados levantamentos bibliográficos e cartográficos, efetivados na busca de artigos, livros, teses, dissertações e materiais cartográficos referentes às características da sub-bacia do alto Jaguaribe, bem como trabalhos realizados em áreas e temáticas próximas, propondo diálogos e uma maior familiaridade com o problema.

Concomitante aos levantamentos bibliográficos, ocorreu o levantamentos cartográficos, no intuito de identificar as representações (cartas, mapas, imagens) existentes da área, bem como coletar imagens radar, que foram essenciais para efetuar o mapeamento das feições geomorfológicas da área.

Dentre os produtos de sensoriamento remoto utilizados, destacam-se os dados *Shuttle Radar Topography Mission* – SRTM (Missão Topográfica de Radar Transportado) disponíveis no site da *National Aeronautics and Space Administration* – NASA, com resolução espacial de 30 metros.

De posse das representações cartográficas e dos produtos do sensoriamento remoto, com o auxílio de *softwares* de geoprocessamento como QGIS (Versão 2.8.2), Global Mapper (Versão 11), ArcGis (Versão 10.1) e PCI Geomatica (2013) foram elaborados mapas temáticos e modelos tridimensionais e extração e vetorização de feições geomorfológicas presentes na área de estudo.

Os mapas confeccionados apresentam-se nos seguintes parâmetros geodésicos (Projeção e DATUM, respectivamente): Sistema de Coordenadas Geográficas (Latitude e Longitude) e no SIRGAS 2000 (Sistema de Referencia Geocêntrico para as Américas).

### **1.4.2 Compartimentação morfoestrutural do relevo**

No tocante à metodologia utilizada para a identificação das feições geomorfológicas da área de estudo, utilizou-se como base os mapas já produzidos por Peulvast e Claudino-Sales (2003) e Souza (1988), onde os autores apresentam a compartimentação do relevo em unidades morfoestruturais. A identificação das feições considerou critérios altimétrico e padrões de formas homogêneas, levando em consideração a litologia e análise de imagens SRTM. A partir destas constatações em ambiente digital, as feições foram vetorizadas.

Estabeleceu-se assim para a unidade morfoestrutural referente à depressão sertaneja, 2 níveis de superfície com base em critérios altimétrico e litológico. No embasamento cristalino estabeleceu as cotas de 300m a 450m (Superfície Sertaneja I) correspondendo a

superfície menos rebaixada pela erosão e 200m a 300m (Superfície Sertaneja II) onde a erosão apresenta-se mais acentuada. Os maciços cristalinos também correspondem as litologias do embasamento cristalino, com cotas acima de 500m, obedecendo ao contorno das formas identificadas nas imagens SRTM.

A unidade dos planaltos sedimentares correspondentes à chapada do Araripe e *glint* da Ibiapaba, obedecem aos critérios litológico e altimétrico. Representados no *glint* da Ibiapada a formação Serra Grande da bacia Parnaíba e a chapada do Araripe as formações Santana e Exu na bacia do Araripe. As planícies foram mapeadas de acordo com as litologias correspondentes às coberturas aluviais da área.

As cristas estruturais apresentam-se representadas pelas feições mais significantes na área por identificação visual. Foram vetorizadas em ambiente digital de forma manual pelos seus comportamentos altimétrico (positivo), retilíneo e alongado, apresentados e observados nas imagens SRTM, sendo delimitadas através de linhas.

#### **1.4.3 Extração da rede de drenagem**

A extração da rede de drenagem foi realizada em ambiente digital de forma automática com o auxílio de ferramenta TauDEM (*Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*) habilitada no *software* QGIS e por interpretação visual, no intuito de apresentar um melhor detalhamento destas feições.

O TauDEM é um conjunto de ferramentas para construção de análises hidrológicas com base no Modelo Digital de Elevação (MDE) que permite gerar um modelo hidrológicamente correto a partir da remoção de depressões no arquivo raster usado como base para o processo; permite calcular o caminho do fluxo (direção) e a declividade; calcula a área de contribuição usando métodos de direção de fluxo simples e múltiplos; utiliza vários métodos para a delimitação das redes de drenagem, incluindo métodos baseados em formulários topográficos sensíveis à densidade de drenagem espacialmente variável; utiliza métodos objetivos para a determinação do limiar para delimitação de rede de canais com base no fluxo de gotas e apresenta a delimitação de microbacias (SANTOS, 2015).

#### **1.4.4 Caracterização da rede de drenagem**

Em termos de características geométricas da sub-bacia, obtiveram-se valores de área (Km<sup>2</sup>), perímetro (Km), números de canais e densidade hidrográfica (canais/km<sup>2</sup>). Para as características da rede de drenagem utilizou-se a ordem da bacia, o comprimento total dos canais (km) e a densidade de drenagem (km/km<sup>2</sup>). A obtenção dos dados de medidas das geometrias (polígonos e linhas) se deu em ambiente digital com a ferramenta *Calculadora de campo* do *software* QGIS.

A densidade de drenagem (Dd) é a relação entre o comprimento total de canais e a área da bacia e para seu cálculo considerou todos os rios tanto os perenes como os temporários (HORTON, 1945). Segundo Christofolletti (1969), valores elevados de Dd indicam áreas com pouca infiltração e melhor estruturação dos canais. A densidade de drenagem (Dd) foi obtida pela seguinte formula:  $Dd = Lt/A$ , em que: Lt = comprimento total dos canais; A = Área da bacia.

Beltrame (1994) sugeriu uma classificação em faixas para a densidade de drenagem (Tabela 1).

Tabela 1- Classificação da densidade de drenagem (Dd) de uma bacia

<b>Dd (km/km<sup>2</sup>)</b>	<b>Classificação</b>
< 0,50	Baixa
0,50 – 2,00	Mediana
2,01 – 3,50	Alta
> 3,50	Muito Alta

Fonte: Beltrame (1994).

A densidade hidrográfica (Dh) relaciona o número de rios ou canais com a área da bacia. Este índice expressa a grandeza da rede hidrográfica da bacia, indicando a capacidade de gerar novos cursos d'águas (CHRISTOFOLETTI, 1969). Para se determinar a densidade hidrográfica, foi utilizada a seguinte Formula:  $Dh = N/A$ , em que Dh = Densidade hidrográfica; N = Número de rios ou canais e A = Área da bacia em km<sup>2</sup>. Lollo (1995) apresenta uma classificação da densidade hidrográfica em limiares de valores (Tabela 2).

Tabela 2- Classificação da densidade hidrográfica (Dh) de uma bacia

<b>Densidade Hidrográfica (N/km<sup>2</sup>)</b>	<b>Classificação</b>
--	----------------------

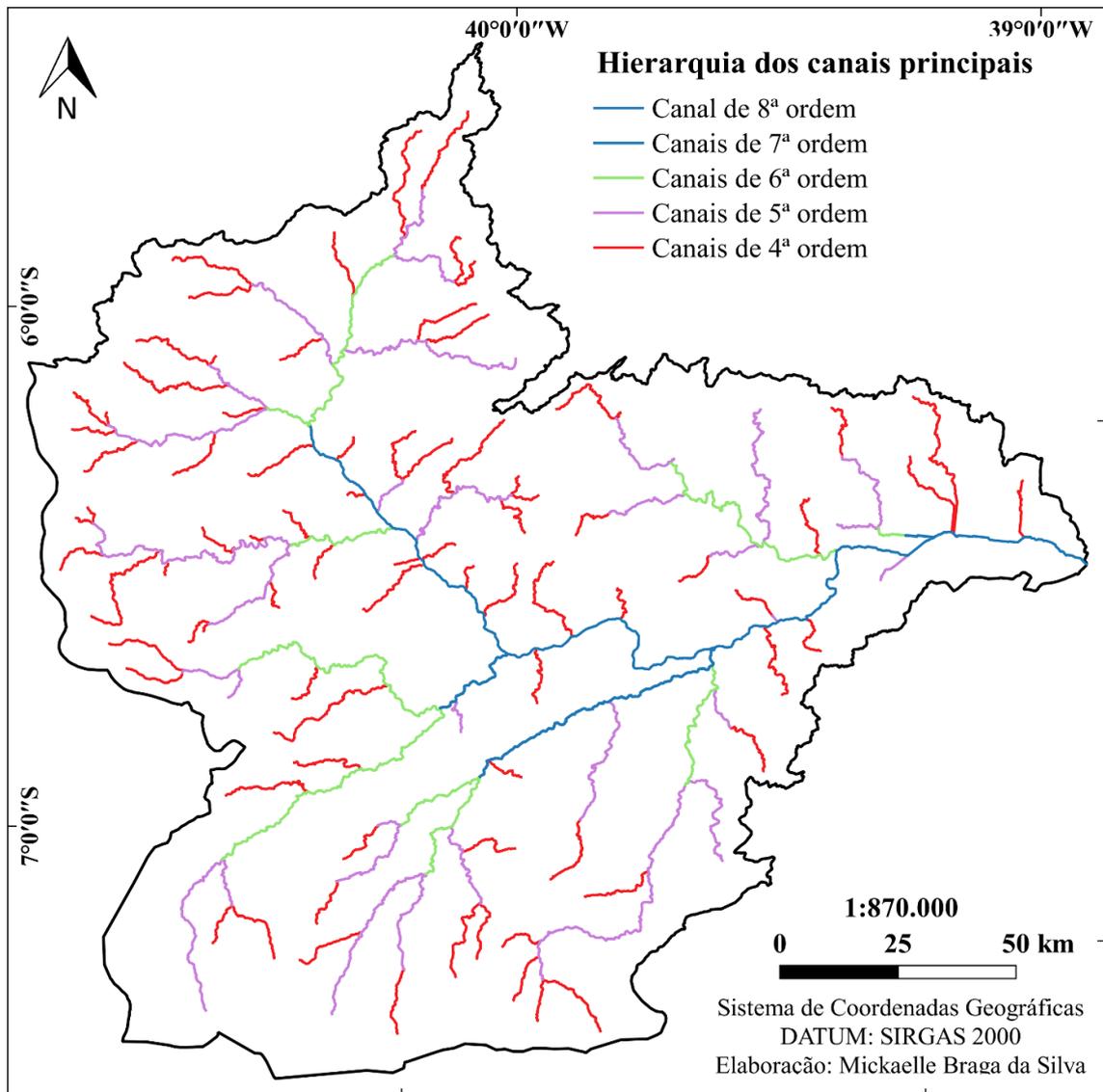
< 3	Baixa
7 – 15	Alta
> 15	Muito alta

Fonte: Lollo (1995).

A hierarquia fluvial consistiu em um método para estabelecer o posicionamento (ordem) de um determinado canal de drenagem no conjunto total da bacia em que se encontra (LIMA, 2006). Na área de estudo utilizou-se da proposta de Horton (1945) para a ordenação dos cursos de água onde os de primeira ordem são aqueles canais que não têm tributários; os de segunda ordem são os que recebem os de primeira ordem; os de terceira ordem recebem os de segunda ordem, mas podem receber também os de primeira; os de quarta ordem recebem tributários de terceira ordem, mas também podem receber de ordem inferior e assim sucessivamente.

Tal procedimento foi pensando no intuito de facilitar os estudos morfométricos para fins de identificação de anomalias, onde se delimitou apenas as drenagens principais com mais de 15 km (ETCHEBEHERE et al, 2004), considerando assim os canais de 4° a 8° ordem (FIGURA 3), sendo avaliado um valor suficiente para uma boa compreensão da distribuição espacial dos métodos utilizados e por representar as drenagens mais relevantes da sub-bacia. Procedimentos como índices morfométricos para caracterização da drenagem, bem como suas relações com dados morfoestruturais consideraram todos os canais.

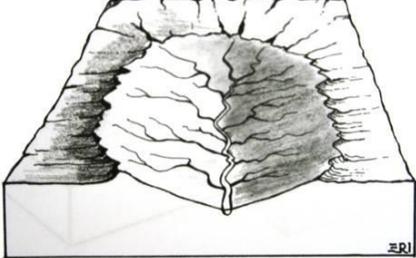
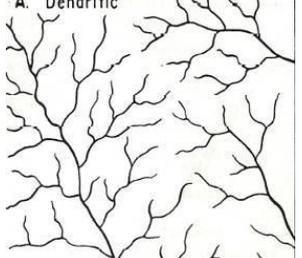
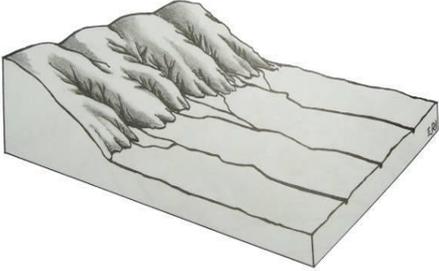
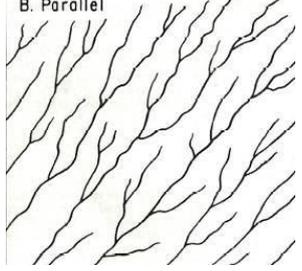
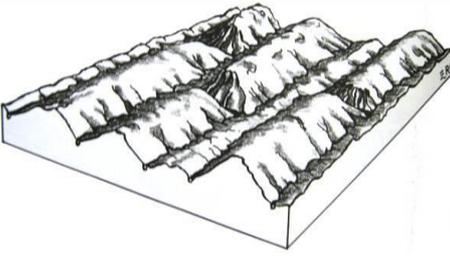
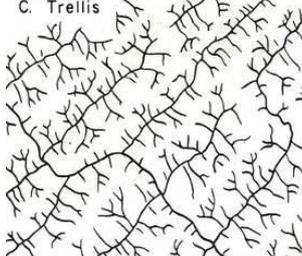
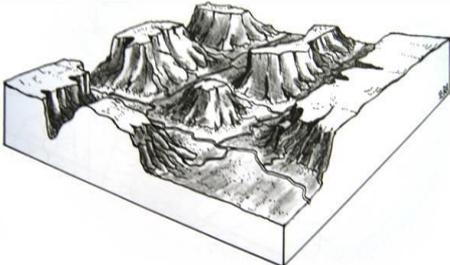
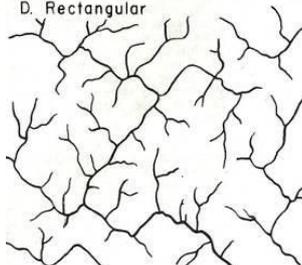
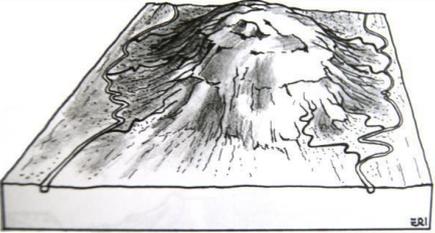
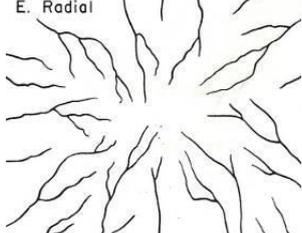
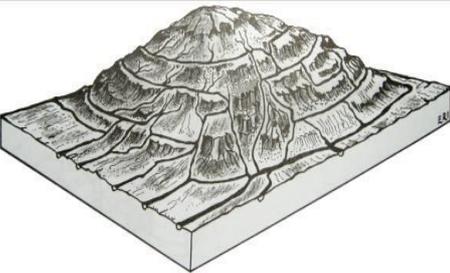
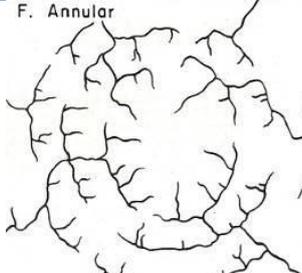
Figura 3- Esquema de hierarquia fluvial proposta por Horton (1945) para a área de estudo

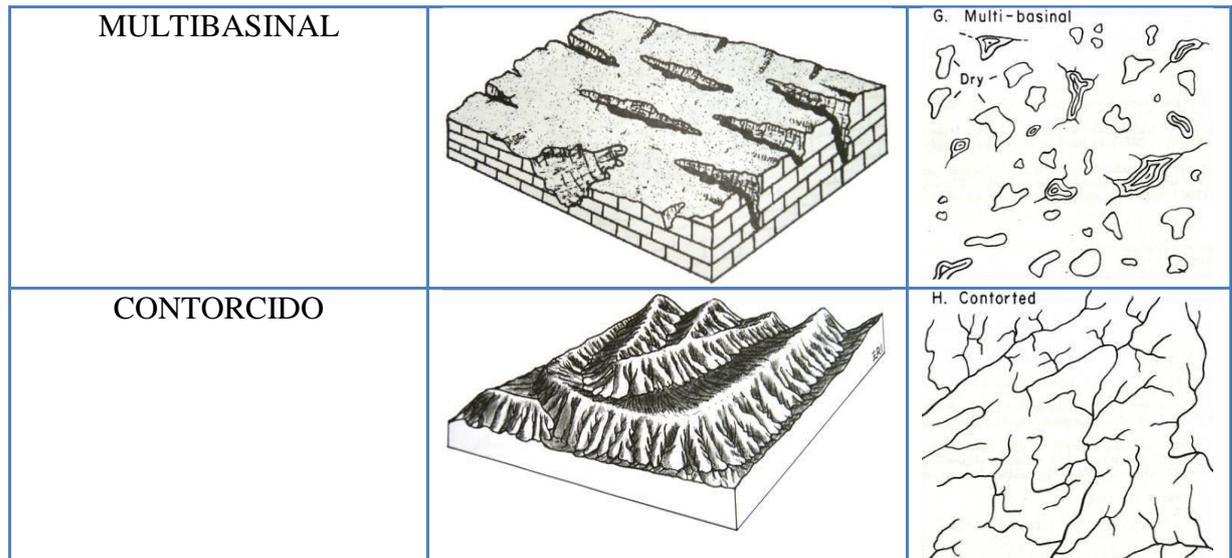


Os padrões de drenagem foram obtidos a partir de interpretação visual pautando-se nos exemplos disponíveis na literatura (ANDRADES FILHO, 2010; HOWARD, 1967; HUGGET, 2007; SUERTEGARAY et al., 2003). No quadro 1 são apresentados os principais padrões da rede de drenagem e sua representação tridimensional e bidimensional que facilitaram a comparação e identificação dos padrões da rede de drenagem da área de estudo.

Quadro 1 Principais padrões da rede de drenagem

PADRÕES DE DRENAGEM	BLOCODIAGRAMA	ESQUEMA
---------------------	---------------	---------

DENDRÍTICO		<p>A. Dendritic</p> 
PARALELO		<p>B. Parallel</p> 
TRELIÇA		<p>C. Trellis</p> 
RETANGULAR		<p>D. Rectangular</p> 
RADIAL		<p>E. Radial</p> 
ANELAR		<p>F. Annular</p> 



Fonte: Bases adaptadas de Howard (1967), Suertegaray et al. (2003) e Andrades Filho (2010) por Camolezi (2013).

Em posse das feições referentes aos canais mapeadas e medidas, aplicou-se a estatística e a geração dos gráficos de rosetas que permitiram espacializar os dados de direção preferencial de frequência da rede de drenagem. A confecção dos gráficos de roseta realizou-se em ambiente digital com o auxílio do *software* OpenStereo obtidos com intervalos de 10°, segundo a frequência absoluta.

Devido a grande quantidade de feições mapeadas e a exigência do arquivo de entrada no formato TXT para gerar os diagramas de roseta, fez-se necessário converter automaticamente os dados gráficos (arquivo tipo *shapefile*) em numéricos (arquivo tipo texto) com os dados azimutais para cada feição com o auxílio do *software* AzimuthFinder, integrado na *toolbox* no ArcGis. O *software* foi criado por Queiroz, Salamuni e Nascimento (2014) e de acordo com a necessidade do usuário gera tabelas azimutais para diversos outros *softwares* de geologia estrutural que aceitem arquivos no formato TXT.

#### 1.4.5 Extração de lineamentos de relevo

A extração de lineamentos de relevo efetivou-se em ambiente digital por meio de extração automática e manual.

Lineamentos são aqui entendidos como feições lineares topográficas ou tonais observáveis nas imagens, que podem representar discontinuidades estruturais e se expressam na topologia pela morfologia de vales, cristas, seguimentos de drenagem e anomalias tonais,

controladas estruturalmente por foliações, juntas/fraturas e falhas (SABINS, 1978; ETCHEBEHERE; SAAD ; FULFARO, 2007). O comportamento dos lineamentos de relevo em superfície e subsuperfície estão diretamente relacionados a estruturas geradas por campos de esforços tectônicos. Estas por sua vez têm regime rúptil, quando os esforços se acumulam em níveis que excedem o limite local de resistência à ruptura da crosta e em regime dúctil, quando a deformação é apenas plástica (FOSSSEN, 2012; ANDRADE-FILHO, 2014).

Faz-se necessário destacar a diferença entre lineamentos estruturais e falhamentos, na interpretação de produtos de sensoriamento remoto, devido primeiramente ao fato que os lineamentos não se restringem a um tipo de movimento tectônico ao longo de toda sua extensão ou durante o decorrer dos diferentes ciclos ou fases tectônicas que afetam uma determinada área e, em segundo porque uma zona de falhas pode dar origem a vários lineamentos paralelos e subparalelos, ou vice-versa, ou seja, várias fraturas associadas a uma zona de falha podem dar origem a apenas um lineamento distinguível nos produtos de sensoriamento remoto (VENEZIANI, 1987).

A extração automática dos lineamentos se deu no *software* PCI Geomatica no modulo *Focus* através do algoritmo *LINE (Tools>Algorithm Librarian>LINE: Lineament Extration)*. Este procedimento permitiu transformar feições lineares contidas nas imagens em segmentos vetoriais com a utilização de parâmetros globais onde os valores são pré-definidos ou alterados de acordo com a necessidade do usuário. Os parâmetros podem controlar as seguintes características (CONCEIÇÃO; SILVA, 2013):

- *Filter Radius* (FR): especifica o raio do filtro de detecção de borda, em pixels. Este parâmetro determina o nível até o qual o algoritmo detecta a informação como um lineamento. Um grande valor de *Filter Radius* indica que menos detalhes podem ser detectados, e também menos ruído. O valor padrão é 10, sendo que o intervalo de valores deste parâmetro é de 0 até 8192.
- *Edge Gradient Threshold* (EGT): especifica o limite do nível de gradiente mínimo de um pixel de borda para obter uma imagem binária. Os pixels acima do limiar representarão na imagem binária um elemento de borda. Este valor deve estar na faixa de 0 a 255, sendo que o valor padrão é 100.
- *Curve Length Threshold* (CLT): especifica o comprimento mínimo de curva, em pixels, para ser considerado como lineamento.

- *Line Fitting Error Threshold* (LFET): especifica, em pixels, o erro máximo permitido ao sobrepor uma linha sobre uma curva. Os valores mais baixos proporcionam um melhor ajuste, mas também segmentos mais curtos na linha.
- *Angular Difference Threshold* (ADT): especifica o ângulo máximo, em graus, entre segmentos de uma linha. Se o ângulo excede o máximo especificado, a linha é dividida em dois ou mais vetores. Este ângulo também define o ângulo máximo entre dois vetores para serem ligados. O valor padrão é 30.
- *Linking Distance Threshold* (LDT): especifica a distância mínima, em pixels, entre os pontos finais de dois vetores para serem ligados. O valor padrão é de 20.

Os valores utilizados para os parâmetros de entrada do algoritmo *LINE* foram baseados nos trabalhos de Abdullah et. al. (2009); Conceição e Silva (2013); Madani (2001) e Qari et. al. (2008). A tabela 3 apresenta os valores dos parâmetros testados.

Tabela 3- Parâmetros de entrada (*Input*) utilizados através do algoritmo *LINE* no *software* PCI Geomatica para extração automática de lineamentos

<b>Parâmetros</b>	<b>Madani (2001)</b>	<b>Qari et al. (2008)</b>	<b>Abdullah et al.(2009)</b>	<b>Conceição e Silva (2013)</b>
<i>Filter Radius (Pixel)</i>	3	8	12	15
<i>Edge Gradient Threshold</i>	15	10	90	60
<i>Curve Length Threshold</i>	15	10	30	10
<i>Line Fitting Error Threshold</i>	2	3	10	5
<i>Angular Difference Threshold</i>	10	15	30	15
<i>Linking Distance Threshold</i>	30	20	20	30

Fonte: Madani (2001); Qari et al. (2008); Abdullah et al.(2009) e Conceição e Silva (2013).

Valeu-se como base para a extração dos lineamentos no PCI Geomatica as imagens sombreadas do relevo, derivadas das imagens SRTM, obtidas no *software* QGIS, onde em *Azimuth de insolação* inseriu-se, em graus, a posição angular do sol para diferentes direções azimutais, escolhendo para efetivação dos procedimentos o valor 315° (NW) e em *Altitude de insolação*, que é a inclinação do sol, em graus, em relação ao horizonte, de 0° a 90°, o padrão utilizado foi 45°.

Estabeleceu-se para a pesquisa os parâmetros propostos por Conceição e Silva (2013) por apresentar um considerável número de feições lineares, atendendo os comportamentos positivos e negativos das feições e as direções preferências das estruturas tectônicas regional.

A avaliação da qualidade dos lineamentos extraídos automaticamente realizou-se visualmente no *software* QGIS a fim de apresentar um produto que corresponda às realidades estruturais da área a partir do posicionamento das feições sobre a imagem SRTM em falsa cor gerada pelo *software* Global Mapper e mapas morfoestruturais já produzidos para a região Nordeste. Para fins de espacialização dos dados de lineamentos confeccionou-se um mapa de densidade que possibilitou a compartimentação morfoestrutural das feições.

Assim como nos dados da rede de drenagem, utilizou-se a aplicação da estatística e geração dos diagramas de rosetas na espacialização da direção preferencial de frequência dos lineamentos de relevo.

Para fins, de análise e espacialização da densidade de lineamentos por famílias azimutais e idades dos terrenos geológicos presentes na área, estabeleceu-se 16 famílias com intervalos equidistantes de  $22,5^\circ$ . Tal procedimento gerou 16 mapas com as seguintes famílias azimutais: N; NNE; NE; ENE; E; ESE; SE; SSE; S; SSW; SW; WSW; W; WNW; NW e NNW (APÊNDICE A). Os terrenos geológicos apresentam-se compartimentados em embasamento cristalino pré-cambriano e bacias sedimentares do paleozoico e mesozoico.

#### ***1.4.6 Aplicação dos parâmetros morfométricos***

Diante da possibilidade de estabelecer uma relação entre a drenagem e os processos de deformação crustal com repercussão geomorfológica a partir de parâmetros morfométricos, as anomalias de drenagem são importantes indicadores para a análise estrutural, fornecendo subsídios à identificação de fatores de origem tectônica, e podem indicar zonas de soerguimento, subsidência, basculamento ou simplesmente rochas mais resistentes a erosão (BEZERRA, 2003; GONTIJO, 1999; HOWARD, 1967; SUMMERFIELD, 1991). Dentre as possibilidades, utilizou o Perfil Longitudinal e o índice Relação Declividade-Extensão (RDE).

##### ***1.4.6.1 Perfil Longitudinal***

A configuração de um rio pode ser expressa pelo perfil longitudinal, onde a forma característica é o côncavo, sendo considerado como um perfil de equilíbrio ou normal (CRISTOFOLETTI, 1980) e configura-se como uma das representações mais frequentes de aspectos morfométricos de cursos d'água, onde os dados são plotados em gráficos de

coordenadas cartesianas, correspondentes à altitude (H) contra a distância jusante (L) expressa pela equação:  $H = f(L)$ . Em uma paisagem onde a erosão é atuante, o perfil longitudinal de um rio é uma propriedade da drenagem que fornece subsídios para o conhecimento do substrato rochoso, bem como para o entendimento dos processos geológicos e a história geomorfológica de uma área (HACK, 1960).

#### 1.4.6.2 *Índice de Relação Declividade-Extensão – RDE*

Foi proposto inicialmente por Hack (1973) e denominado de Índice de Relação Declividade-Extensão (RDE) por Etchebehere et al. (2004). O RDE foi aplicada pela primeira vez, em rios brasileiros, por Etchebehere (2000) na Bacia do Rio do Peixe/SP.

O RDE é um índice que possibilita a análise de perfis longitudinais de rios e de trechos selecionados, propiciando as bases para o estabelecimento de comparações entre cursos d'água de ordem e de porte diferentes (ETCHEBEHERE et al, 2004). Trabalhos como os de Etchebehere e Saad (1999); Etchebehere (2000); Etchebehere et al. (2004); Martinez (2005); Etchebehere et al. (2006); Monteiro (2010) e Camolezi (2012), são de grande contribuição metodológica para a aplicação deste índice em áreas de margem passiva, corroborando em pesquisas nas áreas de erosão diferencial, controle litológico e estrutural, além de representar uma importante ferramenta de identificação de deformações neotectônicas ao longo dos cursos dos rios (MONTEIRO, 2010).

Esse índice apresenta-se como um indicador sensível de mudanças na declividade de um canal fluvial que podem estar associadas a diferentes resistências à erosão do substrato rochoso e à atividade tectônica. Assim, o índice tende a crescer onde o canal escorre por sobre rochas mais resistentes e decresce onde percorre um substrato mais friável. Pode-se suspeitar da atuação de processos tectônicos caso seja possível eliminar o fator litológico como causador principal da elevação do índice em algum determinado trecho do rio (HACK, 1973).

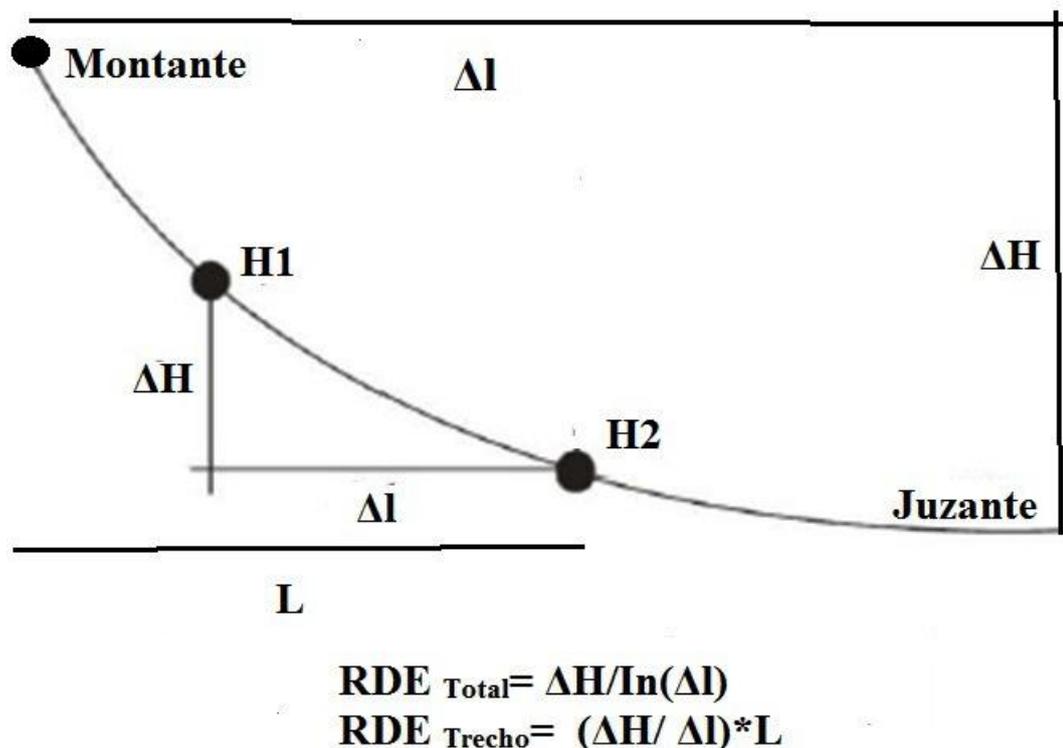
O RDE permite ser analisado para todo o comprimento do canal ( $RDE_{total}$ ) e para um determinado seguimento de drenagem ( $RDE_{trecho}$ ), pelas seguintes formulas:  $RDE_{total} = (\Delta H / \log L)$ ;  $RDE_{trecho} = (\Delta H / \Delta L) \times L$ . Para tal, o índice relaciona a declividade do canal com a extensão do trecho analisado, permitindo detectar, no perfil longitudinal de um rio, alterações no seu curso. Assim, o índice fornece a possibilidade de comparar trechos de um curso de água de diferentes magnitudes (MARTINEZ, 2005).

O cálculo do índice  $RDE_{total}$  considera o canal fluvial em sua totalidade. Assim, considera a diferença altimétrica entre a cota superior e inferior do canal, ou seja, a diferença da cota da cabeceira e da cota da foz do canal em metros ( $\Delta H$ ) e o logaritmo natural da extensão total do canal ( $\ln L$ ).

Para o cálculo do índice  $RDE_{trecho}$  considerou-se trecho as áreas localizadas entre cotas topográficas equidistantes ( $\Delta H = 30m$ ) para cada canal, sendo assim, para cada variação de 30 metros de altitude se estabeleceu um trecho; a extensão do trecho selecionado ( $\Delta L$ ) e a extensão desde a montante do canal até o trecho selecionado ( $L$ ), ou seja, ao passo que o trecho avança a jusante sua extensão é acumulada as extensões dos trechos anteriores.

O cálculo do índice de RDE de um determinado trecho de drenagem pode ser melhor compreendido na Figura 4.

Figura 4- Parâmetros utilizados no cálculo do RDE



Fonte: Etchebehere et al., 2004; com adaptações,

A identificação dos setores anômalos pelo RDE é definida a partir de limiares (SEEBER; GORNITZ, 1983), onde os índices de  $RDE_{trecho}$  considerados anômalos serão aqueles que divididos pelo  $RDE_{total}$  obtiverem valores acima de 2. São estabelecidas duas categorias de anomalias, as de 2ª ordem referentes aos índices obtidos compreendidos entre os

limiares 2 a 10 e as anomalias de 1ª ordem referentes aos valores iguais ou superiores a 10. Esta classificação pode ser traduzida pela ocorrência das anomalias em locais muito íngremes (anomalias de 1ª ordem), íngremes (anomalias de 2ª ordem) e pouco íngreme, quando o índice calculado é menor de 2, configurando-se como gradiente ideal.

Os dados referentes ao Perfil Longitudinal e RDE geram tabelas de valores que subsidiaram a produção de gráficos no *software Microsoft Office Excel 2010* no intuito de melhor ilustrar e interpretar as informações. Também foram elaborados mapas sobre os quais foi plotado as anomalias em cada canal analisado, a fim de visualizar setores do relevo onde os valores anômalos foram identificados. Os perfis transversais foram gerados pelo *software ArcGis* a partir de um TIN (*Triangulated Irregular Network*), modelo digital criado a partir de curvas de nível com equidistância de 30 m.

Para fins de interpretação dos dados gerados e espacializados nos mapas e na tabela de dados (APÊNDICE B) através do índice RDE, estabeleceu as seguintes instruções (QUADRO 2):

Quadro 2- Instruções para interpretação dos dados gerados e espacializados através do índice RDE

<b>Formulas aplicada para o calculo do índice Relação Declividade-Extensão (RDE)</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <math>RDE_{Total} = \Delta H / \ln(\Delta l)</math></li> <li>• <math>RDE_{Trecho} = (\Delta H / \Delta l) * L</math></li> </ul>
<b>Abreviações utilizadas nas tabelas de valores que subsidiaram a produção de gráficos e mapas</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• EXTENSÃO TOTAL/TRECHO (<math>\Delta l</math>)</li> <li>• EXTENSÃO ACUMULADO (L)</li> <li>• AMPLITUDE ALTIMETRICA (<math>\Delta H</math>)</li> <li>• COTA SUPERIOR (H1)</li> <li>• COTA INFERIOR (H2)</li> <li>• LOGARITMO NATURAL DA EXTENSÃO (<math>\ln(\Delta l)</math>)</li> <li>• <math>RDE_{Total}</math> (RDE TTL)</li> <li>• <math>RDE_{Trecho}</math> (RDE TCH)</li> <li>• CLASSES DE ANOMÂLIA DE DRENAGEM</li> </ul> <p>2ª ordem: valor de 2 a 10  1ª ordem: mais de 10  Gradiente ideal: menor que 2</p>
<b>Critérios para escolha dos canais fluviais (Figura 3)</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Canais a partir de 15 km (Figura 3);</li> <li>• Foram contemplados 68 canais de 8ª a 4ª ordem (1 canal de 8ª ordem; 2 de 7ª; 8 de 6ª; 17 de 5ª e 40 de 4ª);</li> </ul>

- O canal principal foi considerado até o açude Orós. Visto que o prolongamento da linha ao longo do açude obtida pela extração automática apresenta uma retilinearidade que não confere com as características naturais do canal.

#### **Critérios para o estabelecimento dos trechos ao longo do canal**

- Os trechos foram estabelecidos a partir das curvas de níveis extraídas pelos dados SRTM com resolução espacial de 30 m. Assim, as curvas de níveis foram geradas considerando um intervalo de 30 m entre uma linha de contorno e outra, definindo consequentemente cotas topográficas equidistantes de 30 m para cada trecho;
- Trechos com menos de 1 km, o valor acumulado no trecho é convertido de Km para M para fins de cálculos RDE TCH.

Fonte: Elaborada pela autora (2015).

## 2. GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL E SISTEMAS FLUVIAIS

A geomorfologia estrutural, ou morfoestrutural, configura-se como o ramo da geomorfologia que se dedica a análise do relevo terrestre e, atualmente, dos demais planetas, relacionando-os a estrutura geológica, atribuindo assim, às formas de relevo no que diz respeito a existência, aspecto ou geometria, dependência direta das condições geológicas. Tal ramo objetiva mais além da descrição estática do relevo, objetiva o entendimento e explicação do conjunto de inter-relações estabelecidas nas dinâmicas internas, relevos estruturais e dinâmica externa, configurando-se com instrumento fundamental a compreensão das paisagens e fatos topográficos (PEULVAST; VANNEY, 2002).

Através da análise geomorfológica com enfoque estrutural, as formas de relevo podem ser divididas em morfoestruturas, produzidas pela interação de forças endógenas e exógenas (GERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968). Denominam-se morfoestruturas as feições em que a forma de relevo e a drenagem estão estreitamente relacionadas à estrutura geológica, representadas por feições positivas e negativas, que podem estar à superfície ou então sepultadas por espessa sequência de sedimentos (LIMA, 2006).

O termo morfoestrutura aplica-se para definir uma estrutura suposta, identificada a partir da análise das formas de relevo e padrões de drenagem, demonstrando, assim, que o principal objetivo da análise morfoestrutural é a obtenção de informações a respeito de estruturas, uma vez que se espera, com a aplicação desta técnica, que a morfologia da superfície de uma bacia reflita, embora de modo atenuado, às condições estruturais do embasamento (SOARES et al. (s.d) *apud* CREPANI, 1988; LIMA, 2006).

No Nordeste brasileiro, o relevo documenta importantes episódios de evolução morfotectônica que compõe um complexo sistema morfoestrutural. Organizado em torno de paleosuperfícies, a região apresenta diversos compartimentos geomorfológicos derivados de eventos como o Ciclo Brasileiro e a separação Brasil/África. Ambos os eventos geraram várias morfologias com controle estrutural, com destaque para os maciços cristalinos alinhados segundo as principais zonas de cisalhamento. Outras formas estão associadas a lineamentos estruturais orientando a drenagem e a dissecação. Um terceiro exemplo são as bacias sedimentares cenozoicas afetadas por soerguimentos (MAIA; BEZERRA, 2014).

### 2.1 Padrões de drenagem e formas de relevos associadas

Segundo Howard (1967), a rede de drenagem modifica seu curso, se adapta às formas e apresenta padrões de acordo com as estruturas do modelado do relevo, e cada padrão de drenagem, apresenta um significado litoestrutural, morfoestrutural e morfotectônico. Isto permite dizer que os padrões de drenagem estão intimamente ligados às formas de relevo que estão instalados, em uma complexa interação com a possibilidade ou não de água no sistema, condicionada pelas condições climática e as características genéticas e evolutivas das estruturas geológicas. Refletindo em um jogo em que tanto a drenagem influencia as formas de relevo, superimpondo-se e esculpando-as, com é influenciada, moldando-se as condições das formas preexistentes.

No quadro 3 são apresentados padrões de drenagem e suas respectivas modificações relacionados as formas de relevo de ocorrência.

Quadro 3- Padrões de drenagem e formas de relevo

<b>PADRÃO DE DRENAGEM BÁSICO</b>	<b>PADRÃO DE DRENAGEM MODIFICADO</b>	<b>FORMAS DE RELEVO</b>
DENDRÍTICO	Subdendrítico	Chapadões com zonas dissecadas e morros de topo convexo com alto a médio grau de dissecação
	Pinado	Morros com variável grau de dissecação
	Distributário	Leques aluviais e deltas. Sopé de montanhas e zonas costeiras
PARALELO	Subparalelo	Terreno plano com caimento médio a fraco. Cuesta.
	Colinear	Dunas do tipo <i>Seif</i> . Planícies costeiras
TRELIÇA	-	Relevo em cristas ou em morros de topo agudo. <i>Hog back</i> .
RETANGULAR	-	Terrenos intensamente fraturados.
RADIAL	-	Cratera, caldeira, astroblema, etc.
ANELAR	-	Morros com formato circular, vulcões, etc.
MULTIBASINAL	-	Terrenos cársticos, glaciais, planície costeira e deltas.

Fonte: Lima, 2006.

Deffontaines e Chorowicz (1991) apresentam os fatores morfológicos que influenciam diretamente os padrões de drenagem, dividindo-os em: Interno, Externo e Composto. No quadro 4 são demonstrados esquematicamente os fatores influenciadores.

Quadro 4- Fatores morfológicos que afetam a evolução dos padrões de drenagem

<b>FATORES INTERNOS</b>		
LITOLOGIA	Parâmetros Físicos	Presença ou não de cimento, porosidade, permeabilidade, resposta à erosão, competência e dureza.
	Parâmetros Químicos	Dissolução química da água subterrânea, (re)cristalização e diagênese
ESTRUTURA	Disposição das Camadas	Espessura das camadas, direção e mergulho da camada, alternância de litologias, discordância e compactação diferencial.
	Neotectônica	Movimentos horizontais e verticais, vulcanismo e plutonismo, geodinâmica, levantamento e abaixamento, subsidência, zona de deslocamento horizontal, dobra, falha, juntas ou fratura, e colocação de corpos magmáticos.
	Tectônica	Riftes, bacias, domos, áreas de vulcanoplutonismo, discordância, dobras (antiforme e sinforme), falhas e juntas.
<b>FATORES EXTERNOS</b>		
CLIMA	Precipitação (quantidade, tipo, estação, neve ou chuva), temperatura (variação, estação) e paleoclima (glacial e periglacial).	
VEGETAÇÃO	Tipo, presença ou ausência e formação florestal.	
AÇÃO ANTRÓPICA	Drenagem, irrigação, canais, edifícios estradas, etc.	
<b>FATORES COMPOSTOS</b>		
TOPOGRAFIA	Pendente regional e local, curva de nível, paleotopografia e paleossuperfície.	
VARIAÇÃO EUSTÁTICA	Erosão, sedimentação e nível de base.	
FATORES HIDROLÓGICOS	Padrão dos canais, vazão, carga e confluência.	
HERANÇA	Padrão da paleodrenagem, outros tipos de talvegues (glacial, oceânico), evolução da drenagem (superimposta, antecedente, captura).	

Fonte: Deffontaines e Chorowicz (1991)

Assim, os fatores internos derivam do comportamento das rochas, controlado pela litologia e a estrutura. A primeira tem influência através das propriedades físicas e químicas, enquanto os aspectos estruturais estão ligados a fatores intrínsecos das camadas (espessura, mergulho, direção, intercalação, etc.), movimentos tectônicos e deformações recentes (neotectônicas). Dentre os fatores externos o clima desempenha papel importante por meio do intemperismo e ciclo de erosão. A vegetação, por sua vez, está ligada ao clima e sua influencia pode ser local. Fato idêntico ocorre com os solos (LIMA, 2006).

A ação antrópica configura-se com a artificialização dos canais de drenagem, como por exemplo, a canalização ou com a construção de grandes obras como hidrelétricas e em

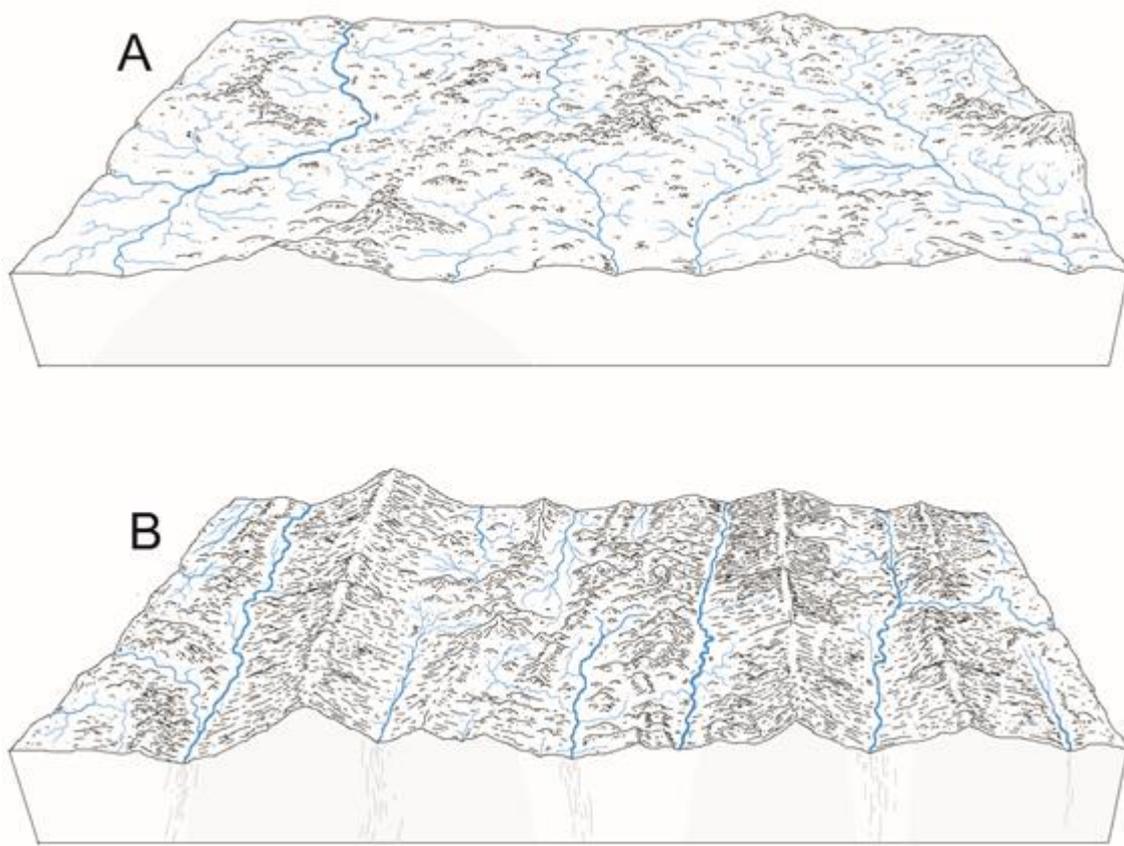
projetos de irrigação. Por fim, os fatores compostos correspondem a combinação dos efeitos já citados onde se tem a topografia, variação dos níveis eustáticos, fatores hidrológicos e paleodrenagens (LIMA, 2006).

## **2.2 Controle estrutural da drenagem**

No que diz respeito ao controle da drenagem pelo fator estrutural, quase sempre existe uma relação entre a drenagem e a estrutura geológica, uma vez que àquela se implanta em zonas de fraqueza, e esta, em sua maioria, é controlada por algumas estruturas como fraturas, juntas, falhas, discordâncias, eixo e flanco de dobras, interface litológica, acamamento, foliação, lineação, lineamentos, etc. Portanto, torna-se importante determinar o condicionamento da drenagem e seus padrões com a estrutura geológica (LIMA, 2006).

Como foram apresentados, os padrões de drenagem podem apresentar características em uma determinada área que sugerem desvios nas estruturas ou na topografia regional, fugindo da regra do padrão que se espera pra região (FIGURA 5). Esses efeitos são entendidos como anomalias (HOWARD, 1967). Dessa forma, anomalias de drenagem significam um desvio inesperado de uma ou mais drenagens em relação ao seu padrão (LIMA, 2006).

Figura 5- Exemplos de padrões de drenagem sem e com controle estrutural.



A: Padrões de drenagem dentrítico, típicos de áreas como a depressão sertaneja onde não se observa controle estrutural. B: Padrões de drenagem majoritariamente paralelos, com canais retilíneos encaixados entre cristas.

Fonte: Elaborados por Rubson Pinheiro Maia.

A análise das anomalias de drenagem é importante para estudos de caráter geológico-geomorfológico, pois fornece subsídio à identificação de fatores endógenos e exógenos atuantes do padrão de evolução da rede de drenagem (CAMOLEZI, 2013).

Homes (s.d) *apud* Howand (1967) destaca como exemplos de anomalia de drenagem a presença das seguintes feições: retilinearidade; aparecimento abrupto e localizado de meandros; meandros comprimidos; desenvolvimento abrupto e localizado do canal anastomótico; estreitamento anômalo de vales ou canais; *levées* (diques marginais) isolados; e curvas anômalas. A estas pode acrescentar: ausência de divisor de águas com o desenvolvimento de lagos; aparecimento brusco de canal do tipo entrelaçado; grande incidência de terraços e assimetria distinta com relação ao comprimento dos seus afluentes (LIMA, 2006). O quadro 5 apresenta alguns destes processos e seu significado.

Quadro 5- Anomalias de drenagem e seus significados

<b>TIPO DE ANOMALIA</b>	<b>SIGNIFICADO</b>
INFLUÊNCIA DE PADRÃO RADIAL ANELAR EM PADRÃO DENDRÍTICO	A influência de padrão radial anelar em outros padrões da rede de drenagem pode indicar a ocorrência de soerguimento ou subsidência de um bloco, como domos e crateras respectivamente, fazendo com que a rede de drenagem se adapte a estas alterações.
INFLUÊNCIA DE PADRÃO DE TRELIÇA EM PADRÃO DENDRÍTICO	Este tipo de anomalia está relacionado à erosão diferencial nas camadas que afloram paralelamente em faixas estreitas, sendo característicos de áreas com dobramento, ou em zonas cuestiformes.
RETILINEARIDADE	Os canais retilíneos naturais são raros, a ocorrência dessas anomalias geralmente indicam que o canal está associado a falhas, juntas, veios e outros elementos estruturais.
MEANDRAMENTO LOCAL	A ocorrência de meandros localizados pode estar ligada à presença de domos.
COMPRESSÃO DE MEANDROS	Os meandros comprimidos podem estar relacionados a um soerguimento que ocasionou um aumento na erosão e conseqüente aprofundamento do canal, fazendo com que o meandro fique controlado pela resistência litológica.
<i>BRAIDED</i> LOCALIZADO	O aparecimento de entrelaçamento localizado pode indicar um aumento na concentração de carga de fundo do canal e conseqüentemente a diminuição do gradiente do canal. O motivo para esta anomalia pode estar relacionado a movimentos tectônicos em pequenas áreas.
VALE AFOGADO	Os vales afogados podem estar relacionados à movimentação tectônica, mudanças climáticas e até ação antrópica. Atividades tectônicas podem ocasionar um soerguimento no nível de base, represando assim os afluentes de um canal. Quanto às mudanças climáticas e ações antrópicas, podemos citar a subida do nível do mar e construção de barragens, respectivamente.
PÂNTANOS, LAGOS OU PREENCHIMENTO ALUVIAL	Podem indicar o soerguimento ou subsidência do canal.
VARIAÇÕES NA LARGURA DO CANAL	O canal fluvial pode sofrer um alargamento ou um estreitamento ( <i>knickpoint</i> ). Essas variações na largura do canal indicam ou uma diferença de resistência à erosão ou níveis de base elevados ou rebaixados.
NÍVEIS ISOLADOS DO CANAL	Os níveis isolados do canal podem indicar soerguimento ou subsidência de blocos. Um exemplo desses níveis isolados do canal são lagos remanescentes em padrões de palimpsestos.
CURVATURAS ANÔMALAS	As curvas anômalas em canais fluviais podem representar antigos processos de captura fluvial ou ainda, controle estrutural por meio de juntas ou falhas.
DRENAGENS COLINEARES	As drenagens colineares podem ser formadas pelo soerguimento de uma área fazendo com que a drenagem seja desconectada, com os canais fluindo em sentidos opostos. A erosão remontante

	nessas drenagens pode evoluir ao ponto de causar uma captura fluvial.
<b>CAPTURAS FLUVIAIS</b>	As capturas fluviais são processos em que um canal sofre uma mudança de direção que façam com que o seu fluxo seja direcionado para outro canal. Esse tipo de anomalia pode ocorrer por absorção, recuo de cabeceiras, transbordamento e eventos tectônicos.
<b>DESVIO DE CANAIS</b>	Quando os canais fluviais estão deslocados do eixo central da bacia. Podem estar associados à erosão diferencial, quanto a controles tectônicos. A evolução de um desvio de canal também pode gerar uma captura fluvial.
<b>ASSIMETRIA DE BACIAS</b>	Quando o canal fluvial de uma bacia hidrográfica está deslocado em relação ao seu eixo central classifica-se como uma bacia assimétrica. Difere-se do desvio de canal, pois este leva em consideração a bacia como um todo e não somente o canal.

Fonte: Adaptado de Fornaciari (2009) e Vargas (2012) por Camolezi (2013).

Pesquisas geomorfológicas em ambientes fluviais a partir da identificação de anomalias na rede de drenagem vêm tornando-se um procedimento usual e a utilização de produtos cartográficos configura-se como um importante meio de identificar tais feições. No entanto, tal abordagem apresenta-se um tanto quanto descritiva, em poucos casos são explicados os processos que levaram o canal a se comportar daquela maneira. No Brasil, pesquisas considerando anomalias de drenagem vêm sendo realizadas desde a década de 1970. Essas pesquisas, inicialmente consideravam a análise qualitativa das anomalias, embora os índices quantitativos já tivessem sido publicados há muitos anos nos Estados Unidos e na Europa (CAMOLEZI, 2013).

Diante da necessidade de apresentar análises geomorfológicas com ênfase no controle estrutural da drenagem, expressos muitas das vezes por anomalias, o uso de variáveis morfométricas específicas ganha espaço na literatura a partir da década de 1970 com importantes pesquisas como os trabalhos desenvolvidos por Hack (1973) e Hare; Gardner (1985). O uso das variáveis morfométricas para caracterização de anomalias foi introduzido no Brasil a partir da década de 2000 (ETCHEBEHERE et al., 2000; ACKLAS JR.; ETCHEBEHERE, 2003; ETCHEBEHERE et al., 2004; SALAMUNI et al., 2004; GUEDES et al., 2006) e vem encorajando e fundamentando análises morfotectônicas e morfoestrutural.

Ainda em relação às principais estruturas geológicas e a drenagem, a literatura demonstra outro contexto, onde apresenta rios em discordância com a estrutura. Onde se tem, por exemplo, rios cortando transversalmente cristas em estruturas rochosas resistentes a erosão para formar desfiladeiros e gargantas de paredes escarpadas (PRESS et. al, 2006). A este

contexto aplica-se a teoria da epigenia fluvial (PENTEADO, 1980), que corresponde a uma inadaptação de uma rede hidrográfica à um controle geológico de âmbito regional.

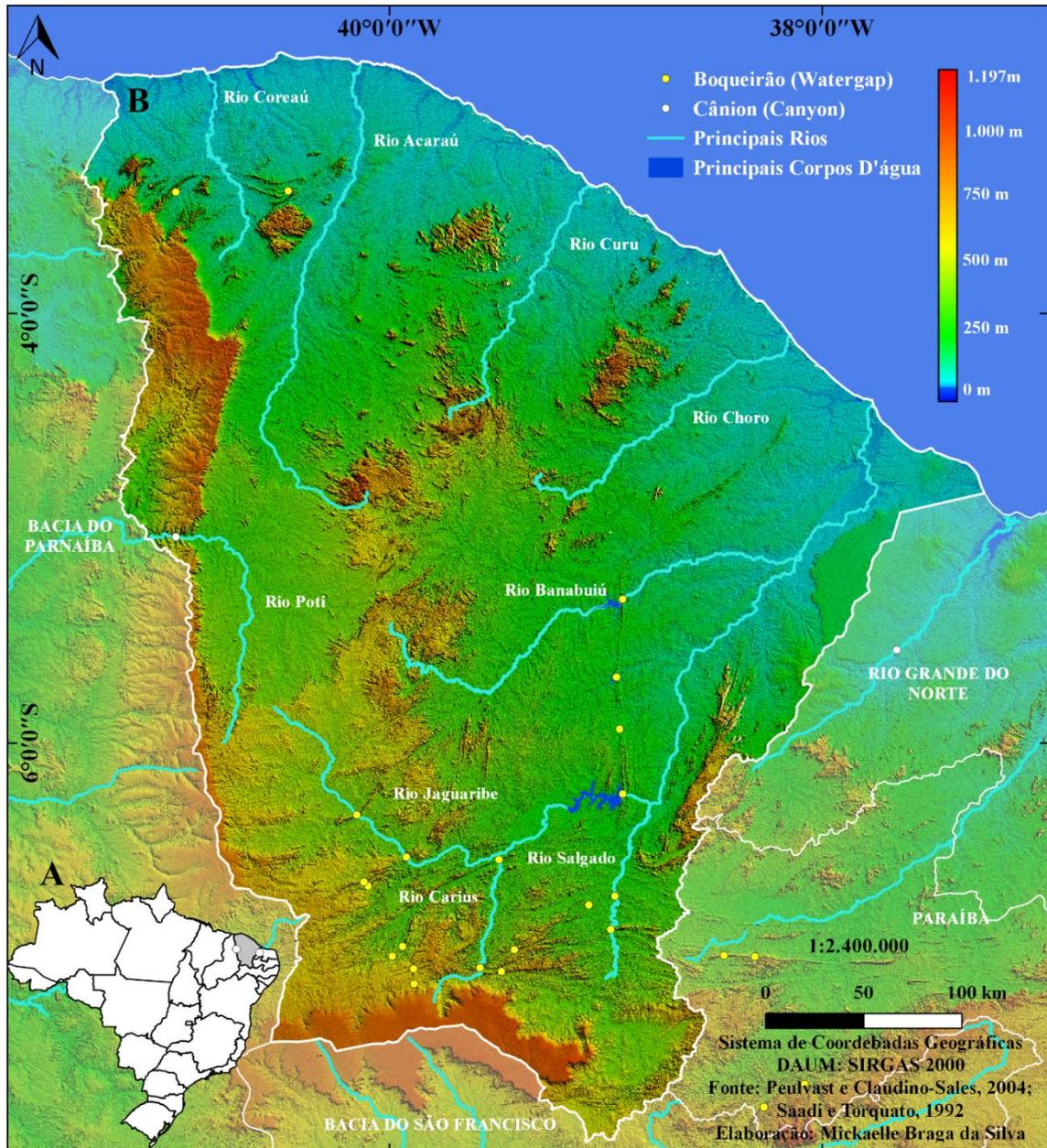
Dessa forma, na literatura a teoria da epigenia ocorre sob duas condições: por antecedência e superimposição a estrutura geológica (DAVIS, 1954; PENTEADO, 1980; PRESS et. al, 2006)

Para compreendermos a primeira condição da epigenia fluvial, que é por antecedência, devemos considerar um ambiente que apresente camadas horizontais e que por estas camadas o rio já esteja fluindo. Depois que esse ambiente se torna tectonicamente ativo, seja pela ocorrência de falhamentos ou soerguimento, por exemplo, e na medida em que as camadas estão sendo deformadas, o rio vai entalhando de maneira rápida e contemporânea ao processos tectônicos que deformaram área. Assim, o rio é considerado antecedente, quando existia antes do relevo atual ter sido modelado e manteve seu curso original, apesar das mudanças nas rochas e no relevo. E o rio flui sobre uma garganta que ele mesmo escavou (PRESS et. al, 2006).

A segunda condição de epigenia fluvial se dá pela superimposição da rede de drenagem (SAADI; TORQUATO, 1992; PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004). Neste caso, o rio é mais jovem que as deformações dúcteis ou rúpteis da área, só que a exumação dessas deformações é mais jovem que a implantação do rio. O rio se desenvolve sobre camadas horizontais discordante com camadas que foram deformadas em caráter dúctil. As camadas horizontais que estão expostas à erosão, conseqüentemente foram removidas. Ao passo que a erosão evidencia as camadas dobradas, o rio continuou também seu processo erosivo e escava uma garganta através de camadas resistentes de uma dobra anticlinal soterrada (PRESS et. al, 2006).

Assim, no Nordeste brasileiro e especificamente no Estado do Ceará, onde a superimposição é a condição de epigenia fluvial mais difundida na literatura, feições como cânions (*Canyons*) e boqueirões (*Watergaps*) também dinamizam as paisagens semiáridas e sua rede de drenagem (SAADI; TORQUATO, 1992; PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004) (FIGURA 6).

Figura 6-Epigenia fluvial no Estado do Ceará(B). Situação do Estado a nível de Brasil (A)



### 2.3 Contribuições do Sensoriamento Remoto em estudos geomorfológicos e caracterização morfoestrutural

A identificação de lineamentos de relevo em produtos de sensoriamento remoto configura-se como expressões morfológicas do relevo que podem ter relação com feições subsuperficiais geológicas (ANDRADE-FILHO, 2014). Este tipo de investigação, baseada na caracterização de formas de relevo e de bacias de drenagem, auxilia na reconstituição do arcabouço estrutural, por permitir o reconhecimento de estruturas tectônicas, como falhas,

fraturas e dobras, desenvolvidas em diferentes momentos do passado geológico (ANDRADE-FILHO, 2010).

Além de investigação qualitativa, dados de sensoriamento remoto podem aperfeiçoar a análise morfoestrutural quantitativa. Por exemplo, a derivação de vários índices morfométricos (p.e., relação declividade e extensão, fator assimétrico, integral hipsométrica, razão entre a largura do fundo do vale e sua elevação e sinuosidade de faces de montanha) de grande aplicação na análise morfoestrutural (ANDRADE-FILHO, 2010).

Em estudos geomorfológicos, o uso das imagens SRTM tem se tornado cada vez mais frequente, em especial na caracterização morfoestrutural de ambientes sedimentares do Nordeste brasileiro. Andrade-Filho (2014) demonstrou esta representatividade em publicações com destaque pra área da Província Borborema (OLIVEIRA; MADEIROS, 2012); na faixa costeira do Rio Grande do Norte e da Paraíba (BEZERRA et al., 2014); na Bacia Paraíba (FURRIER et al., (2006); ANDRADE-FILHO; ROSSETI, 2012a, b; BARBOSA; FURRIER, 2012)) na Bacia Potiguar (MAIA, 2012) e em sistemas fluviais (MAIA; BEZERRA, 2011, 2012).

Assim, os dados de radar, representados pelas imagens SRTM, apresentam-se satisfatórios para análises morfoestrutural, por ressaltar com maior qualidade as características topográficas. Além de apresentar a possibilidade da ferramenta de sombreamento, que permite a iluminação artificial da orientação e da inclinação da iluminação, aumentando a visualização e a identificação de feições do relevo com características de lineamentos (OGUCHI et al., 2003; CONCHA-DIMASA et al., 2005; MASOUD; KOIKE, 2006; ANDREAS; ALLAN, 2007)). Tal técnica permite ainda, por meio digital, a extração automática dessas feições. No entanto configura-se como um processo por vezes insensível, despertando o alerta de um conhecimento prévio da área, bem como da direção principal das principais zonas de cisalhamento ou o auxílio comparativos com outros mapas de lineamentos já produzidos na região.

Portanto, a análise qualitativa e quantitativa dos elementos de drenagem e relevo extraídos de produtos de sensoriamento remoto apresenta-se com procedimentos eficazes de identificar e analisar a trama geomorfológica da área de estudo, bem como as influências estruturais impressas no embasamento cristalino pré-cambriano na rede de drenagem. Neste sentido, através da extração de lineamentos (de drenagem e de relevo), a partir dos produtos de sensoriamento remoto, dispõe-se de uma ferramenta importante para a caracterização morfoestrutural da área estudada, dando suporte no que tange à observação de eventos tectônicos antigos, assim como em eventos recentes (CORRÊA; FONSECA, 2010).

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLOGICO

#### 3.1 Província Borborema

A área em estudo está inserida, regionalmente, na porção ocidental da Província Borborema (FIGURA 7), denominada por Almeida et al., (1977), como o domínio geológico-estrutural localizado no Nordeste Oriental do Brasil, limitado a sul pelo Cráton do São Francisco, a oeste da Bacia do Parnaíba e a norte e leste pelas bacias sedimentares da margem costeira.

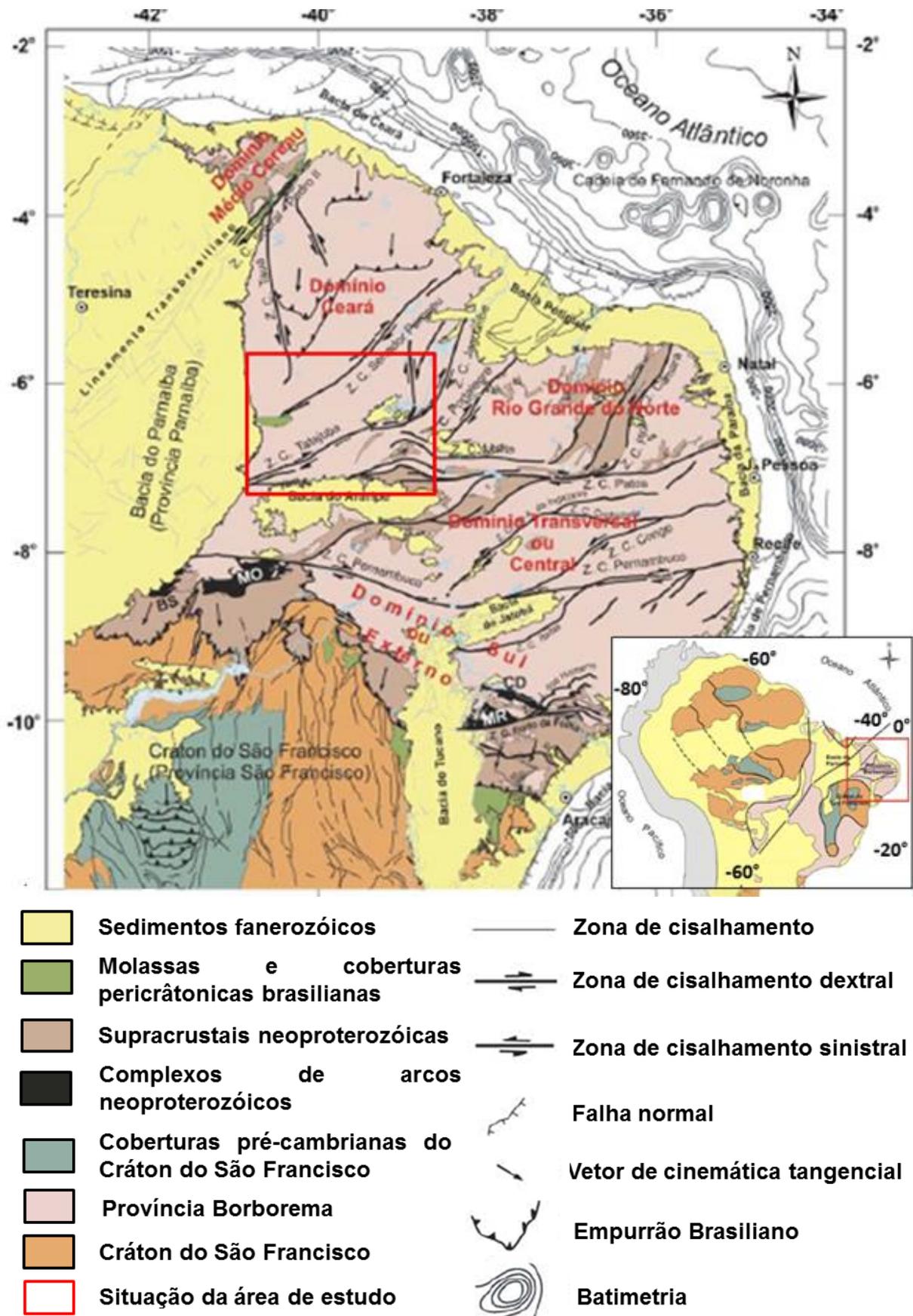
Sua origem, ao que tudo indica, começou a partir da junção de diversos terrenos que se originaram, talvez, já no Arqueano, mas com certeza no Paleoproterozóico (MABESSONE, 2002) e sua estruturação deu-se durante o evento conhecido como Ciclo Brasileiro (ALMEIDA, 1977; ALMEIDA et al, 1981), apresentando terrenos intensamente deformados e metamorfizados ao final do Neoproterozóico (BRITO NEVES, 1975; CABY et al., 1990).

A província é caracterizada por terrenos de diferentes litologias separadas por falhas e lineamentos, apresentando para estas estruturas, direção predominantemente NE-SW e E-W (VAUCHES et al., 1995; BRITO NEVES et al.,2000). Composta por vários terrenos arqueanos e proterozóicos agrupando litologias metamórficas e ígneas apresentando sobre esse substrato a ocorrência de diversas bacias sedimentares paleozoicas e mesozoicas (MAIA; BEZERRA, 2014).

A (re) estruturação da Província Borborema pode ser relacionada a dois eventos tectônicos que constituem os principais no Nordeste brasileiro. O primeiro evento pode ser correlacionado com a formação do megacontinente Panotia (formado pela Laurásia e a Gondwana), do qual colou o Brasil à África e deu origem, na América do Sul, à Orogênese brasileira, mais importante evento tectônico da evolução geológica do Brasil (CABY et al., 1995).

A orogênese Brasileira Neoproterozoica (BRITO NEVES, 1999) foi o último evento importante de deformação dúctil, tendo sido precedido, em cada domínio, por eventos mais antigos, principalmente de idade Meso ou Paleoproterozoica. A orogênese Brasileira é relacionada a um processo de colisão de placas, com grande extensão no continente Africano.

Figura 7- Situação da área de estudo na Província Borborema



Fonte: OLIVEIRA (2008), adaptada.

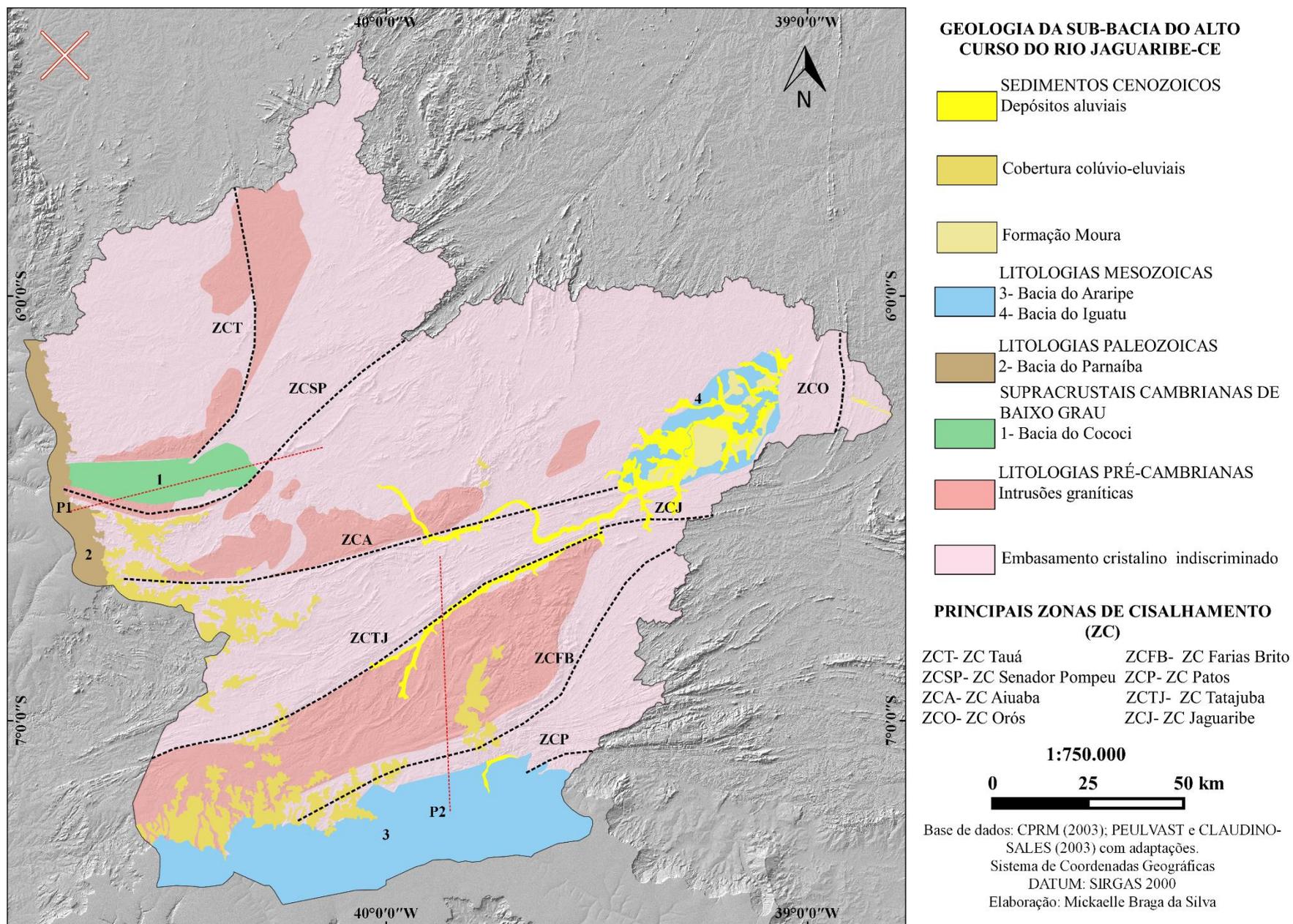
A Província Borborema é bem marcada por importante plutonismo granitóide, metamorfismo de média a altas temperaturas e extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, com dobramentos lateralmente associados.

Ao final desse evento, estruturas frágeis superpostas registram a exumação tectônica do terreno (JARDIM DE SÁ, 2000). Essa orogênese foi responsável pela formação de uma cadeia de montanhas do tipo himalaiana entre Brasil e África, a qual existiu entre cerca de 500 e 400 milhões de anos atrás, denominada de “Cadeia Brasileira” (CABY *et al.*, 1995).

O segundo evento pode ser relacionado à fragmentação do Megacontinente Gondwana, resultando na separação América do Sul e África e formação do Oceano Atlântico e as reativações tectônicas cenozoicas. Os esforços que produziram o afastamento dos continentes agiram através da ascensão do magma em direção à superfície, a qual consumiu gradativamente a crosta continental, dando origem aos riftes (ALMEIDA, 1977; MATOS, 1992; BRITO NEVES *et al.*, 2000)). Esse processo no Nordeste foi responsável pelas reativações de antigas zonas cisalhamento pré-cambrianas dúcteis e rúpteis, caracterizadas por três principais eixos de rifteamento. São eles, o eixo de rifteamento Tucano-Jatobá, o eixo de rifteamento Sergipe-Alagoas e o eixo de rifteamento Cariri-Potiguar, que resultaram nas bacias sedimentares interiores do Recôncavo, Tucano, Jatobá, Araripe, Rio do Peixe, Iguatu e bacias costeiras da margem Atlântica (Ceará, Potiguar, Pernambuco, Paraíba e Sergipe-Alagoas) (MATOS, 1992).

A geologia da área de estudo pode ser observada na Figura 8 e discriminada nos subitens a seguir.

Figura 8- Geologia simplificada da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, CE



### 3.2 Embasamento Pré-Cambriano

O embasamento cristalino pré-cambriano (FIGURA 8) apresenta-se com maior representatividade na área do alto curso do rio Jaguaribe, com destaque para as rochas metamórficas. O que confere para a área um diversificado mosaico com diferentes tipos litológicos, eventos e zonas de deformações dúcteis e rúpteis impressas no embasamento, registrando uma história evolutiva longa e complexa, frutos de eventos que operaram no Arqueano, Paleo e Neoproterozóico (GOMES et al., 2000; NOQUEIRA, 2004).

O alto curso do rio Jaguaribe representado pelos subdomínios Ceará Central, Jaguaribeano e Granjeiro, apresentam-se limitados por falhas e/ou zonas de cisalhamento de extensão regional, as zonas de cisalhamento Senador Pompeu separando o subdomínio Ceará Central do Jaguaribeano e Farias Brito limitando os subdomínios Jaguaribeano e Granjeiro (FIGURA 8).

Na área de estudo encontra-se representativas áreas de intrusões com destaque para corpos graníticos (FIGURA 8), que assim como a maioria dos corpos graníticos do Nordeste brasileiro, em sua porção setentrional, estão associados às zonas de cisalhamento brasileiras, que funcionaram como condutos por onde pode circular grande volume de fluidos e assim, um grande número de granitos orogênicos, resultado da intrusão em regiões extensionais associadas às estruturas tectônicas locais e regionais (ALMEIDA; ULBRICH, 2003; TRINDADE et al., 2008; NEVES, 2012).

No quadro 6 estão apresentadas as unidades litológicas pré-cambrianas e complexo quadro litológico que a área apresenta.

Quadro 6- Unidades pré-cambrianas e suas respectivas litologias no alto curso do rio Jaguaribe- CE

UNIDADE	LITOLOGIA
<b>NEO-PROTEROZÓICO</b>	
SUPERSUÍTE GRANITÓIDE TARDIA PÓS-OROGÊNICA	Granitóides cinzentos
SUPERSUÍTE GRANITÓIDE SIN-TARDI-OROGÊNICA	Granitos e granodioritos
SUÍTE GABRÓIDE 2	Dioritos, gabros e tonalito
COMPLEXO TAUÁ	Dioritos, granodioritos e granitos
ORTOGNAISSES FACOIDAIS	Ortognaisses facoidais

DIORITOS ASSOCIADOS A FÁCIES GABRÓICAS E, SUBORDINADAMENTE, GRANITOIDES	Dioritos e granodioritos
<b>GRANITÓIDES DIVERSOS</b>	
COMPLEXO TAMBORIL-SANTA QUITÉRIA	Granitos, migmatitos e paraderivadas
GRUPO CACHOERINHA	Micaxistos, metarritmitos, metavulcânicas, metabásicas e quartzitos
SUÍTE MAGMÁTICA CALDEIRÃO	Metagabros e quartzitos
SUÍTE GRANITÓIDE SERRA DO DESERTO	Augenortognaisses graníticos
<b>PALEO-NEOPROPEROZÓICA</b>	
GRANODIORITOS, TONALITOS E GRANITOS	
<b>PALEO-PROTEROZÓICA</b>	
GRUPO ORÓS	Metarriolitos, metassedimentos, metabasaltos-metandesitos, micaxistos, metamigmatitos, quartzitos, gnaisses, metacalcários, micaxistos e Metacarbonatos
ORTOGNAISSES GRANITO-GRANODIORÍTICOS I	
ORTOGNAISSES GRANITO- GRANODIORÍTICOS II	
COMPLEXO CEARÁ	Paragnaisses, ortognaisses, metabásicas, metacalcários, quartzitos, metabásicas e granitoides
UNIDADE ACOPIARA	Gnaisses, migmatitos, anfibolitos, paragnaisses, ortognaisses graníticos, metacalcários e rochas calcissilicáticas
COMPLEXO JAGUARETAMA	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
COMPLEXO CRUZETA	Metagabros, Metassedimentos, metabasaltos-metandesitos, Paragnaisses, micaxistos, Sequência plutono-vulcanossedimentar, Ortognaisses, migmatitos e metamáficas
ORTOGNAISSES GRANITO-GRANODIORÍTICOS	Ortognaisses e migmatitos
ORTOGNAISSES TONALITO-GRANODIORÍTICOS	

Fonte: Organizado pela autora com base nos dados da CPRM (2003)

### 3.3 Bacias Sedimentares Paleozoicas

Os sedimentos paleozoicos no alto curso do rio Jaguaribe dividem-se em dois períodos, o Cambriano referente à Bacia do Cococi e o Siluriano, representado pela Bacia Parnaíba (FIGURA 8).

#### 3.3.1 Bacia Sedimentar do Cococi

Compreende a um ambiente tectônico representado por uma bacia transtensiva (transcorrência + extensão) relacionada a reativações transtensivas de zonas de cisalhamento transcorrentes proterozóicas onde as formações apresentam-se metaforfizadas e deformadas em regime frágil, permanecendo em um semi-graben (GOMES et al. 2000).

Na área de estudo a Bacia do Cococi (FIGURA 8) é representada pelo Grupo Rio Jucá com as unidades Formação Melancia (Conglomerados, siltitos e folhelhos), Cococi (Ardósias, folhelhos, argilitos e siltitos) e Angico Torto (Conglomerados, arcóseos e arenitos). De acordo Gomes *et al.*, (2000) o contexto tectônico do Grupo Rio Jucá marca o final do Ciclo Brasileiro, e é recoberto por sedimentos da Formação Jaícos, da Bacia Parnaíba.

Ainda de acordo com a Gomes et al., (2000) a Formação Angico Torto apresenta como ambiente deposicional leques aluviais e planícies de inundação no topo. A Formação Cococi depositou-se em ambiente flúvio-lacustre a leques aluviais no topo e a Formação Melancia em leques aluviais na base e planície de inundação no topo, e representa uma fase de reativação tectônica da bacia.

### **3.3.2 Bacia Sedimentar do Parnaíba**

A Bacia do Parnaíba (FIGURA 8), identificada em textos geológicos mais antigos pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão, ocupa uma área de cerca de 600.000 km<sup>2</sup> da porção noroeste do Nordeste brasileiro e, no depocentro, a espessura total de suas rochas atinge cerca de 3.500 m (VAZ et al., 2007).

A Bacia instalou-se durante o Estágio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA; CARNEIRO, 2004), correspondendo às áreas laterais da Cadeia Brasileira, que foi erodida e sofreu colapso tectônico, tendo no seu lugar uma bacia do tipo sinéclise, que, por sua vez, também contou na sua origem com a formação de rifts intracratônicos resultantes da divisão do Panófia no início do Paleozóico, que posteriormente foram abortados. Esta foi implantada sobre os riftes cambro-ordovicianos de Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato (BRITO NEVES, 1998).

Segundo Góes e Feijó (1994) o preenchimento sedimentar da bacia corresponde três supersequências: a siluriana (Grupo Serra Grande), consistindo num ciclo transgressivo-regressivo completo; a devoniana (Grupo Canindé), com novo ciclo transgressivo-regressivo (maior ingresso marinha na bacia); e a carbonífero-triássica (Grupo Balsas), ainda um ciclo

transgressivo-regressivo, mas com profundas mudanças estruturais e ambientais (muda o eixo de deposição), condições marinhas mais restritas e severa aridez.

A formação Serra Grande, de idade siluriana, apresenta sua área de afloramento quase que exclusivamente de uma estreita faixa na extremidade leste da bacia, bordejada por rochas do embasamento. É identificada na área da sub-bacia hidrográfica a Formação Jaícos, representada por conglomerados e arenitos, em parte feldspáticos, com intercalações de siltitos e folhelhos (FIGURA 8).

Diante destas condições, a Bacia do Parnaíba, recobre, portanto, terrenos dobrados durante o Ciclo Brasileiro e sua camada sedimentar mais antiga, a Formação Serra Grande, aflora em superfície fazendo contato com esses terrenos dobrados, metamorfizados e plutonizados (CLAUDINO-SALES; LIRA, 2011).

### **3.4 Bacias Sedimentares Mesozoicas**

#### ***3.4.1 Bacia Sedimentar do Araripe***

A Bacia do Araripe (FIGURA 8) corresponde a mais extensa das bacias sedimentares interiores do Nordeste, e dentre as demais é a que apresenta uma trama geológica mais complexa, compreendendo partes dos Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí, recobrendo uma área de cerca de 7.200 Km<sup>2</sup> (ASSINE, 2007).

A origem da bacia está relacionada ao eixo de rifteamento Cariri-Potiguar, caracterizado por apresentar falhas de direção E-W e NE-SW, estes deram origem aos rifts Potiguar e Cariri, que por sua vez foram abortados e originaram as bacias sedimentares de denominações harmônicas, respectivamente (MATOS, 1992).

Assine (2007) apresenta a trama geológica da Bacia do Araripe com bases nos trabalhos de Pontes e Appi (1990) e Assine (1992), em que as sucessões de seqüências são correlacionadas com a terminologia litoestatigráfica. Para tal, são consideradas seqüências de idades atribuídas desde o Paleozoico até o Mesozoico, compreendendo períodos de pré-rifte, rifte e pós-rifte.

A primeira seqüência, de idade paleozoica, corresponde à Formação Cariri, denominada pela CPRM (2003) como Formação Mauriti, considerada por Ghignose (1972) apud. Assine (2007) correlata ao Grupo Serra Grande, defendendo que originalmente fazia parte da Bacia do Parnaíba, que no Siluriano se estendia muito além do seu atual limite oriental. É

uma unidade considerada afossilífica e aflora na porção leste da bacia, definido os contornos do Vale do Cariri. E está representada na área por arenitos e conglomerados.

A Supersequência Pré-Rifte corresponde às formações Brejo Santo e Missão Velha, datada do Jurássico Superior. A Supersequência Rifte, conseqüentemente, tem sua idade atribuída ao Cretáceo Inferior, período do estágio rifte na Bacia do Araripe, deposição da sequência corresponde à Formação Abaiara. As associações faciológicas e o conteúdo fossilífero indicam sedimentação em tratos deposicionais continentais, apresentando um cenário onde lagos rasos eram frequentes, e depois substituídos por planícies fluviais de canais entrelaçados. A formação Brejo Santo está representada no alto Jaguaribe por folhelhos, siltitos e arenitos.

O advento do estágio pós-rifte na Bacia do Araripe estabelece duas supersequências. A Supersequência Pós-rifte I é constituída pelas formações Barbalha e Santana. Esta é resultado da subsidência flexural térmica e ocorre no sopé das escarpas, contornando a Chapada do Araripe e o morro Serra do Mãozinha. O perfil estratigráfico vertical da Formação Barbalha compreende dois ciclos (sedimentar) fluviais, representando o registro da implantação do primeiro sistema lacustre na bacia com rica associação fossilífica, caracterizada pela ausência de formas marinhas. Ao final do segundo ciclo surge a Formação Santana.

A Formação Santana corresponde à sequência de sedimentos oriundos da transgressão marinha “eoalbiana”, proporcionada pela continuação da subsidência térmica e da elevação global do nível do mar que atingiu o interior do Nordeste brasileiro, apresentando registros cretáceos marinhos, restritos ao Membro Romualdo. A litologia referente à formação corresponde a margas, folhelhos e gipsitas.

A última supersequência corresponde a Pós-rifte II, representada pelas formações Araripina, denominada pela CPRM (2003) como Arajara, e Exu e são caracterizadas por sedimentos aluviais. Na sub-bacia hidrográfica do alto Jaguaribe foram identificadas litologias referentes as formações Arajara com arenitos e siltitos e Exu, representada por arenitos.

### **3.4.2 Bacia Sedimentar do Iguatu**

A Bacia do Iguatu compreende a um conjunto de quatro pequenas sub-bacias (Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó), localizadas na porção centro sul/sudeste do

Estado Ceará e orientadas segundo a direção NE-SW, totalizando uma área territorial descontínua de aproximadamente 1135 km<sup>2</sup> (ARIMA, 2007).

A origem da Bacia do Iguatu corresponde ao mesmo contexto da Bacia do Araripe, provenientes do registro incompleto do evento distensivo responsável pela fragmentação do supercontinente Gondwana. A sub-bacia de Icó corresponde à fase inicial do rift, as sub-bacias de Malhada Vermelha e Lima Campos a fase inicial do clímax do rifte e a sub-bacia Iguatu a fase clímax do rifte, o auge dos esforços extensionais nas bacias, marcado pelo desenvolvimento de uma ampla área de sedimentação formada por uma grande planície de inundação com canais isolados (ARIMA, 2007).

Na área de estudo está contida na sub-bacia de maior representatividade espacial, a Iguatu (FIGURA 8), representada pelas formações Icó depositada em ambiente de leque aluvial *distal* e fluvial *braided*; Malhada Vermelha, depositada em ambiente flúvio-lacustre; Lima Campos, depositada em ambiente de leques aluvial fluvial *braided* e planície de inundação (GOMES et al.,2000) e Moura, abordada na seção 3.4 por corresponder a sedimentos superficiais presentes na área por evento erosivo regional, que segundo Arima (2007) marca a exumação e sedimentação concomitante durante o Neogeno.

### 3.5 Sedimentos Cenozoicos

As formações superficiais contidas na área de estudo (FIGURA 8) compreendem litologicamente a três unidades sedimentares: Aluviões, em ambiente deposicional fluvial; Cobertura Colúvio-Eluviais e Formação Moura, ambos em ambiente deposicional em leques aluviais.

O quadro 7 sintetiza o dinamismo representado pelas feições geológicas sedimentares e suas respectivas entidades, na área de estudo.

Quadro 7- Estruturas geológicas sedimentares e entidades representadas na área de estudo e suas respectivas litologias da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe-CE

IDADE CRONOESTATIGRÁFICA	FEIÇÃO GEOLÓGICA E ENTIDADE	LITOLOGIA
-----------------------------	--------------------------------	-----------

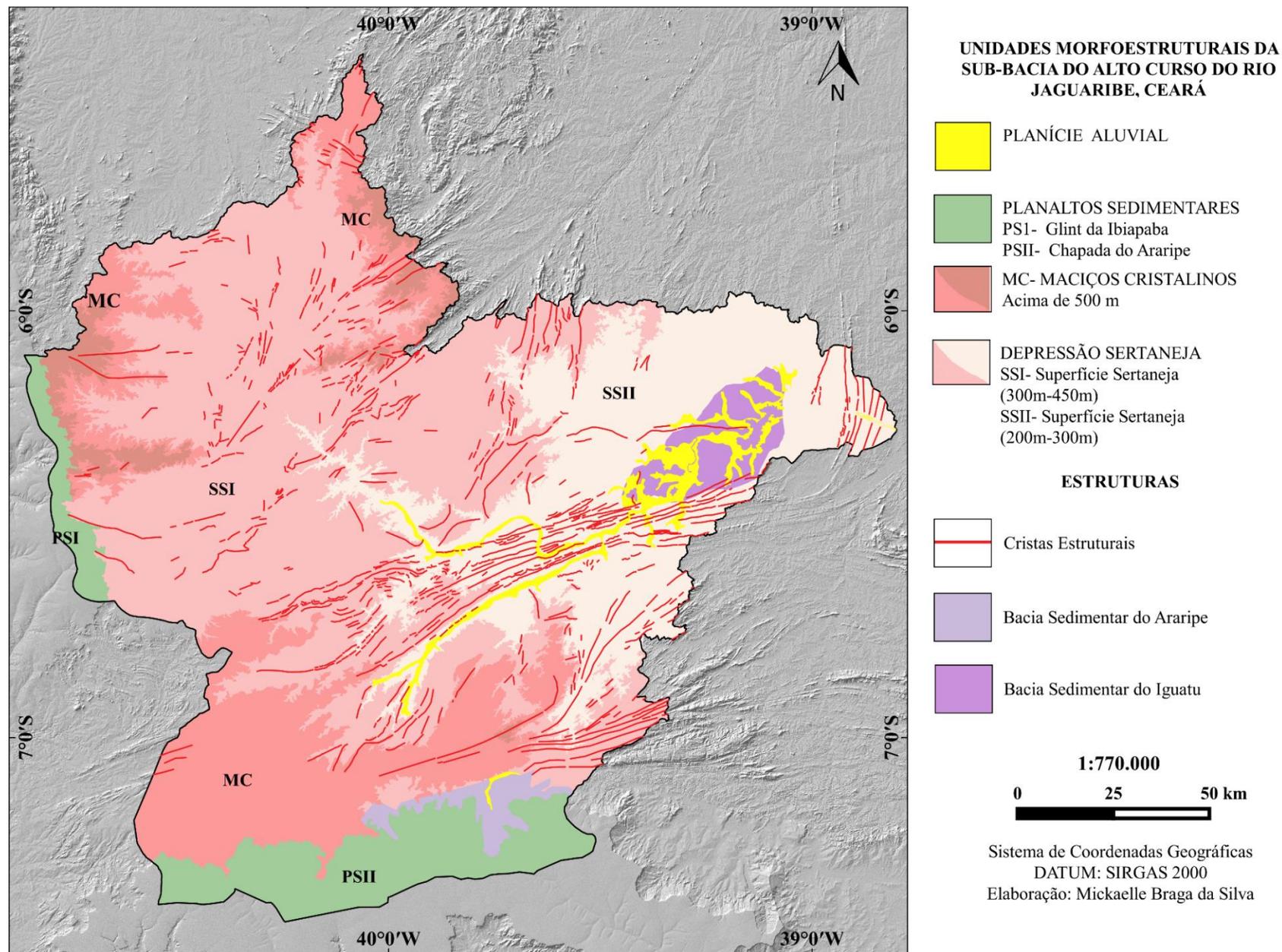
<b>CENOZÓICO</b> <b>Quaternário</b>	<i>FORMAÇÕES SUPERFÍCIAIS</i> Depósitos Aluviâres	Argilas, areias argilosas e cascalhos
<b>Paleo-Neogeno</b>	Coberturas Colúvio-Eluviais Formação Moura	Sedimentos argilo-arenosos Conglomerados, areias e siltitos
<b>MESOZÓICO</b> <b>Cretáceo</b>	<i>BACIA DO ARARIPE</i> GRUPO ARARIPE Formação Exu Formação Arajara Formação Santana	Arenitos Arenitos e siltitos Margas, folhelhos e gipsita
<b>Juro-Cretáceo</b>	<i>BACIA DO IGUATU</i> GRUPO IGUATU Formação Lima Campos Formação Malhada Vermelha Formação Icó	Arenitos, siltitos e folhelhos Siltitos, folhelhos e arenitos Arenitos, folhelhos e margas
<b>Jurássico</b>	<i>BACIA DO ARARIPE</i> GRUPO VALE DO CARIRI Formação Brejo Santo	Folhelhos, siltitos e arenitos
<b>PALEOZÓICO</b> <b>Siluriano</b>	<i>BACIA DO ARARIPE</i> GRUPO RIACHO S. LOURENÇO Formação Mauriti <i>BACIA PARNAÍBA</i> GRUPO SERRA GRANDE Formação Jaícos	Arenitos e conglomerados Conglomerados e arenitos
<b>Cambriano</b>	<i>BACIA DO COCOCI</i> GRUPO RIO JUCÁ Formação Melancia Formação Cococi Formação Angico Torto	Conglomerados, siltitos e folhelhos Ardósias, folhelhos, argilitos e siltitos Conglomerados, arcóseos e arenitos

Fonte: Organizado pela autora com base nos dados da CPRM (2003)

### 3.6 Compartimentos Morfoestruturais

A geomorfologia da área correspondente ao alto curso do rio Jaguaribe apresenta-se disposta em compartimentos morfoestruturais (FIGURA 9), compreendendo o domínio das bacias sedimentares paleo-mesozóicas, representado regionalmente por relevos dispostos em planaltos sedimentares, como a cuesta da Ibiapaba, aqui denominada *glint* da Ibiapaba e a chapada do Araripe e dos escudos e maciços antigos, dispostos em planaltos estruturais compartimentados em maciços centrais e ocidentais e pequenos maciços e pelas depressões sertanejas, dispostas em superfícies com diferentes níveis de depressão por ação da dissecação e as planícies fluviais.

Figura 9- Geomorfologia da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, CE



### 3.6.1 *Glint da Ibiapaba (PSI)*

Ocorre a noroeste da área de estudo representada pela borda leste da bacia sedimentar do Parnaíba em contato com o embasamento cristalino (FIGURAS 9 e 10).

Configura-se como um relevo de cuesta onde o front a oeste da feição tem declives variados entre 25 e 30°, evidenciando forte ruptura topográfica com as depressões circunvizinhas, contrastando, a leste, com um reverso de caimento topográfico suave, não superior a 3°-5° (SOUZA, 1988).

A existência de rochas cristalinas na vertente leste da Ibiapaba, sustentada no topo por rochas sedimentares, define a existência de um “*glint*”, no caso o *glint* da Ibiapada (FIGURAS 9 e 10) modelado pela ação da erosão diferencial (CLAUDINO-SALES; LIRA, 2011). O reverso apresenta-se dissecado em forma de lombadas, cristas e colinas rasas (LIMA *et al.*, 2007).

O elemento de maior representatividade na área de estudo corresponde ao front onde a erosão produziu uma vertente abrupta modelada na formação Serra Grande, com altitudes que ultrapassam 800 m e que pode ter sido soerguida solidariamente com a chapada do Araripe e os maciços estruturais do Ceará Central (PEUVAST; CLAUDINO-SALES, 2001).

### 3.6.2 *Chapada do Araripe (PSII)*

Instalada na bacia sedimentar do Araripe (FIGURAS 9 e 10), configura-se como um relevo tabuliforme disposto de leste para oeste com extensão de ordem de 170-180 km e de norte a sul, a largura não ultrapassa a 70 km com níveis altimétricos em torno de 850-900m. (SOUZA, 1988). Apresenta-se como fronteira entre os Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí, e também é o limite entre as bacias de drenagem Jaguaribe e São Francisco. São as camadas sedimentares superiores da bacia, representadas pelas formações Santana, Araripina e Exu, que formam o planalto representando um dos relevos mais altos com vista para as depressões semi-áridas do "sertão" (PEUVAST; BETARD, 2015).

A Chapada, por sua vez tem as características de uma superfície estrutural, isto é, a superfície topográfica coincide com o plano de camadas de rocha resistentes, listados como processos eficientes de inversão topográfica e recuo de escarpa. A inversão pode também ser compreendida como um processo epirogênico regional e exumação, que finalmente faz com

que a bacia, ou partes dela, fique acima do seu entorno (BRODIE; BRANCO, 1995 apud. PEUVAST; BETARD, 2015; PEUVAST; BETARD, 2015).

A inversão topográfica foi causada por erosão diferencial em resposta a um soerguimento regional da crosta, que inverteu o Araripe e outras bacias do Cretáceo, diferenciando o planalto das superfícies deprimidas que o circundam (PEUVAST; BETARD, 2015).

Esse soerguimento regional, de ordem de 600 metros em relação às condições iniciais de sedimentação da bacia do Araripe (MARTILL, 1993; NEWMANN, 1999 apud. PEUVAST; CLAUDINO-SALES, 2007), foi responsável por uma inversão topográfica, até então subsidente, que do ponto de vista cronológico seria melhor colocada no Cretáceo Superior seguido do papel da erosão (PEUVAST; CLAUDINO-SALES, 2007).

A chapada do Araripe apresenta-se na área de estudo sua porção norte, limítrofe com representativos maciços e a depressão sertaneja por uma linha de escarpa, fortemente delimitada por falhas regionais de mesma direção (W-E), com destaque para o lineamento Patos e sua cimeira apresenta-se quase plana (FIGURA 9).

### **3.6.3 Planície Fluvial (PF)**

As coberturas aluviais cenozoicas representam as planícies fluviais da área. A disposição dos sedimentos encontra-se com maior representatividade em grande parte do canal principal, depositando-se com maior concentração na bacia do Iguatu e sobre o trecho correspondente ao rio dos Bastiões (FIGURA 9).

### **3.6.4 Depressão Sertaneja (SSI- SSII)**

Configura-se como o relevo predominante na área de estudo, correspondendo a vastas superfícies de aplainamento modeladas em rochas cristalinas fortemente marcadas pela erosão em meio as quais a ação diferencial do desgaste deixa em evidência litologias mais resistentes (CLAUDINO-SALES, 1992).

Apresenta-se fortemente controlada pelo clima semiárido representando um modelado topográfico plano ou suavemente ondulada com seu declive orientado segundo o sentido dos fundos dos vales e do litoral (SOUZA, 1988), dispostas nas periferias do *glint* da

Ibiapaba e chapada do Araripe ou circundando os maciços cristalinos. Podem ser identificados na área de estudo dois níveis de rebaixamento das depressões (FIGURAS 9 e 10), onde os níveis mais baixos variam de 200 a 300m (SSII) de altitude e os níveis mais elevados estão cotados de 300 a 450m (SSII), no sentido de não desprezar as superfícies mais ao norte (áreas próximas ao município de Tauá) e a oeste da área de estudo (avançando para o contato com o Glint da Ibiapaba) que se enquadram nas características das depressões.

São nessas superfícies, modeladas na forma de superfícies suavemente onduladas, recobertas predominantemente por solos rasos, pedregosos e pouco desenvolvidos (PEREIRA; SILVA, 2005), que a rede de drenagem da área, predominando o padrão dendrítico, dissecou a área.

### 3.6.5 *Maciços Cristalinos (MC)*

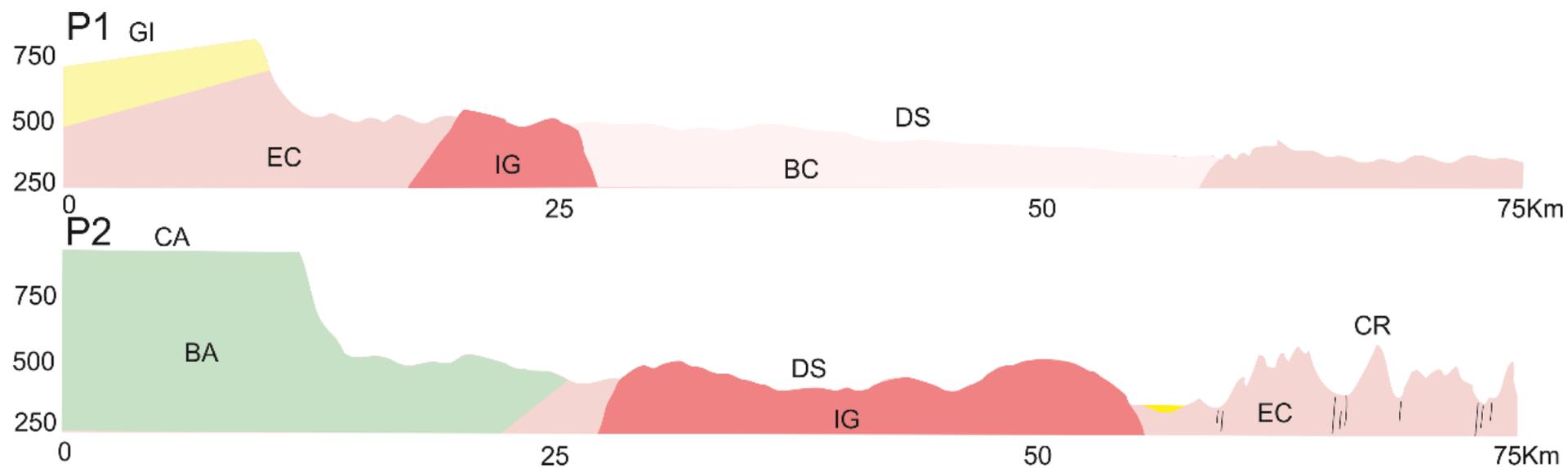
Os Maciços cristalinos (FIGURAS 9 e 10) ocorrem na área de estudo na forma de elevações cristalinas com altitudes que variam de 500 a 650 metros. Esses maciços apresentam-se na área dissociados em vários volumes de relevo isolados, dispostos a noroeste da área de estudo em contato com o *glint* da Ibiapaba, a norte compondo a parte oeste dos maciços do Ceará Central e a sudoeste próximo à Chapada do Araripe.

Apresentam-se modelados, em sua maioria, em rochas metamórficas, no entanto, apresentam-se com destaque em corpos graníticos (maciços a sudoeste), limitados pelas zonas de cisalhamento Tatajuba e Farias Brito (FIGURAS 8 e 9). Neste volume de relevo, mais ao leste, destaca-se a Serra de Quincuncá, que apresenta em seu topo feições elevadas que chegam a pouco mais de 750 metros de altitude configurando-se como superfícies estruturais exumadas (crostas lateríticas) (CORDEIRO et al., 2015).

São formas de relevos que refletem eventos tectônicos-estruturais remotos e traduzem a relação da morfologia com os fatores litológicos e as evidências de flutuações climáticas Cenozoicas (SOUZA, 1988) e os processos intempéricos seguintes atuantes que estão subordinados à semiaridez, classificado pelo tipo climático Semiárido (NIMER, 1989).

Os efeitos da dissecação se produzem na ocorrência de relevos de cristas e vales alinhados, dispostos paralelamente (LIMA et al., 2000).

Figura 10- Perfis geológico-geomorfológicos da área de estudo.



P1: GI – Glint da Ibiapaba. EC: Embasamento pré-cambriano. IC: Intrusão granítica, BC: Bacia do Cococi, DS: Depressão Sertaneja. P2: CA: Chapada do Araripe, BA: Bacia do Araripe, CR: Cristas Estruturais. (A identificação dos locais dos perfis podem ser visualizada na figura 8). Fonte:

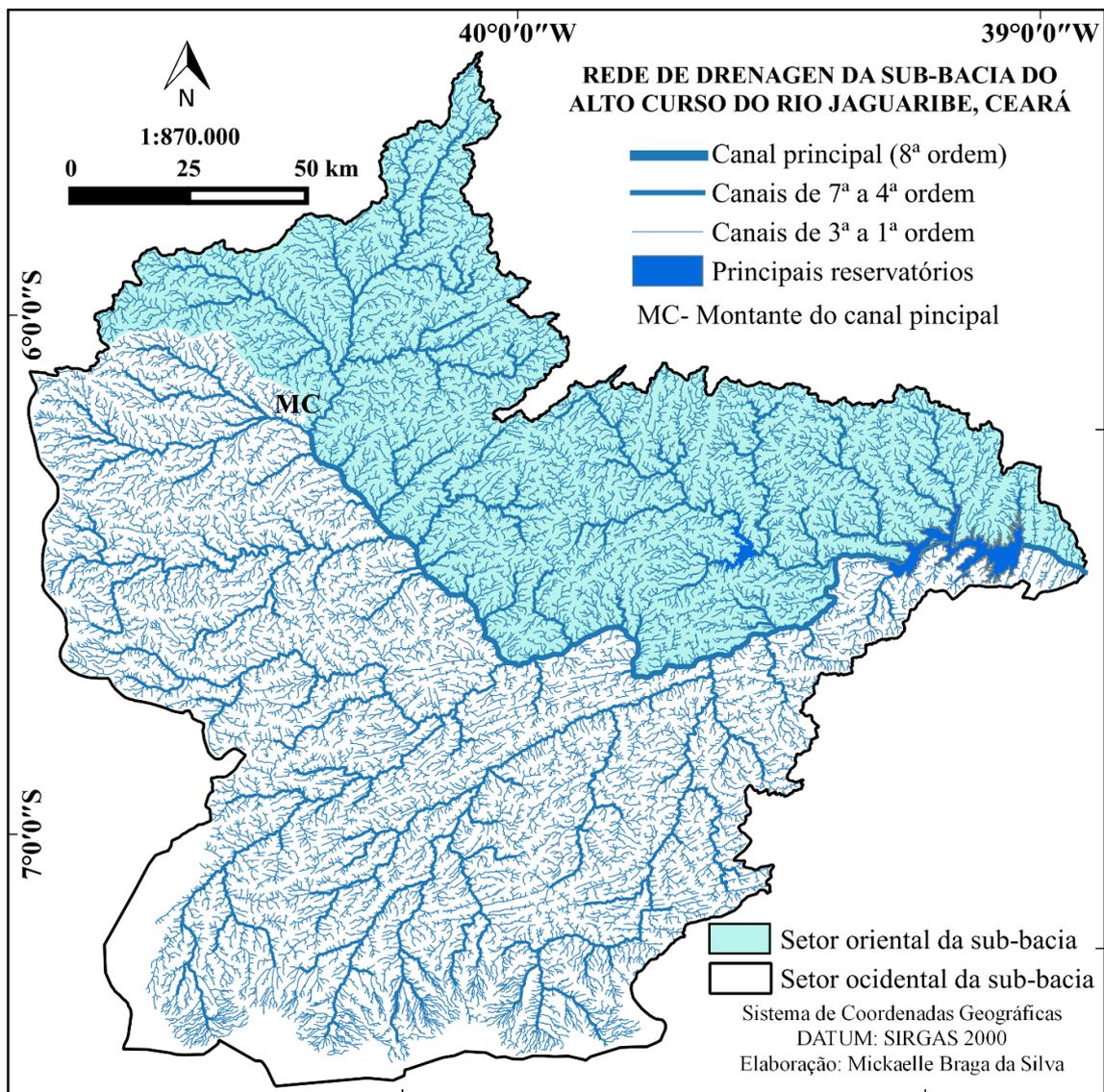
Fonte: Elaborados por Rubson Pinheiro Maia.

## 4. CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DE DRENAGEM

### 4.1 Arquitetura da rede de drenagem

A rede de drenagem da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe está dividida em dois setores (FIGURA 11): o setor oriental, correspondente à margem direita do rio principal e seus respectivos afluentes; e o setor ocidental, correspondente à margem esquerda do rio principal e seus respectivos afluentes.

Figura 11- Rede de drenagem da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, Ce



A sub-bacia em estudo apresenta uma área total de 26.248 km<sup>2</sup>, perímetro de 1.100 km e sua rede de drenagem está disposta em 18.938 cursos de água, medindo no total 270.956 km (FIGURA 11 e TABELA 4).

Tabela 4- Relação dos canais da área de estudo por ordem, quantidade, comprimento total e comprimento médio de cada ordem

<b>ORDEM DOS CANAIS</b>	<b>QUANTIDADE DE CANAIS</b>	<b>COMPRIMENTO TOTAL (km)</b>	<b>COMPRIMENTO MÉDIO (km)</b>
1	14.326	13.332	1,069
2	2.967	6.697	0,435
3	678	3.374	0,211
4	141	1.644	0,085
5	30	883	0,039
6	10	416	0,024
7	2	95,43	48
8	1	243.280	243,28
<b>TOTAL</b>	<b>18.155</b>	<b>269.721</b>	<b>0,067</b>

Fonte: Elaborada pela autora (2015) com base nas feições espacializadas na figura 11.

A sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe (FIGURA 11) é uma bacia com canais de oitava ordem. O canal principal assume uma extensão na área de 243.289 Km. Tem sua nascente localizada na Serra da Joantina, município de Tauá (altitude de 340 m), na confluência, no contexto da sub-bacia, de dois rios de sexta ordem (rios Carrapateiras no setor oriental e Trici no setor ocidental).

O rio principal segue até o município de Orós (altitude de 200m), onde tem parte do seu canal na área de um açude de denominação homônima, sendo seu principal reservatório (FIGURA 11). A partir deste ponto seguem as sub-bacias do médio e baixo curso, conduzindo o rio Jaguaribe a desaguar no oceano Atlântico.

A densidade de drenagem (Dd) da área apresenta o valor de 10,27 km/km<sup>2</sup>, o que indica que a sub-bacia é excepcionalmente bem drenada. A facilidade de criação de canais pode ser atribuída ao comportamento das rochas, predominantes cristalinas, que possibilita uma maior dificuldade de permeabilização da água e conseqüentemente o escoamento superficial.

Já a densidade hidrográfica (Dh) é baixa (0,69 canais/km<sup>2</sup>), ou seja, menos de 1 canal por Km<sup>2</sup>. Normalmente valores baixos de densidade hidrográfica também estão

diretamente ligados ao comportamento das rochas, mas para regiões sedimentares, onde a infiltração é elevada, o que não condiz com o contexto da maior parte da área de estudo. Embora as condições litológicas e pedológicas da área favoreça a grande quantidade de canais devido à baixa permeabilidade das rochas e do regolito, as características climáticas de semiaridez com o baixo índice pluviométrico, contribui desfavorecendo a alimentação dos canais e diminuindo a capacidade do sistema hidrográfico gerar novos canais (LIMA et. al, 2016).

Na tabela 4 foram apresentados dados quantitativos da rede de drenagem que expressam os resultados obtidos para a densidade de drenagem e hidrográfica onde os canais de primeira e segunda ordem representam quase 90% dos canais da área. No entanto são canais que não conseguem ganhar grandes extensões assumindo em média 0,435 a 1,069 km por canal.

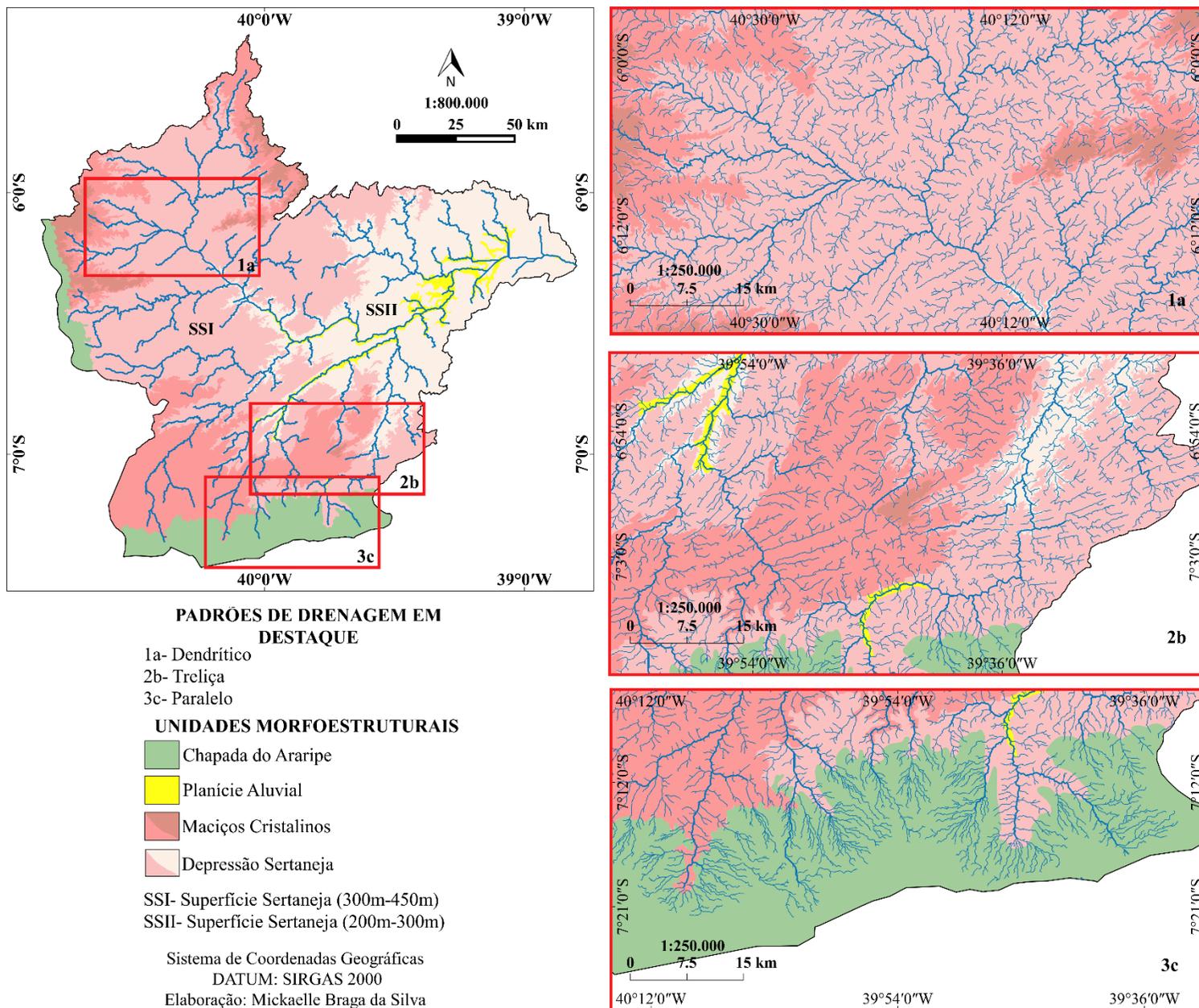
No alto curso, o rio principal possui baixa sinuosidade (1,2), largura de margem plena (*bankfull*) que varia de 60-180m e profundidade que pode alcançar 3 m. Muitos trechos apresentam inflexões bruscas, possivelmente em razão do controle estrutural e dos obstáculos naturais representados pelos maciços cristalinos. Em razão da baixa sinuosidade (1,2), é possível dizer que o canal se aproxima de um padrão reto ou pouco sinuoso. Ao passo que no seu médio e baixo curso a sinuosidade do Jaguaribe varia de 1,2 (montante) a 1,5 (próximo à foz) e a largura de margens plenas do canal varia 150m a 450m, dependendo do trecho analisado (CAVALCANTE; CUNHA, 2012).

Os canais de ordem inferiores ao rio principal apresentam-se no contexto da sub-bacia também quanto à forma característica de pouca sinuosidade.

A rede de drenagem correspondente à área de estudo apresenta como tipo principal de padrão o dendrítico (FIGURA 12, 1a).

O padrão dendrítico (FIGURA 12, 1a) caracteriza-se na área por apresentar ramos irregulares em todas as direções onde o canal principal se junta os tributários em ângulos variados, reflexos de causas como a declividade da área e resistência das rochas (DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991), predominantemente cristalinas e metamorfizadas, resultando num quadro de maior dificuldade de permeabilidade com uma drenagem mais densa e mal definida. Esse padrão apresenta-se disposto na depressão sertaneja e nos maciços cristalinos e se destaca na figura 12 na nascente do rio principal.

Figura 12- Distribuição dos padrões de drenagem na sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, Ce



No entanto, quando os canais são analisados com maior detalhe são identificados padrões de drenagem com características de treliça (FIGURA 12, 2b) e paralelo (FIGURA 12, 3c) correspondendo a 26% e 8% da área, respectivamente. Tais constatações reforça a importância de considerar, mesmo reconhecendo a influência do clima e da litologia nos padrões de drenagem, o controle estrutural e tectônico no desenvolvimento e configuração da rede de drenagem, muitas vezes representados por anomalias, que são discordâncias locais da drenagem regional e/ou dos padrões de canais, que sugerem desvios topográficos ou estruturais (HOWARD, 1967).

A direção geral da rede de drenagem da área apresenta-se disposta com a dispersão dos canais em todas as direções. Entretanto, predominam as direções NE-SW, E-W, seguidas das direções NW-SE e N-S, apresentando uma realidade semelhante nos canais de 1ª a 4ª ordem.

À medida que cresce a ordem, a quantidade de canais diminui e estes representam o rio principal e seus afluentes mais significativos. Assim, os canais de 5ª ordem apresentam-se dispostos nas direções E-NE, NE-SW e N-S; os de 6ª ordem NE-SW, W-NW, NW-SE e N-S; os de 7ª ordem, representados pelo rio dos Bastiões e riacho Conceição, apresentam direção NE-SW e o canal principal (8ª ordem) assume ao longo do percurso diferentes direções, o que impossibilitou sua espacialização no diagrama de roseta. Apresenta destaque para a direção NW-SE nos primeiros 160 km, NE-SW em uma extensão de 59 km marcada por um significativo deslocamento pra margem esquerda do canal que é retomado nos últimos 78 km assumindo uma direção E-W.

A morfologia da depressão sertaneja na área atesta os efeitos da erosão a qual foi submetida por repetidas remoções do manto de intemperismo, sobretudo no Cenozoico. Apresenta-se fortemente marcada pela rede de drenagem, dissecando-a em dois níveis de superfícies (FIGURA 12).

A maior dissecação da área encontra-se representada pela trama principal da rede de drenagem apresentando uma superfície com altitude de 300 a 200 m. Circundando esta superfície, destaca-se a superfície sertaneja mais elevada, limitada pelos relevos mais significativos da área. Nesta superfície, a drenagem apresenta dissecando-a em todas as direções pelos canais de menores ordens. Resultando em uma extensa área aplainada, partindo da base dos maciços cristalinos e dos planaltos sedimentares da área.

A disposição dos maciços cristalinos na área apresenta-se representada por três volumes de relevos. São relevos também fortemente marcados pela dissecação de canais de menor ordem, embora se apresentem com litologias mais resistentes do que seu entorno rebaixado.

A drenagem também se apresenta atuante nos ambientes sedimentares no sentido de influenciar significativamente na dissecação da vertente norte da chapada do Araripe e do escarpamento do *glint* da Ibiapaba.

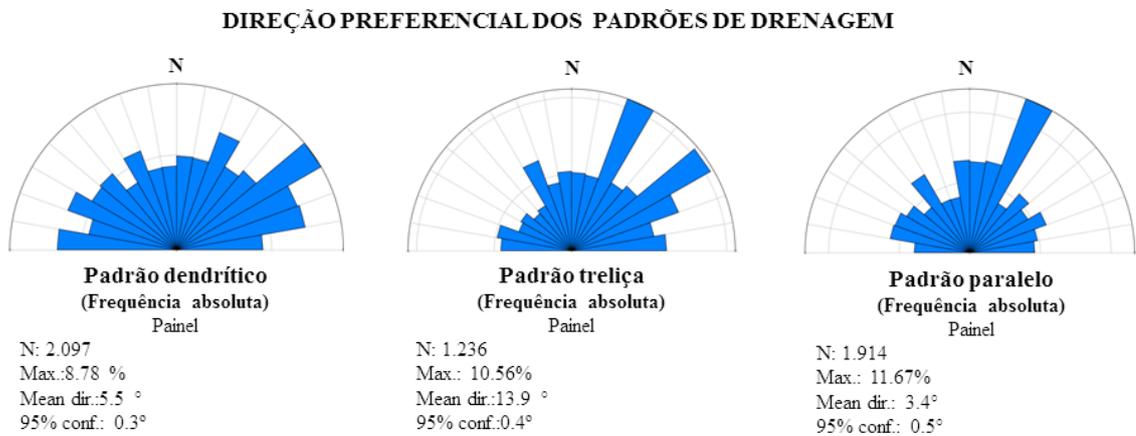
As direções da rede de drenagem quando analisadas a partir da distribuição dos padrões de drenagem, em destaque na Figura 12, definem as condições de ocorrência dos padrões de drenagem anômalos na área. O padrão dendrítico está representado por canais dispostos em todas as direções, refletindo nas condições esperadas para a área, onde os canais escoam predominantemente em rochas cristalinas atestando a dificuldade de infiltração.

Quando analisadas as direções dos canais (FIGURA 13) para os padrões treliça (FIGURA 12, 2b) e paralela (FIGURA 12, 3c), os *trends* de direções começam a se delimitarem e correlacionarem com as estruturas geológicas presentes na área. O padrão treliça apresenta um predomínio de canais dispostos nas direções NE-SW e E-W (FIGURAS 12 e 13), o que permite relacionar com a disposição de estruturas como sequências de cristas lineares e vales incisos de mesma direção. Os alinhamentos das cristas correspondentes ao padrão treliça obedecem às litologias que resultaram da erosão diferencial em ortognaisses, gnaisses, granitos e granodioritos.

O padrão paralelo apresenta um predomínio de canais dispostos NE-SW e N-S. A disposição dos canais organizados paralelamente no sentido N-S, com suas nascentes partindo da chapada do Araripe, atestam a presença de litologia sedimentar, relacionadas à bacia do Araripe.

Assim, os trends NE-SW e E-W presentes nos padrões treliça e paralelo procedem da concordância da drenagem às estruturas tectônicas com relevos orientados segundo as principais zonas de cisalhamento. São nessas direções, evidenciados o controle da erosão diferencial dos maciços cristalinos e da depressão sertaneja, formando feições positivas e negativas, como as cristas e vales, estruturando os canais de drenagem.

Figura 13- Diagramas de roseta segundo a frequência absoluta para os padrões de drenagem na sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, Ce



## 4.2 Análise dos lineamentos de relevo

A área em estudo apresentou a partir dos procedimentos de extração manual (FIGURA 14) e automática (FIGURA 15) de lineamentos em imagens sombreadas, derivadas de imagens SRTM, um considerável número de lineamentos que se comportam como feições negativas e positivas, refletindo como encaixe do curso d'água (vales), trechos retilíneos escarpados e cristas alongadas.

Figura 14- Mapa de lineamentos de relevo obtidos por extração manual.

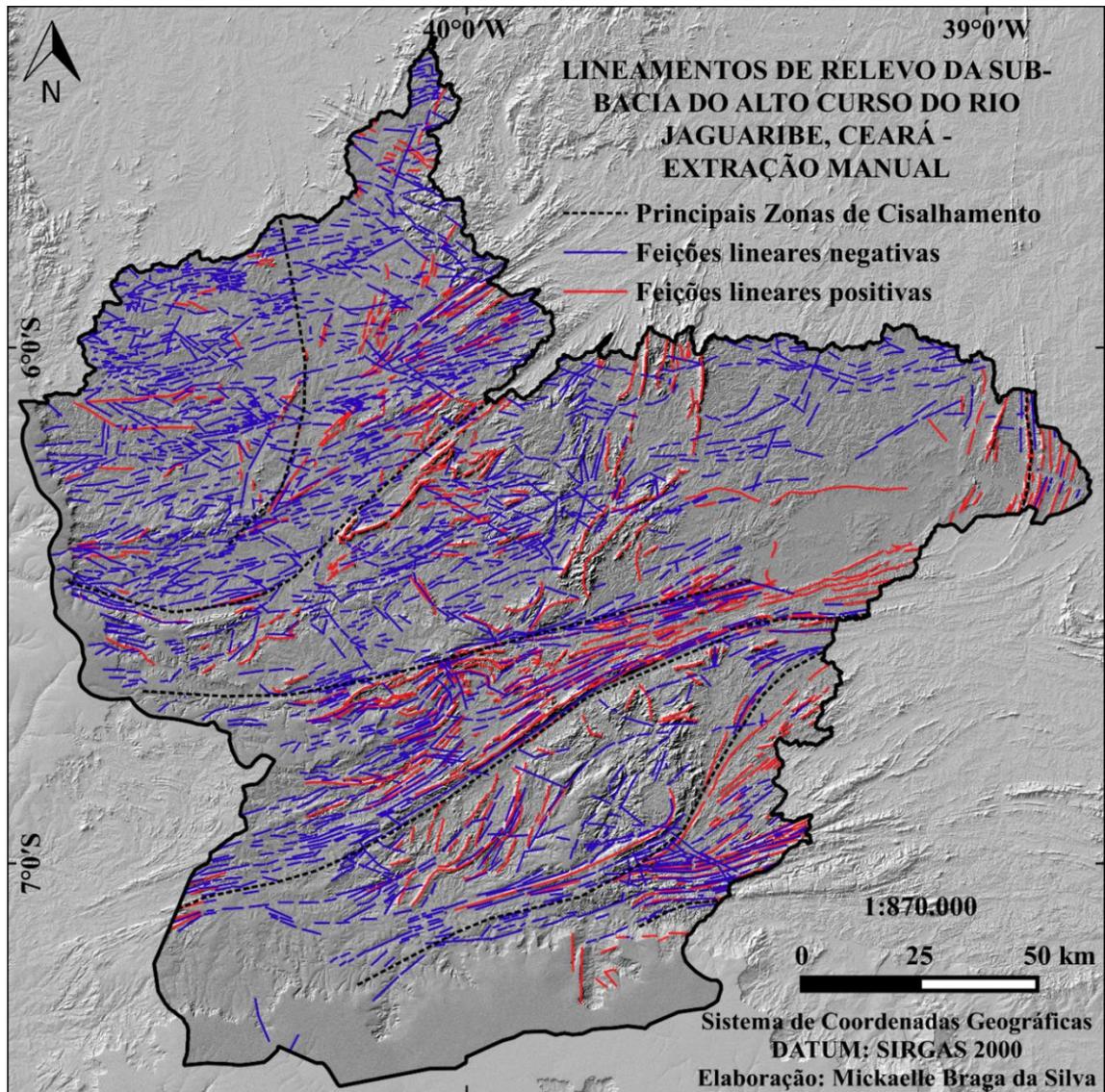
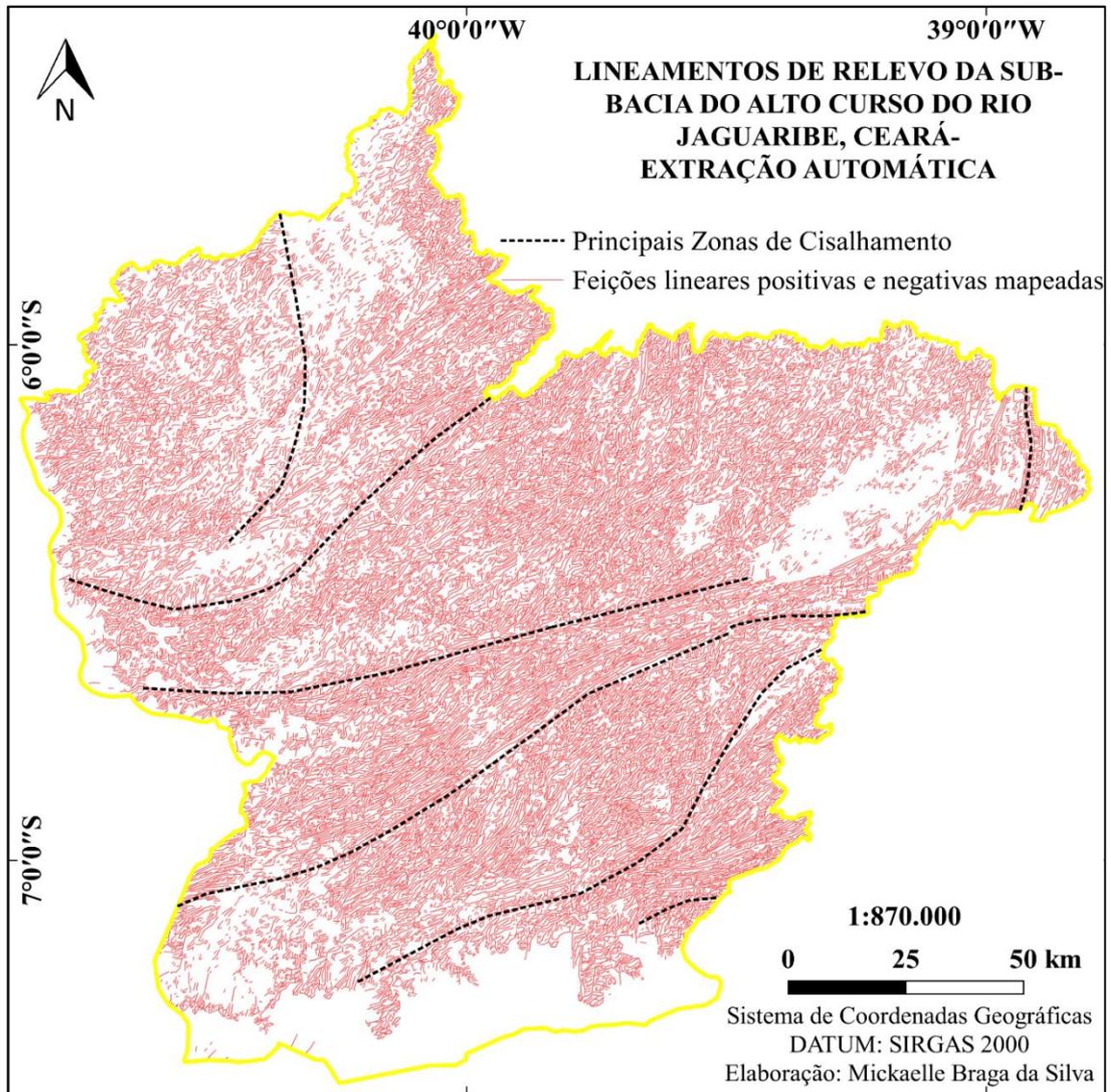
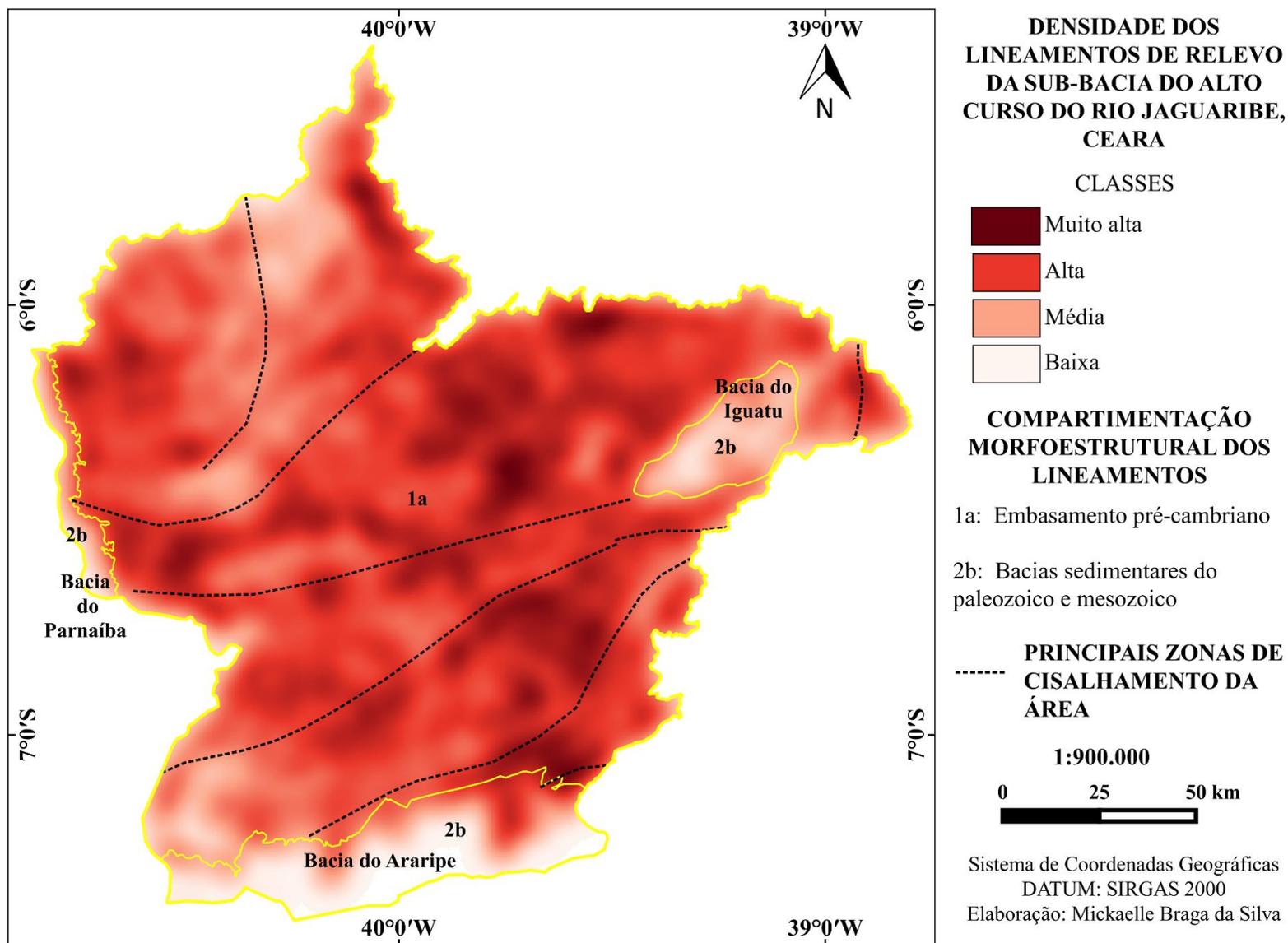


Figura 15- Mapa de lineamentos de relevo obtidos por extração automática



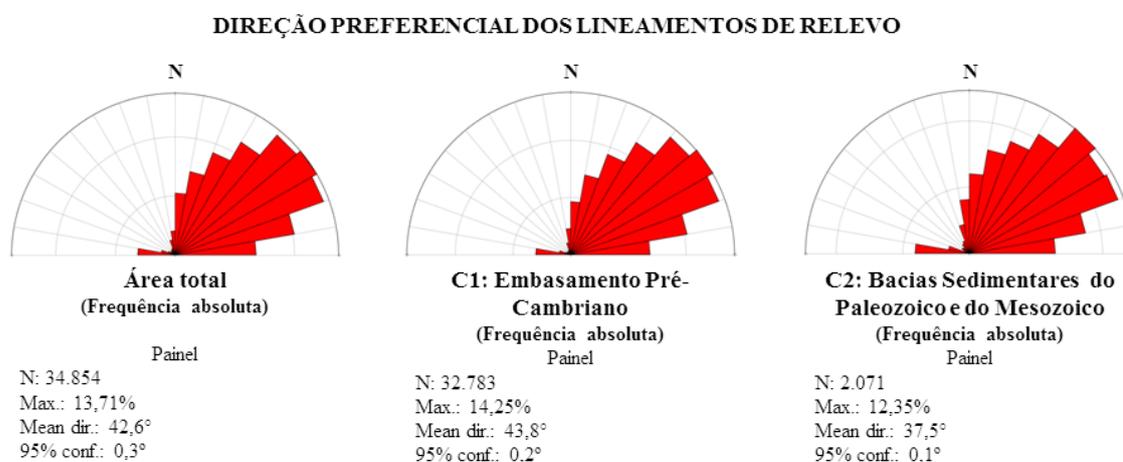
A partir da extração automática dos lineamentos (FIGURA 15) foram identificados 2 compartimentos morfoestruturais para os lineamentos de relevo pra área. O primeiro, e dominante, corresponde às rochas do embasamento pré-cambriano (1a) e o segundo, corresponde às bacias sedimentares do paleozoico e mesozoico, representadas pelas bacias do Parnaíba e Araripe e Iguatu, respectivamente (2b) (FIGURA 16). Tais compartimentos refletem tanto as áreas de maior ou menor densidade de lineamentos quanto à presença destes nos terrenos com diferentes idades da área.

Figura 16- Densidade e compartimentação morfoestrutural dos lineamentos de relevo



Quanto à direção geral dos lineamentos por frequência (FIGURA 17), estes se apresentam dispostos predominantemente na direção NE-SW, seguido das direções E-W e N-S, o que confere uma significativa compatibilidade com a estrutura geológica do nordeste brasileiro, constituída principalmente por falhas e zonas de cisalhamento dúcteis pré-cambriana de direção NE-SW e E-W (BEZERRA e VITA-FINZI, 2000).

Figura 17- Diagramas de roseta segundo a frequência absoluta dos lineamentos de relevo extraídos para a área total e por compartimentos



Assim, os lineamentos de direção NE-SW, E-W e N-S demonstram expressiva coincidência com as principais zonas de cisalhamentos presentes na área e apresentam-se pontuados em toda a área, mas com destaque nas áreas correspondentes à depressão sertaneja e os maciços cristalinos. Na porção oriental da área de estudos, predomina o controle desses lineamentos de direção NE-SW e N-S, obedecendo a disposição das principais zonas de cisalhamento e dos volumes de relevos e na porção ocidental, os lineamentos tendem a sugerir um forte controle de direção NE-SW e E-W, obedecendo também a disposição das estruturas e do relevo da área.

A discriminação, a partir da densidade de lineamentos em classes (Muito alta, alta, média e baixa) (FIGURA 16), sugere diferença significativa entre os compartimentos morfoestruturais propostos. No geral, são as rochas do embasamento cristalino as áreas de maior densidade. Ao passo que, nas áreas com densidade média a baixa, encontra-se nas bacias sedimentares do Parnaíba (paleozoica), Araripe e Iguatu (mesozoicas).

No que diz respeito ao direcionamento dos lineamentos para os compartimentos (FIGURAS 16 e 17), prevalece às direções NE-SW, N-S e E-W para o compartimento das

bacias sedimentares e para o embasamento pré-cambriano, apresenta a mesma configuração direcional para toda a área da sub-bacia do alto Jaguaribe.

O compartimento do embasamento pré-cambriano sugere setores com maior concentração dos lineamentos. A figura 16 permitiu demonstrar ao norte da área, tomando como limite a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, que a disposição dos lineamentos apresenta-se mais homogênea e com menos representatividade que a porção sul, variando de baixa a alta. A área central da porção norte, correspondente à depressão sertaneja e concidentemente à nascente do rio Jaguaribe. A repercussão dos lineamentos apresenta-se baixa, permitindo que a drenagem da área se apresente sem controle estrutural evidente, representada pelo padrão dendrítico. A maior presença de cristas e vales na porção norte concentra-se nos maciços cristalinos.

Já ao sul da área, ainda correspondente ao compartimento do embasamento pré-cambriano, evidencia-se uma maior concentração de lineamentos com densidade alta. Os agrupamentos de lineamentos correspondem a sequências de cristas e vales dispostos na direção de zonas de cisalhamento como a Senador Pompeu, Tatajuba, Farias Brito e Patos. Tais feições representam o reflexo na topografia da dissecação e conseqüentemente da exumação de deformações pré-cambrianas das principais zonas de cisalhamento citadas.

A espacialização da densidade de lineamento por famílias azimutais e idade dos terrenos geológicos da área (APÊNDICE A) reforçou o predomínio de feições com orientações condizentes com as principais zonas de cisalhamento da área. No compartimento do embasamento pré-cambriano, apesar de apresentar feições em todas as direções azimutais estabelecidas, demonstrou uma expressiva densidade de lineamentos nas famílias NE; ENE; SW e WSW. Destas, a família WSW apresenta-se fortemente marcada na parte central e mais ao sul da área, disposta na forma de estreitas faixas que coincidem com a disposição das zonas de cisalhamento Aiuaba e Tatajuba (Parte central) e Farias Brito e Patos (Parte sul).

Os setores citados são compostos por ortognaisses datados do paleo-proterozoico, correspondentes ao terreno do subdomínio Jaguaribeano na parte central e ao terreno do subdomínio Granjeiro n parte sul. Ambos apresentam seus terrenos geológicos modelados em cristas dispostas na mesma direção das zonas de cisalhamento que marcam os subdomínios. As demais famílias azimutais apresentam-se representadas ao longo do compartimento geológico do embasamento pré-cambriano, mas sem um comprometimento expressivo e específico de concentração de lineamentos (APÊNDICE A).

No compartimento geológico das bacias sedimentares a repercussão das famílias azimutais demonstrou também uma expressiva densidade de lineamentos nas famílias NE; ENE;

SW e SSW. Tais famílias apresentam-se marcadas principalmente na bacia do Araripe, sobretudo na sua borda norte (APÊNDICE A).

### **4.3 Relação da rede de drenagem e dos lineamentos de relevo**

Por se tratar de um ambiente fluvial, em seu alto curso e submetido a condições climáticas semiáridas, a área em estudo apresenta sua paisagem atual marcada pela ação da dissecação, o que evidencia no modelado do relevo um conjunto de morfologias que se comportam como altos e baixos topográficos. Tais morfologias, facilmente perceptíveis e identificadas nos dados SRTM, correspondem a feições com características de cristas e vales e são desenvolvidas em zonas de cisalhamento herdadas da estruturação pré-cambriana, o que sugere que as estruturas evidenciadas correspondem a deformações que foram desenvolvidas em zonas de cisalhamento e configura-se como herança da orogenia brasileira evidenciadas em superfície.

Essas estruturas tectônicas estão relacionadas às zonas de cisalhamentos, de caráter predominantemente transcorrente, herdadas da orogênese brasileira e reativadas de forma rúptil no cretáceo originando trends de falhamentos também de direção NE-SW e E-W (CASTRO et. al., 2012). Na área, são representadas principalmente pelas zonas de cisalhamento Senador Pompeu, Tauá, Jaguaribe, Orós, Aiuaba, Tatajuba, Farias Brito, e avançando mais ao sul da área e com menos expressividade, apresenta contato com a Zona Transversal pela Zona de Cisalhamento Patos (FIGURA 8).

Chama a atenção também o predomínio de cristas e vales nas direções NE-SW, N-S e E-W no compartimento morfoestrutural referente às bacias sedimentares do Parnaíba, Araripe e Iguatu (FIGURAS 14, 16 e 17 e APÊNDICE A), que podem estar associadas a reativações de estruturas antigas do embasamento após a instalação das bacias. Tais informações podem contar como suporte os dados apresentados por Andrade-Filho e Rossetti (2012), ao demonstrar que depósitos sedimentares cretáceos e cenozoicos, sugerem reativações de estruturas antigas do embasamento após o estabelecimento da bacia sedimentar Paraíba. Trabalhos dessa natureza também apontam para a existência de estruturas rúpteis afetando depósitos sedimentares neógenos e quaternários em áreas no Rio Grande do Norte, como por exemplo, no vale do Rio Açu na bacia Potiguar (FONSECA, 1996 e MOURA-LIMA, 2007). Assim, tanto para a área de estudo como para o Nordeste brasileiro, essas estruturas constituem na expressão geomorfológica da reativação frágil de zonas de cisalhamento transcorrentes nas unidades paleozoicas, mesozoicas e cenozoicas (MAIA e BEZERRA, 2014).

As feições morfoestruturais identificadas na área apresentam diferentes geometrias e sobre elas os cursos de água se modelam o que pode explicar, em parte, padrões de drenagem que são atípicos da área.

Tais padrões apresentam-se em destaque pelo padrão de drenagem em treliça sobre o embasamento ígneo (FIGURAS 8 e 12b), um padrão caracterizado por drenagens controladas pela estrutura geológica (LIMA, 2006) e comum em associação a feições estruturais (HOWARD 1967; CHRISTOFOLETTI, 1981). No caso em estudo essas feições sugerem corresponderem a uma sequência de cristas e vales de direções NE-SW e E-W, onde os canais são confinados por essas estruturas, apresentando canais paralelos com tributários formando junções em ângulo reto ou aproximadamente reto. São expressões que podem ser evidenciadas nos canais de 1ª e 2ª ordem.

E o padrão paralelo (FIGURAS 8 e 12c), destacado no contato do cristalino com o sedimentar, em uma transição dendrítico-paralelo. Essa arquitetura apresenta os canais uns paralelos aos outros e geralmente indica caimento do terreno, médio a forte (topográfico ou estrutural), principalmente em rochas sedimentares (HOWARD, 1967; LIMA, 2006). No caso da área de estudo, o avanço dos canais se dá a partir da bacia sedimentar do Araripe e acabam dissecando parte da vertente norte da chapada do Araripe.

Além dos padrões de drenagem sugerirem relações com feições estruturais e tectônicas, pode-se notar as mudanças bruscas entre os padrões em uma mesma bacia hidrográfica, com destaque para o padrão dendrito que tem maior representatividade na área e à medida que a drenagem avança mais ao sul da área, apresenta uma ruptura para o padrão treliça. E ainda mais ao sul da área o padrão treliça retorna ao dendrítico e este assume o padrão paralelo quando ultrapassa o contato do cristalino para o sedimentar.

A mudança de padrões de drenagem na sub-bacia pode ser exemplificada quando comparada com a distribuição da densidade dos lineamentos de relevo na área, sobretudo, para a transição dendrítico-treliça-dendrítico (FIGURAS 12 e 17). Esta está diretamente ligada também a setores transicionais de densidade baixa a média para alta a muito alta e novamente baixa a média. Nota-se, justamente nos setores com densidade de lineamentos alta a média, a presença do padrão treliça, ao passo que o padrão dendrítico, que antecede e sucede o padrão treliça, corresponde a setores onde a presença dos lineamentos torna-se menos significativa.

No que diz respeito ao comportamento dos canais, a rede de drenagem da área apresenta pequenos trechos retilíneos em determinados setores dos canais e segundo Christofolletti (1981); Leopold e Wolman (1957) canais retilíneos são muitos raros na natureza, e a existência desses se dá quando os mesmos são controlados por linhas tectônicas, como no

caso de cursos de água acompanhando linhas de falhas além de sua presença exige embasamento rochoso homogêneo (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Na faixa atlântica nordestina, os rios apresentam em geral segmentos retilíneos intercalados por sinuosos, e essa característica pode denotar a adaptação a estrutura geológica pré-existente, como falhas e zonas de cisalhamento regionais onde essas estruturas e conseqüentemente os vales encaixados, apresentam direção preferencial NE-SW e E-W (BEZERRA et al.,2001; MAIA e BEZERRA, 2011; 2013). Assim, chama-se atenção para um canal de 7° ordem (FIGURA 18) que recebe a denominação de rio dos Bastiões, que sugere apresentar seu traçado seguindo a falha Tatajuba.

O rio dos Bastiões assume na rede de drenagem da área, a classificação quanto aos tipos de rios em relação à estrutura geológica de subsequente ou ortoclinal. O canal apresenta seu curso desenvolvido ao longo da Zona de Cisalhamento Tatajuba, confinado por cristas estruturais.

A compatibilidade entre as estruturas tectônicas regionais e os lineamentos de relevo extraídos da imagem SRTM sugere reforçar a importância desta ferramenta com integrante na análise morfoestrutural da área.

Ao analisar a relação da rede de drenagem com os lineamentos de relevo e as zonas de cisalhamento presentes na área, nota-se que apesar da rede de drenagem apresentar canais dispersos em todas as direções tem-se um predomínio de canais com orientações NE-SW e E-W. Tal constatação permite estabelecer um comparativo com as orientações preferenciais dos lineamentos e das principais zonas de cisalhamento pré-cambrianas e evidenciar compatibilidade entre tais feições, sugerindo que canais de drenagem apresentam-se condicionados por feições estruturais, como por exemplo, o confinamento em seqüências de cristas e vales e encaixe em linhas de falhas.

A disposição das cristas e vales na área de estudo permite claramente demonstrar o controle estrutural da drenagem na área. A drenagem apresenta-se fortemente orientada por essas feições estruturais, confinando e desviando canais para se adequarem a suas disposições na área. Apresentam dispostas preferencialmente em seqüências de cristas e vales, alinhadas, ou por linearidades descontínuas.

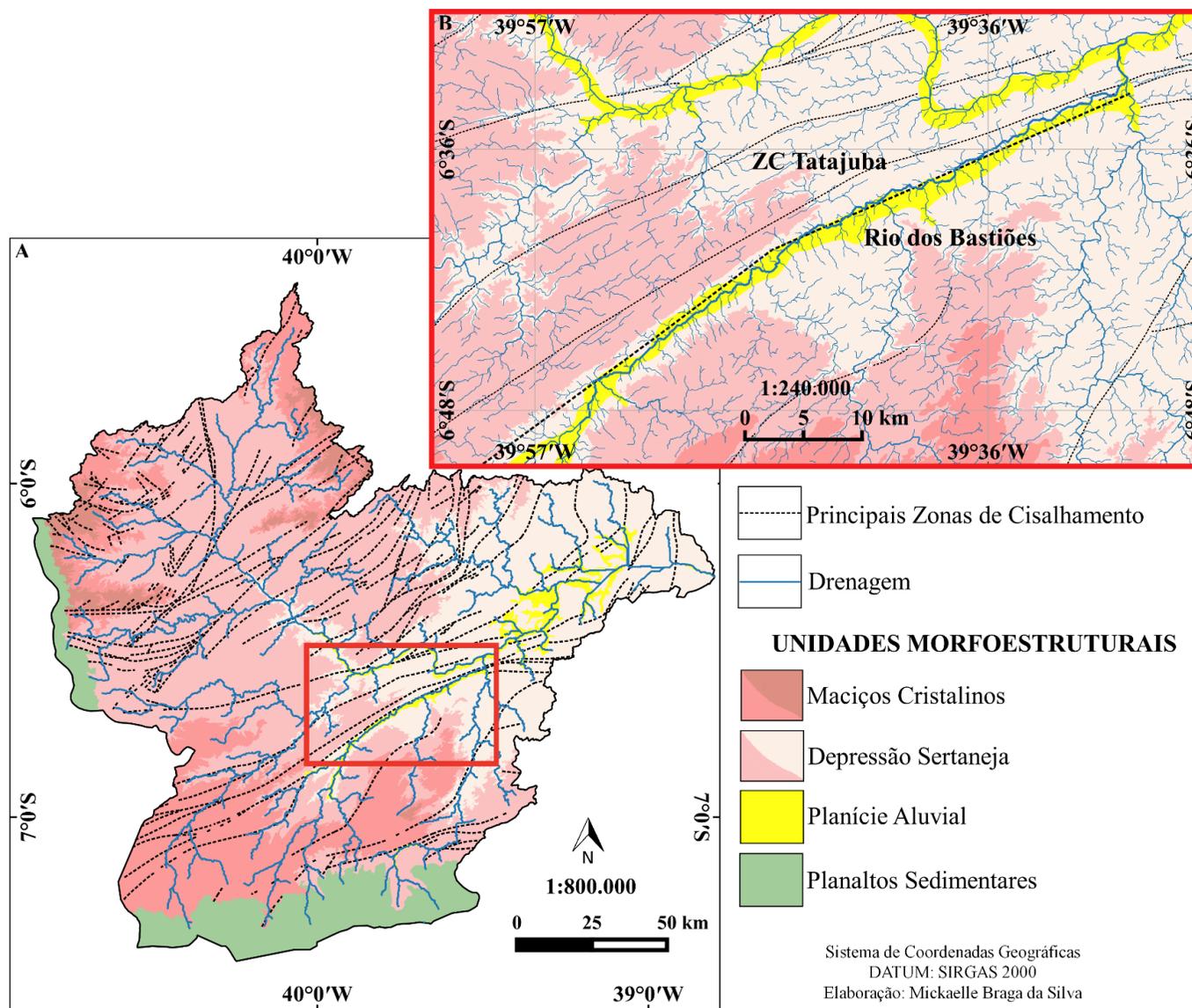
A figura 19 apresenta um ponto específico da área de estudo referente a um trecho do canal principal e a confluência com um canal de 7ª ordem. Corresponde a uma área condicionada por uma seqüência de cristas e vales alinhados de direção NE-SW. Nota-se que o canal principal apresenta-se inicialmente orientado na direção N-S até encontrar resistência as feições positivas da área, permitindo assim que este se adeque as estruturas e respeite suas

direções NE-SW até encontrar um ponto de fragilidade, rompendo-o e se reestabelecendo. O segundo canal e já apresentado anteriormente, corresponde ao rio dos Bastiões. A condição do canal, confinado e também disposto na mesma direção das feições estruturais, reforça a influência tectônica da área na rede de drenagem, por estar encaixado em uma falha e evidencia a presença dos lineamentos de relevo obedecendo a disposição das principais zonas de cisalhamento da área, como prova de suas exumações.

Ao passo que a drenagem apresenta-se condicionada, está por sua vez consegue impor-se sobre formas de relevos desenvolvendo seus cursos e fixando-os. Esta é uma realidade que pode ser observada com destaque na área em relação ao canal principal, que percorre sobre rochas cristalinas e apresenta próximo ao município de Arneiroz (CE), cristas estruturais dispostas na direção W-NE com quase 50 km de extensão, conhecidas localmente como Serra de Arneiroz. Estas se constituem por quartzitos, paragnaisses, micaxistos e metacalcários e atingem mais de 650 m, sendo cortadas em direção N-S pelo canal principal, que segue seu curso (FIGURA 20).

A ação da erosão fluvial pelo rio principal cortou a parte central da Serra de Arneiroz definindo a sua superimposição com uma feição de boqueirão (SAADI; TORQUATO, 1992). Tal feição corresponde a um dos boqueirões no estado do Ceará mais expressivos no que diz respeito à ação da erosão fluvial, configurando-se como um conjunto de elementos atrelados a condicionantes tectônicos, estruturais e climáticos (BARRETO, 2015).

Figura 18- Contexto morfoestrutural da área de estudo (A) e o setor onde o rio dos Bastiões apresenta-se controlado pela falha Tatajuba (B)



Outras feições de superimposição da drenagem são identificadas na área da sub-bacia. Sua maior ocorrência está nos terrenos ao sul da área. São terrenos nitidamente marcados pela ação da dissecação que evidenciam feições com características de cristas e vales, desenvolvidas em zonas de cisalhamento herdadas da estruturação pré-cambriana, o que indica que as estruturas configuram-se como herança da orogenia brasileira evidenciadas em superfície. Diante do apresentado, a disposição dos canais fluviais que se superpõem as cristas é mais jovem que tais deformações, mas a exumação dessas deformações é mais jovem que a implantação dos canais.

As incisões dos canais em cristas permitem o aproveitamento dessas feições para a instalação de açudes na área da sub-bacia e no entorno. Se tomarmos como exemplo as estruturas em cristas em Orós, dispostas paralelamente de direção N-S, é possível identificar ao longo dessas estruturas, vários açudes, como por exemplo, os açudes Orós, Riacho do Sangue e Banabuiú (FIGURA 6) (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004).

Figura 19- Área da sub-bacia condicionada por seqüências de cristas e vales orientando canais fluviais



Fonte: Google Earth Pro, 2015.

Figura 20- A ação da erosão fluvial pelo rio principal na parte central da Serra de Arneiroz, Ce



Fonte: Google Earth Pro, 2015.

#### 4.4 Análise morfométrica da rede de drenagem da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, Ce

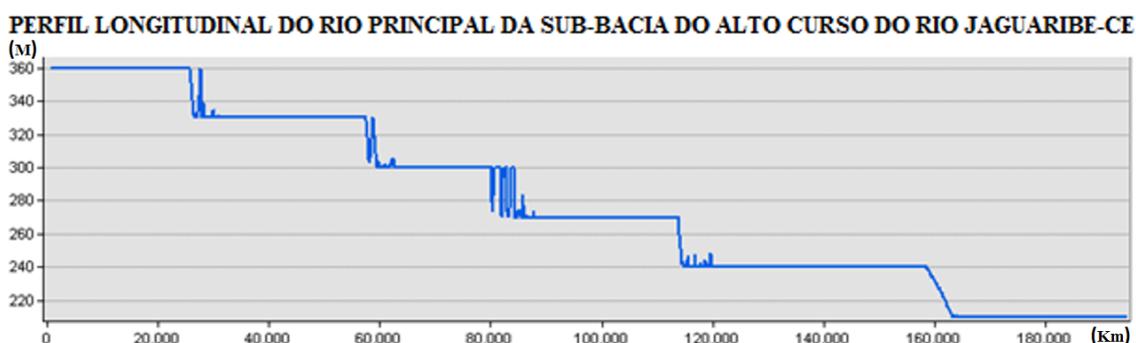
Aplicação do índice RDE para a sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe- Ce, contemplou 68 canais, onde 14 canais apresentaram gradiente ideal em todos os seus trechos, 50 apresentaram canais com anomalias de 2ª ordem e 4 apresentaram anomalias de 1ª ordem.

##### 4.4.1 O perfil longitudinal e as variáveis morfométricas associadas ao canal principal

Associado ao perfil longitudinal e o índice RDE do canal principal, considerou-se variáveis como densidade de drenagem, simetria do canal e perfis topográficos transversais.

O rio Jaguaribe apresenta-se contido em três das cinco sub-bacias que compõem a sua bacia hidrográfica (sub-bacias do alto, médio e baixo curso), perfazendo uma extensão de 610 km desde sua nascente até dessalgar no oceano Atlântico com amplitude altimetria de 360 m. O seu alto curso, ao longo de 195 km, desde sua nascente até o açude Orós, é responsável por uma amplitude altimetria de 150m. Ao longo do seu perfil longitudinal é possível identificar rupturas topográficas de até 30 m seguidas de pequenos e sucessivos picos de elevações, que oscilam entre o estado anterior e posterior às rupturas (FIGURA 21).

Figura 21- Perfil longitudinal do rio principal da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe, Ce: Trecho da nascente até o açude Orós



Ao longo dos 195 km de extensão o rio apresenta-se escavado sobre superfícies de erosão, resultante do controle litoestrutural e da erosão diferencial. As ocorrências das rupturas topográficas identificadas ao longo do perfil longitudinal mostram estar atribuídas aos contatos litológicos ou a estruturas tectônicas como as zonas de cisalhamento transcorrentes.

As litologias apresentam-se modeladas em superfícies sertanejas, suavemente onduladas, dinamizadas em alguns trechos por cristas estruturais de direção NE-SW e E-W, evidenciadas na paisagem pela erosão diferencial. São estas estruturas que evidenciem a diferenciação litológica responsável pelas rápidas oscilações após as rupturas estabelecidas.

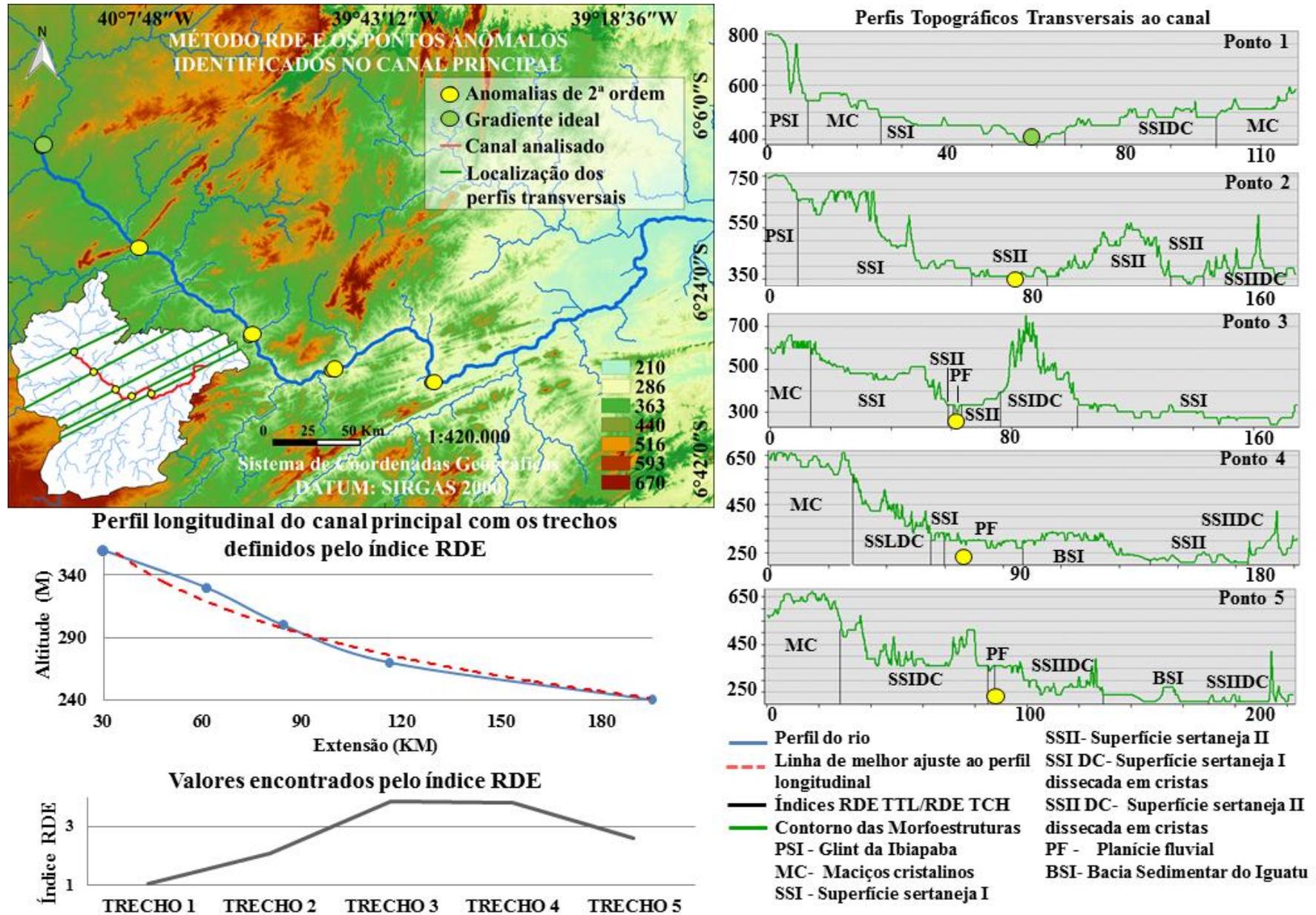
A aplicação do índice RDE para o canal principal permitiu estabelecer ao longo do seu percurso cinco trechos, padronizados como sendo o espaço que o canal percorre entre duas cotas equidistância de 30m. No perfil longitudinal foi plotado além do canal em questão, uma curva logarítmica adaptada ao canal (linha de melhor ajuste) e apresentado outro gráfico com uma curva que relaciona o  $RDE_{total}/RDE_{trecho}$ , indicando prováveis anomalias encontradas ao longo do perfil longitudinal (FIGURA 22).

Analisando o perfil longitudinal para o canal principal com base nos cinco trechos estabelecido (FIGURA 22), constatou-se que é na cabeceira e próximo a ela (Trechos 1 e 2) que a linha de melhor ajuste se encontra abaixo da linha do perfil longitudinal do canal, indicado áreas de predomínio de processos erosivos. Já da porção central a jusante do perfil, representadas pelos trechos 3, 4 e 5, a linha de melhor ajuste apresenta-se acima da linha do perfil longitudinal do canal, sugerindo uma maior resistência a erosão ou acúmulo de sedimentos.

Os perfis topográficos gerados transversalmente ao canal principal na figura 22 para os pontos estabelecidos pelo índice RDE permitiu identificar em quais morfoestruturas os trechos estão contidos e delinear o eixo principal da bacia a fim de apresentar setores do canal que apresentam maior ou menor simetria e em qual contexto morfoestrutural está inserido.

Dos 5 trechos estabelecidos, quatro apresentaram anomalias de 2ª ordem. O primeiro trecho, que corresponde consequentemente à cabeceira do rio Jaguaribe, apresentou um gradiente ideal e é o trecho com maior simetria do canal, apresentando um equilíbrio quanto à densidade por frequência e comprimento dos afluentes tanto na margem direita quanto na esquerda.

Figura 22- Espacialização do índice RDE para o canal principal

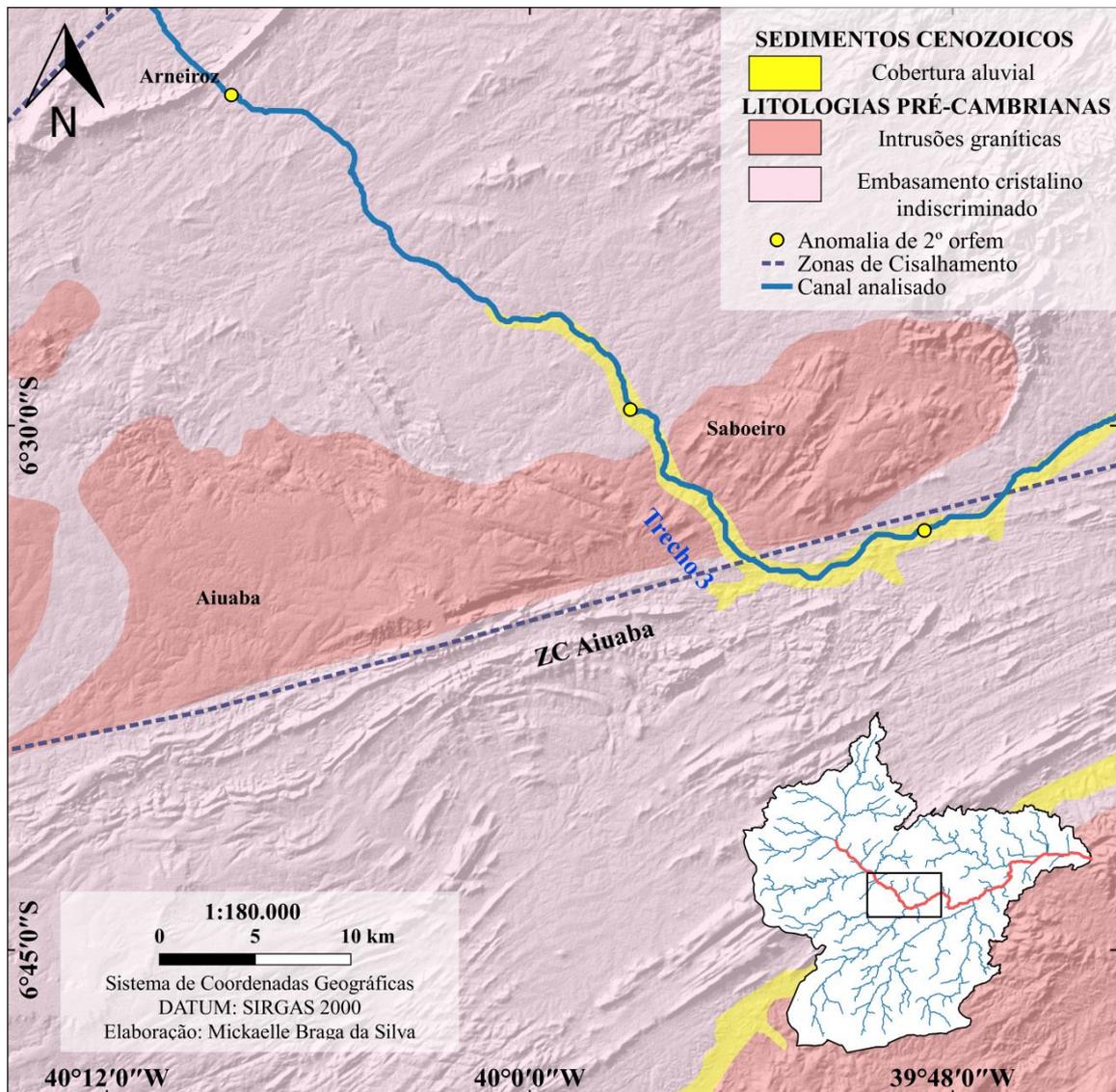


O primeiro trecho apresenta-se contido quase que exclusivamente em uma mesma unidade litológica, a Unidade Mombaça, composta por ortognaisses, migmatitos e metamáficas datados do Paleoproterozóico (GOMES et al., 2000). O trecho apresenta-se modelado exclusivamente sobre a superfície sertaneja com níveis mais elevados, cotando para o trecho do canal uma altitude máxima de 350m. As condições apresentadas permitem que o trecho apresente um perfil em equilíbrio sobre o substrato demonstrando umas das áreas mais didáticas para a configuração do padrão de drenagem que se espera para a área, que é dendrítico.

A partir do segundo trecho se estabelece as anomalias de 2ª ordem no canal principal. O trecho dois apresenta a linha de melhor ajuste abaixo da curva do perfil longitudinal, sugerindo um desequilíbrio. O trecho se estabelece em um contato litológico e está associado a desembocadura de um afluente de porte considerável no contexto da área. Corresponde ao riacho Jucá, afluente de 6ª ordem, este por sua vez pode estar como agente influenciador da elevação no índice RDE ao causar instabilidade do comportamento hidráulico do fluxo. O estabelecimento de coberturas aluviais no perfil começa a ganhar representatividade nos quilômetros finais no trecho 2 e segue até a jusante do canal.

O maior valor encontrado pelo índice RDE foi ao trecho 3 (3,85). Configura-se como um trecho atípico ao longo do canal, onde o rio se sobrepõe a uma intrusão granítica (FIGURA 18). A intrusão corresponde ao Plúton Saboeiro-Aiuaba de idade Neoproterozóica (GOMES et al., 2000; ANGELIM et al., 2004). A intrusão apresenta-se disposta na direção NE-SW, ao passo que o rio flui de NW-SE.

Figura 23- Contexto geológico do trecho 3 estabelecido pelo RDE para o canal principal



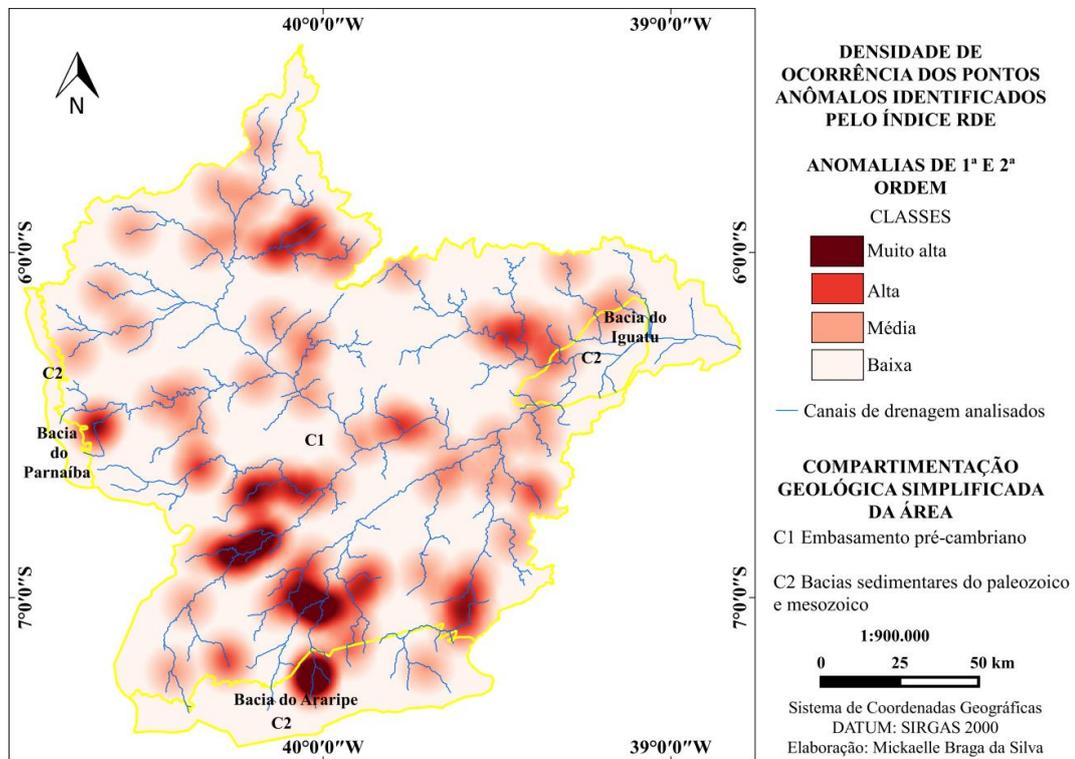
O trecho 3 corresponde também ao setor de menor simetria do canal. A disposição dos canais quanto a extensão e frequência entre a margem direita e esquerda ressalta o trecho com uma maior densidade de afluentes de 1ª a 4ª ordem e afluentes de 5ª a 7ª ordem mais extensos na margem esquerda do que na direita.

A partir do 4º trecho evidencia-se o acúmulo de sedimentos referentes às coberturas aluviais e da bacia sedimentar do Iguatu. Nesses pontos da drenagem não existe a ocorrência de knickpoints e as anomalias podem estar associadas ao perfil em desequilíbrio com a linha de melhor ajuste. Ao passo que os valores encontrados pelo índice RDE a partir do trecho quatro diminuem, a simetria do canal aumenta, mas ainda reflete as características dos dois trechos anteriores, como maior ocorrência de canais de ordens inferiores e maior extensão dos canais de 6ª e 7ª ordem na margem esquerda.

#### 4.4.2 Distribuição dos índices de RDE associados aos afluentes de 7ª a 4ª ordem

A distribuição das anomalias identificadas pode ser observada na figura 24 correlacionada de forma preliminar com a idade dos terrenos. Ao passo que a maioria da área corresponde ao embasamento pré-cambriano, há também uma maior ocorrência de anomalias neste compartimento.

Figura 24- Densidade de ocorrência dos pontos anômalos identificados pelo índice RDE



#### 4.5 Interpretação para os trechos anômalos identificados pelo índice RDE nos canais de drenagem da sub-bacia do alto curso do rio Jaguaribe

Se tratando de um ambiente fluvial em seu alto curso, a compreensão dos efeitos erosivos é fundamental em análises geomorfológicas a fim de correlacionar seus efeitos na dinâmica fluvial e conseqüentemente no perfil longitudinal dos seus rios. Diante de um complexo quadro geológico, comportando diferentes litologias, idades e eventos tectônicos envolvidos, a sensibilidade ao poder da erosão diferencial na evolução morfodinâmica para o

contexto sugere a investigação de um controle litológico e estrutural no desenvolvimento dos rios e na detecção de anomalias ao longo dos seus cursos.

A repercussão geomorfológica da intrusão granítica no trecho 3 do canal principal, e conseqüentemente o maior valor encontrado pelo índice RDE ao longo do canal apresenta-se em sobressaltos topográficos (FIGURAS 22 e 23). Sua exumação evidencia feições deformacionais dispostas na mesma direção da Zona de Cisalhamento Aiuaba, que se apresenta limítrofe com a intrusão em sua porção sul.

Assim, o trecho em análise sugere que o rio tenha sido instalado anterior à evolução geomorfológica atual do terreno em níveis mais altos e sobre um material menos resistente ao intemperismo e na medida em que os processos erosivos atuavam em superfície o rio continuava avançando com o seu entalhe, só que em busca de um novo equilíbrio. Para Hack (1973) a partir do momento que um tipo de rocha diferente for exposto em superfície o rio buscará um novo equilíbrio e todos os elementos do sistema serão atingidos proporcionalmente ao grau de alteração.

Com o embasamento granítico exposto através de ciclos erosivos (VITTE, 2005) o rio continua a entalhar seu curso ao passo que a trama estrutural ao seu entorno também se apresenta em superfície, mas dispostas em orientações divergentes ao entalhe do canal.

A superimposição ao granito confere ao rio a característica no trecho de um canal com margens rochosas, mas com cobertura aluvial no leito (LIMA, 2010), onde o poder do intemperismo físico desenvolveu microfeições, como as marmitas (FIGURA 25).

Figura 25- Superimposição fluvial no trecho 3 do canal principal



Fonte: Mickaelle Braga da Silva (2016).

Os trechos onde o canal principal apresentou-se anômalo e com significativo desajuste do seu perfil longitudinal com a linha de melhor ajuste, remete a uma realidade onde o rio tende a depositar os sedimentos erodidos por ele mesmo em busca de um novo equilíbrio (ETCHEBEHERE, 2000; SCHUMM et al., 2000; SCHUMM, 1993; HACK, 1960; MCKEOWN et. al. 1988).

Assim como apresentado no canal principal, a maioria das anomalias está atribuída ao controle litológico, onde os trechos que se apresentam anômalos se estabelecem em contatos litológicos e/ou sobre diferentes litologias que por sua vez estão expostas a erosão diferencial, refletindo em diferentes respostas no perfil longitudinal.

A confirmação quanto ao controle litológico pode ser observada quando comparado os canais de 5ª a 7ª com os canais de 4ª ordem. Os primeiros apresentam uma maior extensão e conseqüentemente conseguem atingir ao longo de seu percurso diferentes litologias, estabelecendo trechos anômalos à medida que avança de uma unidade litológica para outra, enquanto nos canais de 4ª ordem, prevalece a ocorrência de canais sem anomalias fluindo sobre uma mesma unidade litológica.

Além do controle litológico identificado é possível relacionar os dados apresentado na figura 24 referente à densidade de ocorrência das anomalias ao longo da área com a distribuição dos lineamentos estruturais mapeados nas figuras 14, 15 e 16.

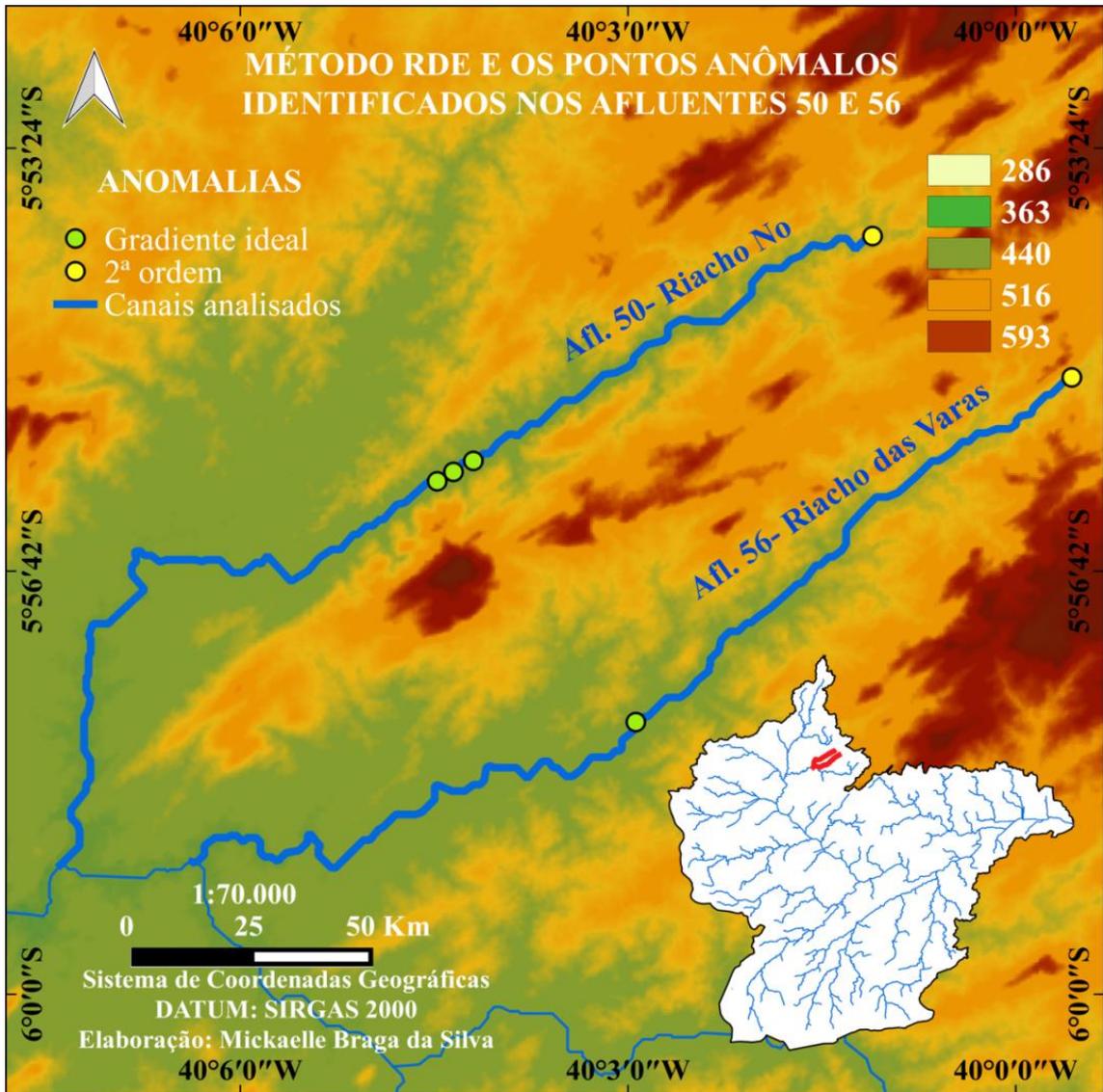
São identificados nos terrenos cristalinos dois setores que apresentam alta densidade de ocorrência de anomalias, o primeiro ocorre WSW e o segundo a NNE (FIGURA

26). Estes setores coincidem com domínios onde as morfoestruturas apresentam fortemente dissecadas em cristas estruturais. A ocorrência dessas estruturas no setor SW comprovou a ocorrência do padrão treliça na área, demonstrando assim um nítido controle estrutural sobre a drenagem.

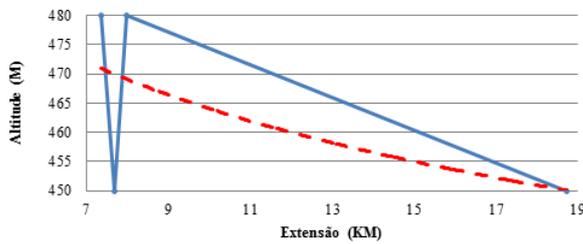
O setor NNE apresenta-se representado na figura 26 pelos afluentes 50 (Riacho Nova) e 56 (Riacho das Varas), ambos de 4ª ordem. Assim como a maioria dos canais da área, os afluentes em análise apresentam suas nascentes em topografias mais elevadas, como no caso nos maciços cristalinos e estes por sua vez atestam os efeitos da dissecação que se produzem na ocorrência de relevos de cristas e vales alinhados, dispostos paralelamente.

Os canais apresentam-se dispostos paralelamente às cristas, estabelecendo esta coincidência ao longo do primeiro trecho nos dois canais. Os trechos em questão correspondem as anomalias de 2ª ordem, adquirindo um padrão retilíneo até atingir o segundo trecho e se reestabelecer com condições para um gradiente ideal.

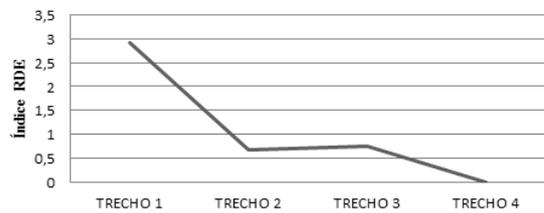
Figura 26- Identificação de pontos anômalos elo RDE por controle estrutural



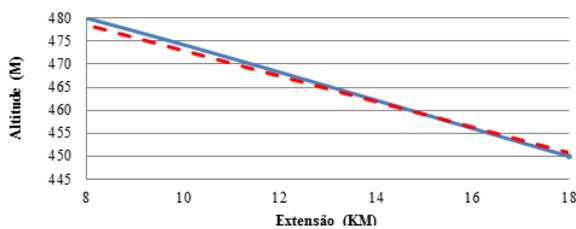
Perfil longitudinal do afluente 50 com os trechos definidos pelo índice RDE



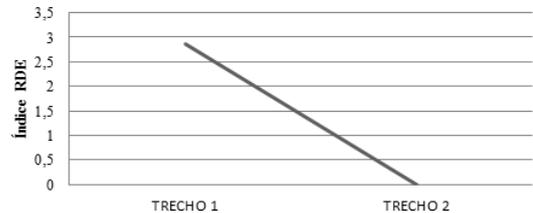
Valores encontrados pelo índice RDE



Perfil longitudinal do afluente 55 com os trechos definidos pelo índice RDE

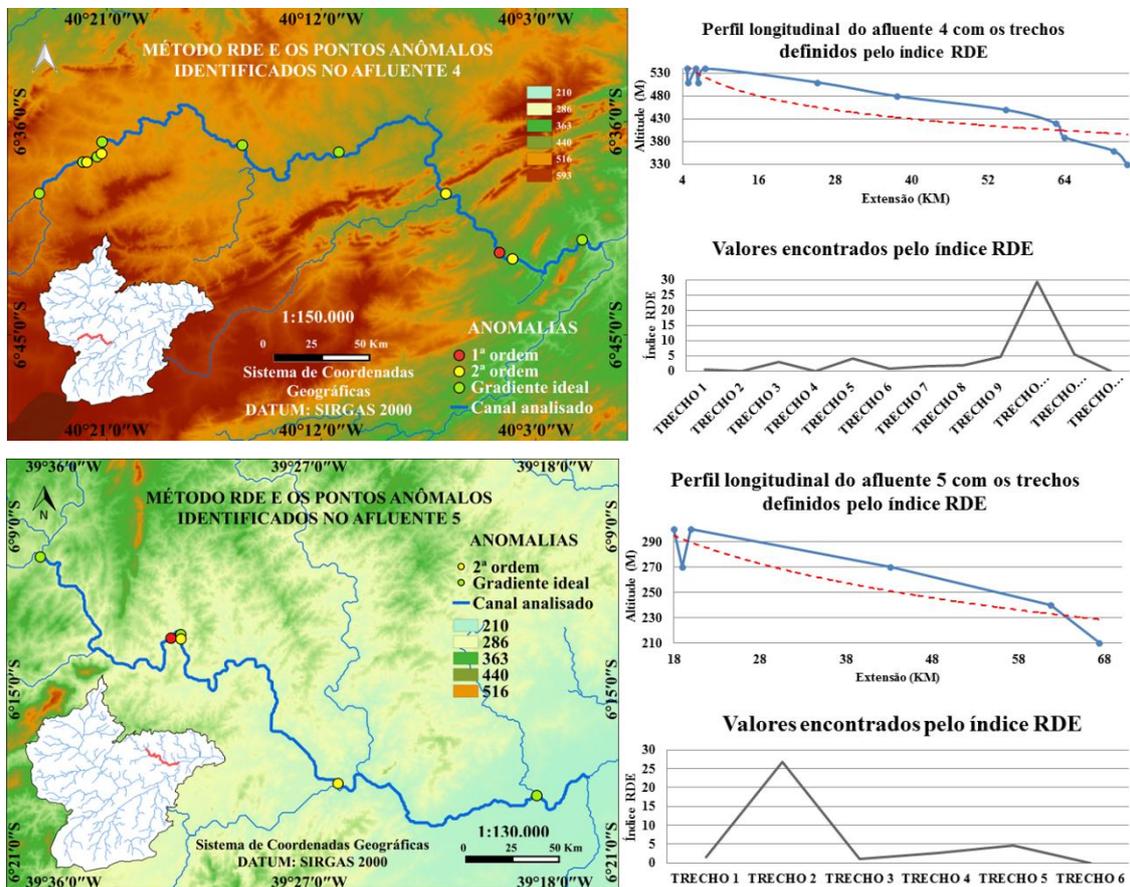


Valores encontrados pelo índice RDE



Nos afluentes 4, 5 e 12 (FIGURA 27) a linha de melhor ajuste apresenta-se acima da curva do perfil longitudinal nos estabelecimento dos trechos anômalos, sugerindo que os trechos correspondem a setores com ocorrência de resistência litológica ou acúmulo de sedimentos ao longo dos seus perfis longitudinais. Os trechos não correspondem a rupturas de relevo ou *knickpoints* ao longo dos seus perfis longitudinal. Ao passo que o afluente 52 (FIGURA 28) apresenta no perfil longitudinal o trecho anômalo acima da linha de melhor ajuste, indicando um afastamento de 20 m da linha de melhor ajuste e sugerindo que o trecho corresponde a uma ruptura de relevo ou *knickpoint* ao longo do seu perfil longitudinal.

Figura 27- Afluentes com a linha de ajuste acima da curva do perfil longitudinal



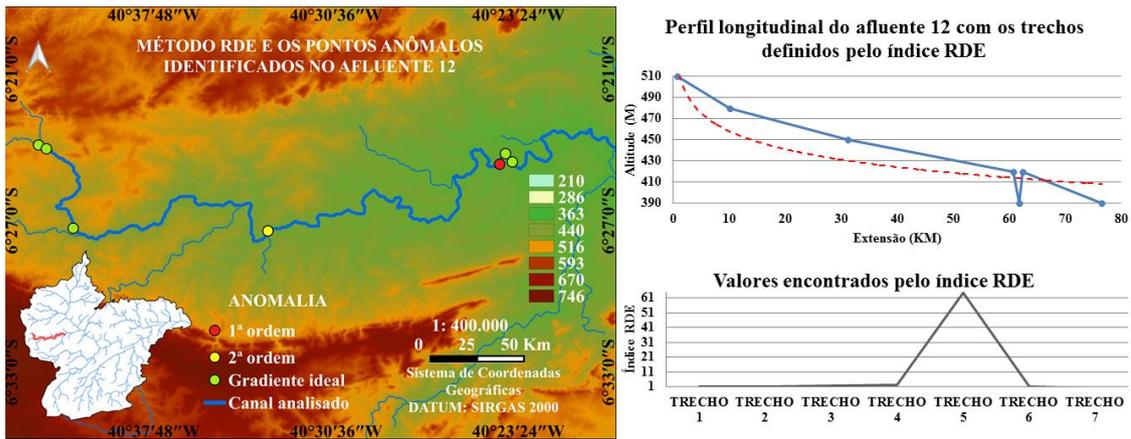
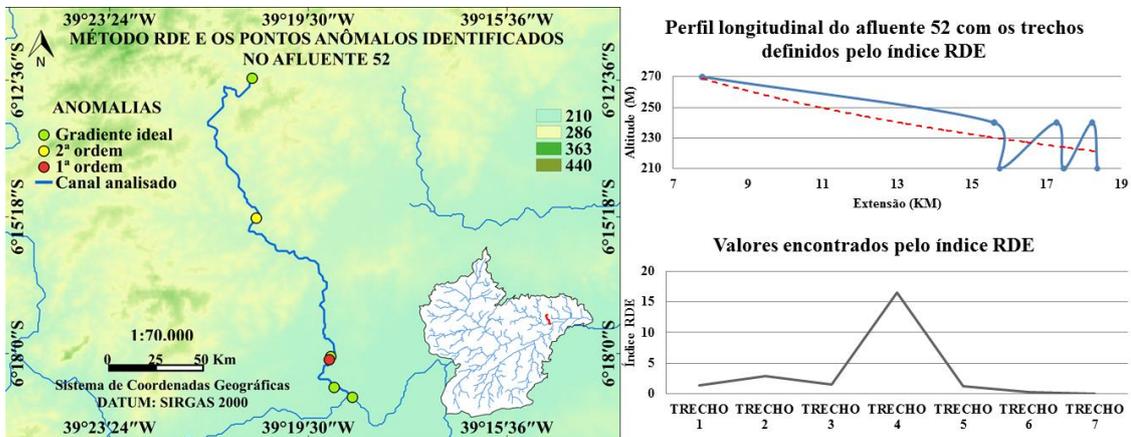


Figura 28- Afluente com a linha de melhor ajuste abaixo da curva do perfil longitudinal



O afluente 12 (FIGURAS 8 e 28), com o maior índice encontrado, apresenta-se disposto E-W em um semi-graben, correspondente a bacia do Cococi. A bacia é representada por sedimentos metamorfizados e deformada de idade cambriana e recobre discordantemente rochas pré-cambrianas (GOMES et al.,2000). O afluente apresenta-se contido exclusivamente sobre a Formação Cococi, conseqüentemente ao trecho com anomalia de 1ª ordem não se pode relacionar a ruptura de relevo por contato litológico. O trecho apresenta um afastamento de mais de 30 m da linha de melhor ajuste, sugerindo um setor onde o canal erode materiais depositados por ele mesmo.

Segundo Etchebehere *et al.*, (2006) por meio de análise e eliminação de fatores litológicos e estruturais ou eventual presença de tributários de porte como agentes causadores da elevação no índice RDE, pode-se identificar atividade deformacional recente ou neotectônica. Na área em estudo, sobretudo na bacia sedimentar do Araripe (FIGURA 19) foi identificada uma concentração expressiva de anomalias que sugerem uma investigação da ocorrência de eventos neotectônicos na área e seus possíveis efeitos na rede de drenagem,

sobretudo nos canais de ordem inferior e nos trechos próximos à montante dos canais de maior ordem.

## 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho buscou realizar uma caracterização morfoestrutural do alto curso do rio Jaguaribe a partir da análise da rede de drenagem e dos lineamentos de relevo. Os resultados demonstraram que a tectônica e o clima são importantes influenciadores da compreensão da evolução da paisagem.

No âmbito de uma pesquisa geomorfológica com a escala proposta, a extração de dados de relevo e drenagem através de dados de sensoriamento remoto apresentou-se bastante útil nas interpretações morfoestruturais. Devido a grande extensão da área em estudo seria de certa forma difícil visualizar em campo a gama de elementos aqui apresentados.

Os dados SRTM com o auxílio de *softwares* de geoprocessamento permitiu a extração da rede de drenagem e de lineamentos de relevo; identificação e delimitação das unidades morfoestruturais; compartimentação morfoestrutural dos lineamentos; identificação e distribuição dos padrões de drenagem e mapear e quantificar a distribuição espacial das anomalias e suas possíveis causas.

Constatou-se, com base na análise da geometria e arquitetura da rede de drenagem, com ênfase na quantificação dos padrões de drenagem, que a maior parte da área, caracterizada pelo embasamento cristalino, apresenta como padrão o dendrítico (66%) sobre a depressão sertaneja e os maciços cristalinos, controlado pela dificuldade de permeabilidade das rochas e pelas condições climáticas e topográficas.

Mesmo reconhecendo a influência do clima e da litologia nos padrões de drenagem, o controle estrutural e tectônico no desenvolvimento e configuração da rede de drenagem pode ser observado na área com a constatação de padrões com característica de treliça (26%), caracterizado por alinhamento de cristas estruturais com direção predominantemente NE-SW e E-W, ressaltadas pela erosão diferencial do substrato rochoso e o padrão paralelo (8%) que avança a partir da bacia do Araripe, obedecendo a seu caimento topográfico.

Tais constatações permitem considerar que a geometria e a arquitetura dos canais fluviais na área apresentam uma complexa interação entre suas características, por se tratar de um sistema fluvial no seu alto curso, como o tipo de carga transportado, regime do fluxo e topografia e características relacionadas à estrutura geológica e a atividade tectônica.

Demonstrou-se por meio dos lineamentos de relevo extraídos de imagens SRTM que a área apresenta-se fortemente marcada por deformações, tanto no embasamento cristalino como no sedimentar, que se compatibiliza com as principais zonas de cisalhamento pré-

cambrianas. A dissecação marcante da área evidenciou estruturas tectônicas dúcteis e rúpteis onde ocorrem principalmente os alinhamentos de cristas e vales orientando *trends* de lineamentos positivos e negativos NE-SW e E-W. Tais estruturas sugerem um condicionamento estrutural dos canais de drenagem nas áreas dos maciços cristalinos e na depressão sertaneja.

A utilização de técnicas alternativas como o perfil longitudinal e índice RDE na análise da rede de drenagem da área permitiram relacionar canais em suas extensões totais e por trechos com fatores relacionados com o substrato rochoso e a estrutura geológica sem implicar em grandes custos.

A avaliação e aplicação do perfil longitudinal e do índice RDE para detecção de anomalias de drenagens apresentou cinco principais respostas para a rede de drenagem da área:

- A primeira resposta confere a ocorrência de canais sem a presença de anomalias, apresentado um gradiente ideal, onde os canais apresentam escavados da montante a jusante sob litologia homogênea;
- A segunda resposta atribui aos canais que percorrem sob mais de uma unidade litológica, onde as alterações no equilíbrio dos perfis longitudinais podem estar relacionados a existência de substratos mais resistentes e, conseqüentemente alterações no índice RDE;
- A terceira resposta está na coincidência de no estabelecimento dos trechos ao longo dos canais, receber a montante do trecho a desembocadura de um afluente e este atuar como agente influenciador da elevação no índice RDE ao causar instabilidade do comportamento hidráulico do fluxo;
- A quarta resposta está incluída na relação dos trechos anômalos com as feições estruturais mapeadas. São identificados nos terrenos cristalinos setores que apresentam alta densidade de ocorrência de anomalias que coincidem com setores onde as morfoestruturas apresentam fortemente dissecadas em cristas estruturais. Os canais apresentam-se dispostos paralelamente às cristas, estabelecendo esta coincidência ao longo dos primeiros trechos nos canais que por sua vez adquirem um padrão retilíneo até atingir os trechos seguintes e se reestabelecer com condições para um gradiente ideal;
- A quinta e última resposta se dá pela eliminação de fatores litológicos e estruturais ou eventual presença de tributários de porte como agentes causadores da elevação no índice RDE, podendo sugerir a deformações neotectônicas. Foi identificada uma concentração expressiva de anomalias em terrenos cretáceos da bacia sedimentar do Araripe que sugerem uma investigação da ocorrência de eventos neotectônicos na área e seus possíveis efeitos na

rede de drenagem, sobretudo nos canais de menor porte e a montante de afluentes de porte mais significativo.

A aplicação dos índices morfométricos especificou áreas detalhadas que indicam anomalias nos traçados dos canais fluviais e estas podem estar associadas a condicionantes neotectônicos, devem ser associados o controle de campo, para que tais resultados sejam validados e mais completos.

Assim, os condicionantes estruturais e climáticos do relevo destacam-se como importantes aspectos para o entendimento da evolução geomorfológica do alto curso do principal rio do Estado do Ceará. A partir da análise da arquitetura e geometria da sua rede de drenagem foi possível evidenciar que apenas os fenômenos denudacionais não conseguem por si só explicar o modelado atual da paisagem e os desenhos dos tipos de canais e padrões de drenagem.

## REFERÊNCIAS

- ABDULLAH, A., AKRIN, J. M., ABDULLAH, A. Comparison of Landsat TM and SPOT Data for Lineament Mapping in Hulu Lepar Area, Pahang, Malaysia. **European Journal of Scientific Research**. V. 34, n. 3, pp. 406-415, 2009.
- AB'SABER, A.N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste brasileiro. IGEOG-USP, **Bol. Geomorfológico**, São Paulo, n. 19, pp. 38, 1969.
- AB'SABER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 4/5, pp. 94-110, 1961.
- ACKLAS JR.; R. ETCHEBEHERE, M. L. C. Análise de perfis longitudinais de drenagens do município de Guarulhos para detecção de deformações neotectônicas. **Revista UNG Geociências**, Guarulhos, v. 8, n. 6, pp. 64-78, 2003.
- ALMEIDA, A. R., ULBRICH, H. G. J. O Batólito Granítico Quixeramobim-Ce. - Aspectos estruturais internos e mecanismo de alojamento crustal. **Revista de Geologia UFC**, Fortaleza, CE, v.16, pp. 81-98, 2003.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Rev. Bras. de Geociências**, v. 7, pp. 349-64, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, p.43-58, 2004.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian Structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17: pp.1-29, 1981.
- ANDREAS, M. A.A; ALLAM, A. Incorporating geology and geomorphology in land management decisions in developing countries: a case study in Southern Costa Rica. **Geomorphology**, 87 (1'2), pp. 2007.
- ANDRADE, G. O; LINS, R. Introdução a morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. **Arquivos do Instituto de Ciência da Terra**, Recife, n. 314, pp. 11-28, 1965.
- ANDRADES FILHO, C. O. **Análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.
- ANDRADE-FILHO, C. O. **Evolução tectono-sedimentar da porção emersa central da bacia Paraíba, Nordeste do Brasil**. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.
- ANDRADE-FILHO, C. O; ROSSETTI, D. F. Caracterização Morfoestrutural da Porção central emersa da Bacia Paraíba (PB). **Geociências**, São Paulo, v.31, pp. 13-39, 2012a.

ANDRADE-FILHO, C. O; ROSSETTI, D. F. Effectiveness of SRTM and ALOS-PALSAR data for identifying morphostructural lineaments in northeastern Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, 33 (4), pp. 1058-1077, 2012b.

ANGELIM, L.A.A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, J.R.C.; FORGIARINI, L.L.; MEDEIROS, M. F. Folha SB.24 – Jaguaribe. In: Schbhenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J. O. S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R. M. e Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas – SIG, Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. 2004. CD-ROM.

ARIMA, N. **Análise Estratigráfica da Bacia do Iguatu, Ce.** Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre , 2007.

ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro ,v.15, pp. 371-389, 2007.

BARRETO, L. L. **Suscetibilidade ao processo de desertificação no núcleo dos Sertões dos Inhamuns: o caso da sub-bacia do riacho do Urubu –Mucuí – Arneiroz – Ce.** Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2015.

BASTOS, F. B; CORDEIRO, A. M. N. Fatores naturais na evolução das paisagens no semiárido brasileiro: uma abordagem geral. **Revista Geonorte**, Edição Especial, V.2, N.4, p.464 – 476, 2012.

BELTRAME, A. V. **Diagnóstico do meio ambiente físico de bacias hidrográficas: modelo de aplicação.** Florianópolis: UFSC, 1994.

BEZERRA, F H R., VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northastern Brasil. **Geology**, Boulder, v.28, pp. 591-594, 2000.

BEZERRA, F. H. R. et al. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Jornal of South American Earth Sciences**, Oxford, v.14, pp. 61-65, 2001.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITAFINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. v14: 61-75, 2001.

BEZERRA, F. H. R.; NEVES, B. B. B.; CORREA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**. 01: 555-582, 2008.

BEZERRA, F. H. R; ROSSETTI, D. F; OLIVEIRA, F. G; MEDEIROS, W. E; BRITO NEVES, B. B; BALSAMO, F; NOGUEIRA, F. C. C; DANTAS, E. L; ANDRADE FILHO, C; GÓES, A, M. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, v. 614, pp. 78-90, 2014.

BEZERRA, P.E.L. **Análise estrutural da Drenagem.** IBGE. Belém, 2003.

BIGARELA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais**. Vol. 1. Florianópolis: Ed: UFSC, 1994.

BIGARELA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais**. Vol. 3. Florianópolis: Ed: UFSC, 2003.

BLUM, M. D; TORNQVIST, T.E. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look for ward. **Sedimentology**, 47, pp.2-48, 2000.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL : Folha SB. 24/25 Jaguaribe-Natal. Rio de Janeiro, 1982.

BRIDGE, J. S. **Rivers and floodplains**: forms, processes, and sedimentary record. Blackwell Publishing, pp. 491, 2003.

BRIERLEY, G.J; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management**: applications of the rives styles framework. Is ted. Oxford, 2005.

BRITO NEVES, B. B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 11-13, 1999.

BRITO NEVES, B. B. The Cambro-ordovician of the Borborema Pronvince. São Paulo, USP, **Boletim IG**, Série Científica, v. 29, pp. 175-193, 1988.

BRITO NEVES, B. B. The Cambro-ordovician of the Borborema Pronvince. São Paulo, USP, **Boletim IG**, Série Científica, v. 29, pp. 175-193, 1988.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E. J., VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress, p.151-182, 2000.

BRITO-NEVES, B. B. **Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste**. Instituto de Ciências, Universidade de São Paulo (Tese de Doutorado), 198p, 1975.

BRODIE, J., WHITE, N. The link between sedimentary basin inversion and igneous underplating. In: Buchanan, J.G., Buchanan, P.G. (Eds.), Basin Inversion. Geological Society of London, Special Publications 88, pp. 21–38, 1995.

CABY, R.; ARTHAUD, M.H.; ARCHANJO, C.J. Lithostratigraphy and petrostructural caracterization of supracrustais units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamics implications. In: SILVA FILHO, A.F.; LIMA, E.S. (eds.). Geology of the Borborema Province. **Journal of South America Earth Science**, v. 47, p. 235-246, 1995.

CABY. R; SIAL, A; AETHAUD, M. H; VAUCHEZ. A. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeartst Brazil. In: DALLMEYER, R.D; LECORCHÉ; J.P. (eds). The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives. **Sprenger Verlag**, New York, p. 373-397, 1990.

CAMOLEZI, B. A. **Geomorfologia e Controle Estrutural da Bacia Hidrográfica do Córrego Morumbi, Faxinal, Paraná.** (Dissertação de mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2013.

CAMOLEZI, B. A.; FORTES, E; MANIERI, D. D. Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: o caso da Bacia do Ribeirão São Pedro – Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n.2, p.201-211, 2012.

CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Beca, p.43-58, 2004.

CARVALHO NETA, M. L. **Evolução Geomorfológica Atual e Análise Ambiental da Foz do Rio Jaguaribe/Ceará** (Dissertação de mestrado em Geografia). Fortaleza: UFC, 2007.

CASTRO, D. L., BEZERRA, F. H. R., FUCK, R.A. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. *Journal of Geodynamics*, v.54, pp. 29-42, 2012.

CAVALCANTE, A. A. **Aspectos da produção de sedimentos e seus efeitos na gestão dos recursos hídricos no baixo vale do rio Jaguaribe – CE.** (Dissertação de Mestrado em Geografia). Fortaleza: UECE, 2001.

CAVALCANTE, A. A. **A morfodinâmica fluvial em áreas semiáridas: O rio Jaguaribe a jusante do açude Castanhão- Ceará- Brasil.** (Tese de Doutorado). Rio de Janeiro, Universidade Federal Fluminense, 2012.

CAVALCANTE, A. A.; CUNHA, S. B. Morfodinâmica Fluvial em Áreas Semiáridas: Discutindo o Vale do rio Jaguaribe-CE-Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, p. 39-49, 2012.

CHARLTON, R. *Fundamentals of Fluvial Geomorphology.* Routledge, New York, 275p., 2007.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica de bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica**, v. 18, n. 9, pp. 35-64, 1969.

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

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia.** 2. ed. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.

CLAUDINO-SALES, V. Sistemas naturais. In: FÓRUM DA SOCIEDADE CIVIL CEARENSE SOBRE MEIO AMBIENTE E DESENVOLVIMENTO, 1999. Diagnostico sócio-ambiental do estado do Ceará: um olhar da Sociedade Civil, Fortaleza, 1992.

CLAUDINO-SALES, V.; LIRA, M. V. Megageomorfologia do Nordeste do estado do Ceará, Brasil. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v.12, pp. 200-209, 2011.

CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J.P. Evolução Morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**, v.7, Uberlândia, p.1-21, 2007.

CONCEIÇÃO, R. A. C.; SILVA, A, Q. Extração automática de lineamentos utilizando imagens SRTM, Landsat ETM+ e ALOS PALSAR na região de Nobres, MT. In: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto– SBSR, Foz do Iguaçu, PR, 2013. Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto– SBSR, foz do Iguaçu, , 2013. Disponível: <http://www.dsr.inpe.br/sbsr2013/capa.html>. Acesso: 23 out. 2015.

CONCHA-DIMAS, A, A; CERCA, M; RODRIGUEZA, S. R; WATTERS, R. J. Geomorphological evidence of the influence of pré-volcanic base ment structure on emplacement and deformations for volcanic edifices al the Cofre de Perote de Orizaba chain and implications for avalanche generation. **Geomorphology**, 72 (1-4), pp. 19-39, 2005.

CORDEIRO, A. M. N ; CRUZ, M. L. B. ; BASTOS, F. H. . **Análise Morfoestrutural da Serra do Quincuncá e Entorno, Ceará, Brasil**. In: VII Congresso Nacional de Geomorfologia, 2015, Lisboa. VII Congresso Nacional de Geomorfologia. Coimbra: Editora da Universidade de Coimbra, 2015. v. IX. p. 55-61.

CORRÊA, A. C. B; FONSÊCA, D.N. Lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da bacia do rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional – MG. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, Set. 2010.

COSTA, C. A. **Marcas da ocupação do solo na dinâmica fluvial no Médio- Baixo Jaguaribe-CE** (Dissertação de mestrado em Geografia). Fortaleza: UECE, 2009.

COUTO, E. V; FORTES, E; SORDI, M. V; MARQUES, A. J; CAMOLEZI, B. A. Seppômen Maps For Geomorphic Developments Analysis: The Of Paraná Plateau Border, Faxinal, Stale of Paraná, Brazil. Acta Scientiarum. **Technology** (Impresso), 2011.

COUTO, E.V. **Influência morfotetônica e morfoestrutural na evolução das drenagens nas bordas planálticas do alto Ivaí – Rio Alonzo – sul do Brasil**. Dissertação (Mestrado), Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2011.

CPRM. **Atlas digital de geologia e recursos minerais**. Mapas na escala 1:500,000. Serviço Geológico do Brasil -CPRM (digital midia) 2003.

CREPANI, E. Análise de fraturas através de imagens fotográficas de baixa resolução espacial: uma contribuição ao estudo da evolução tectônica da região da Chapada do Araripe. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 5. (SBSR)., 1988, Natal. Anais... São José dos Campos: INPE, 1988. p. 366-380. Printed, On-line. ISBN 978-85-17-00050-8. INPE-4876-PRE/1487). Disponível em: <http://urlib.net/dpi.inpe.br/marte@80/2008/07.24.14.48>>. Acesso em: 26 dez. 2015.

DAVIS, W. M. **Geographical essays**. 2. ed. Dover Publications, New York, EUA, 1954.

DEFFONTAINES, B.; CHORWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.194, p.237-263, 1991.

ELIAS, D. (Org.) **O novo espaço da produção globalizada: o baixo Jaguaribe – CE**. Fortaleza: FUNECE, 2002.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neo-quaternários no vale do rio do Peixe, planalto ocidental paulista**: Implicações estratigráficas e tectônicas. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP. **Geociências**, São Paulo, v.26, n.3, pp.229-247, 2007.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J.; FULFARO, V. J. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP - Série Científica**, São Paulo, v. 4, n. 2, pp. 43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; SANTONI, G; CASADO, F. C; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índice RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmento de drenagem. **Geociências**. São Paulo, v.25, pp. 271-287, 2006.

ETCHEBEHERE, M. L. C; SAAD, A.R. **Relação Declividade-Extensão de Curso (RDE) aplicada a detecção de deformações neotectônicas regionais n abacia hidrográfica, SP**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 6. São Paulo. Boletim de Resumos do VI Simpósio de Geologia do Nordeste. Rio Claro: SBG-SP/UNESP, pp. 93, 1999.

FERREIRA, A. G; MELLO, N. G. 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, N. 1, pp. 15-28, 2005.

FONSECA, V. P. **Estudos morfo-tectônicos no baixo curso do rio Açu (Açu-Macau, RN)**. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1996.

FOSSEN, H. **Geologia Estrutural**. Oficina de Textos, São Paulo, 2012.

FUCK JÚNIOR, S. C. F. **Subsídio à gestão ambiental**: Descrição fisiográfica e análise funcional das bacias hidrográficas do Ceará. *Geoambiente on-line*. Jataí, n.10, pp.41-71, 2008.

FURRIER, M.; ARAÚJO, M. E.; MENESES, L. F. Geomorfologia e Tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba. **Geologia USP, Sér. Cient.**, São Paulo, v.6, n.2, p. 61-70, 2006.

GATTO, L. C. (supervisor). **Diagnóstico ambiental da bacia do rio Jaguaribe – diretrizes gerais para a ordenação territorial**. IBGE, Salvador, 1999 .

GÓES, A. M. O; FEIJÓ, F.S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, Rio de Janeiro, p. 57-67, 1994.

GOMES NETO, A. O. **Neotectônica do baixo vale do rio Jaguaribe – Ceará**. Tese (Doutorado), Universidade Estadual Paulista, UNESP, Rio Claro, 2007.

GOMES, J. R. de C.; VASCONCELOS; A. M.; TORRES, P. F. M. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Jaguaribe SW, Folha SB.24-Y**, Escala 1:500000, Carta Geológica MME-SMM, CPRM-REFO, Fortaleza, 2000.

GONTIJO, A.H.F. **Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, SP , 1999.

GUEDES, I. C.; SANTONI, G. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; STEVAUX, J. C.; MORALES, N.; SAAD, A. R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista UNG Geociências**, Guarulhos, v. 5, n. 1, pp. 75-102, 2006.

HACK, J. T. Interpretation of Erosional Topography in Humid – Temperate Regions Amer. **Journ. Sci.** New Haven, Conn. V.258-A, p. 80-97, 1960.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. U.S. Geol. Survey, **Jour. Research**,1(4): 421-429, 1973.

HAYAKAWA, E. H. ; ROSSETTI, D. F. . Caracterização da rede de drenagem da bacia do médio e baixo rio Madeira. **Revista Brasileira de Geomorfologia** , v. 13, p. 401-418, 2012.

HARE P. W.; GARDNER I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA M.; HACK J. T. (eds.). **Tectonic Geomorphology**. Proceedings of 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium. 1985.

HOLBROOK, J.; SCHUMM, S. A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing, subtle tectonic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, v.305, pp. 287-306, 1999.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, pp. 275-370, 1945.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **AAPG Bulletin**, v. 51, p. 2246-2259, 1967.

JARDIM de SÁ, E. F. **Faturamento no embasamento cristalino do Nordeste do Brasil: Cronologia da deformação frágil, reativação neotectônica e implicações hidrogeológicas**. Congresso Mundial Integrado de Águas Subterrâneas, Fortaleza, 2000.

LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G. River channel patterns; braided, mending and straight. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, Washington, D.C., v.282B, p.29-84, 1957.

LIMA, A. G. Rios de leito rochoso: aspectos geomorfológicos fundamentais. **Ambiência – Revista do Setor de Ciências Agrárias e Ambientais**. Guarapuava-PR, V.6 n. 2, p. 339-354, 2010.

LIMA, C. C. U. Evidências da Ação Tectônica nos Sedimentos da Formação Barreiras Presentes do Litoral de Sergipe ao Norte da Bahia. **Revista de Geografia** (Recife), v. Esp.01, p. 148-160, 2010.

LIMA, C.L; MORAIS, J.O; SOUZA, M. J. N. **Compartimentação territorial e gestão regional do Ceará**. Fortaleza: FUNCEME, 2000.

LIMA, K. C; CUNHA, C. M. L; PEREZ FILHO, A. Relações entre rede de drenagem e superfícies de aplainamento semiáridas. **Mercator**, Fortaleza, v. 15, n.2, p. 91-104, 2016.

LIMA, M. I. C. **Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico**. Belém, Pará, UFPA, 2006.

LOLLO, J. A. **O uso da técnica de avaliação do terreno no processo de elaboração do mapeamento geotécnico**: sistematização e aplicação na quadrícula de Campinas. (Tese de Doutorado em Geotécnica) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1995.

LUERCE, T.D; OLIVEIRA, G. G; GUASSELLI, L.A; BRUBACHER, J.P; FIQUEIREDO, A. R. **Mapeamento geomorfológico a partir de dados SRTM**: bacia hidrográfica do rio dos Sinos, RS. In: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2013, Foz do Iguaçu. Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Foz do Iguaçu, PR, Brasil, 13 a 18 de abril de 2013, INPE, 2013.

MABESSONE, J. M. Historia da Província Borborema NE do Brasil. **Revista de Geologia**, v.15, Recife, p.119-129, 2002.

MABESSONE, J. M; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste brasileiro. **Boletim do Grupo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia**, n.3, pp. 3-5, 1975.

MADANI, A. A. Selection of the Optimum Landsat Thematic Mapper Bands for Automatic Lineaments Extraction, Wadi Natash Area, South Eastern Desert, Egypt. **Asian Journal of Geoinformatics** 3(1): 71–76, 2001.

MAIA, R. P; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia e Neotectônica da Bacia Hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró NE/Brasil. **Mercator** (Fortaleza. Online), v. 11, pp. 209-228, 2012.

MAIA, R. P; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.3, pp.37-46, 2011.

MAIA, R. P. **Geomorfologia e Neotectônica no Vale do Rio Apodi-Mossoró NE/Brasil** (Tese de Doutorado). Natal: UFRN, 2012.

MAIA, R. P. **Planície fluvial do rio Jaguaribe: evolução geomorfológica, ocupação e análise ambiental** (Dissertação de mestrado em Geografia). Fortaleza: UECE, 2005.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H.R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, Fortaleza, v.13, p. 127-141, 2014.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H.R. Neotectônica, geomorfologia e ambientes fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v.12, pp. 37-46, 2011.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H.R. Tectônica pós-miocênica e controle estrutural de drenagem no Rio Apodi-Mossoró, Nordeste do Brasil. **Bol. Geográfico**, Maringá, v.11, pp. 57-68, 2013.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H.R. **Tópicos de Geomorfologia Estrutural: Nordeste brasileiro**. Fortaleza: Edições UFC, 2014.

MARTINEZ, M. **Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do rio Pirapó: o perfil longitudinal**. Maringá. Dissertação (Mestrado em Análise Regional e Ambiental) - Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, 2004.

MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian Rift System. **Tectonics**, v.11, p. 766-791, 1992.

MCKEOWN, F. A.; JONES-CECIL, M.; ASKEW, B. L.; MCGRATH, M. B. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. U. S. Geological Survey Bulletin, n. 1807, p. 1-39, 1988.

MESOUD, A; KOIKE, K. Tectonic architecture through Landsat 7 ETM+/SRTM DEM-derived lineaments and relationship to the hydrogeology solting in Siwa region, NW Egupt. **Journal of African Earth Sciences**, 45 (4-5), pp. 467-477, 2006.

MONTEIRO, K. A. **Superfície de Aplainamento e Morfogênese da bacia do rio Tracunhaem**. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Pernambuco, 2010.

MOURA-LIMA, E. N. **Liquefação em sedimentos aluvionares no rio Açú**. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2007.

MOURA-LIMA, E. N.; SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R.; AQUINO, M. R.; VIEIRA, M. M.; LIMA-FILHO, F. P.; FONSECA, V. P.; AMARAL, R. F. Sedimentação e deformação Tectônica cenozóicas na porção central da Bacia Potiguar. **Geologia USP. Série Científica**, v. 10, 2010.

NEVES, S.P. Granitos Orogênicos: da geração dos magmas à intrusão e deformação. **Synergia**, Rio de Janeiro , 2012.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1989.

NOGUEIRA, F. C.; BEZERRA, F. H. R.; FUCK, R. A. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. **Journal of Geodynamics**, v. 49, p. 79-91, 2010.

NOGUEIRA, J.F. **Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu - Ceará Central** Tese (Doutorado em Geologia)- Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 2004.

OGUCHI, T; BOKIB, T; MATSUTA, N. Identification of an active fault in the Japanese Alp from DEM- based hill shading. **Computers & Geosciences**, 29 (7), pp. 885-891, 2003.

OLIVEIRA, R. G. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. 2008. 415 f. Tese (Doutorado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

OLIVEIRA, R. G; MEDEIROS, W, E. Evidences of buried loads in the base of the crust of Bordorema Plateaw (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 37, pp. 60-76, 2012.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. Rio de Janeiro: Fundacao IBGE, 1980.

PEREIRA, R. C. M; SILVA, E. V. Solos e vegetação do Ceará. In: SILVA, J. B; CAVALCANTE, T. C; DANTAS, E. W. C. **Ceará: Um Novo Olhar Geográfico**. Fortaleza: Edições Demócrito Rocha, 2005.

PEULVAST, J. P; BETARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, p. 20-40, 2015.

PEULVAST, J. P; CLAUDINO-SALE, V. Mapa Morfoestrutural do Estado do Ceará e regiões adjacentes do Rio Grande do Norte e Paraíba. Atlas Digital de Geologia e Recursos Minerais do Estado do Ceará, CPRM, 2003.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Stepped Surfaces And Paleolandforms In The Northern Brazilian Nordeste: Constraints On Models Of Morfotectonic Evolution. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 3, p. 89-122, 2004.

PEULVAST, J. P; VANNEY, J. **Géomorphologie structurale : terre, corps planétaires solides ;Tome 1 : Relief et structure**. Co-édition Gordon and Breach Science Publishers,Paris, Éditions du BRGM, Orléans, et Société géologique de France, Paris, 2002.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. **Para entender a Terra**. 4. ed. Porto Alegre: Bookman, 2006.

QARI ,M.H.T., MADANI, A.A., MATSAH, M.I.M., Z. HAMIMI. Utilization of Aster and Landsat Data im Geologic Mapping of basement rocks of Arafat Area, Saudi Arabia. **The Arabian Journal for Science and Engineering**, v. 33, n. 1C, pp. 99-116, 2008.

QUEIROZ, G.L., SALAMUNI, E., NASCIMENTO, E., R. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. **Geol. USP, Sér. Cient**, v. 14, pp. 69-80, 2014.

ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H.; GÓES, A. M.; BRITO NEVES, B.B. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin. **Sedimentary Geology**, v. 235, pp. 172-187. 2011.

SAADI, A.; TORQUATO, J.R. Contribuição à Neotectônica do Estado do Ceará. **Revista Geologia UFC**, v. 5, pp. 1-38, 1992.

SABINS, J. F. F. **Remote Sensing. Principles e Interpretations**. 2ª edição. Oxford: W. H. Freeman & Co, New York , 1986.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1998.

SALAMUNI, E.; EBERT H. D.; HASUI Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, p 469-478, 2004.

SANTANA, E. W. **Caderno regional da sub-bacia do Alto Jaguaribe**. Fortaleza: INESP, 2009.

SANTOS, J. QGIS 2.8: Delimitação de bacias hidrográficas com TauDEM. Disponível em :<http://www.processamentodigital.com.br/>. Acesso em 20 de maio de 2015.

SCHEIDEGGER, A.E. The algebra of stream order numbers. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, Washington, D.C., v.525B, p.187-189, 1965.

SCHUMM S.A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. **Geological Society of America Bulletin**, v.67, pp.597- 646, 1956.

SCHUMM S.A. Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. **Geological Society of America Bulletin**.v. 74(9):pp. 1089-1100, 1963.

SCHUMM, S. A. River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. **Journal of Geology**, v. 101, p. 279-294, 1993.

SCHUM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge University Press, Cambridge, p.401, 2000.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, p. 335-367, 1983.

SILVA FILHO, W. F. **Domínios Morfoestruturais da Plataforma Continental do estado do Ceará**. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2004.

SOUSA, A. B; MELO, R. A; SILVA, D. F.. Avaliação climática e dos recursos hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe (Ce). **Revista Brasileira de Geografia Física**. UFPE, v. 6 N. 5, p.1115-1140, 2013

SOUZA, M. J. N. Contribuição ao estudo das unidades morfo-estruturais do estado do Ceará. **Revista de Geologia**. UFC, v.1, p. 73-91, 1988.

STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society of American Bulletin**, v. 63, pp. 923-938, 1952.

STRAHLER, A. N. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: CHOW, Ven Te (Ed.). **Handbook of applied hydrology**: a compendium of water resources technology. New York: Mc-Graw Hill. Section 4-II Part II, 4-39 – 4-75 , 1964.

STRAHLER, A.N. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. **Trans. Amer. Geophys.** Union, v. 38, pp. 913-920, 1952.

SUERTEGARAY, D. M. A.; ROSSATO, M. S.; BELLANCA, E. T.; FACHINELLO, A.; CÂNDIDO, L. A.; SILVA, C. R. **Terra Feições Ilustradas**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2003.

SUMMERFILELD, M.A. **Global Geomorphology**. New York: J. Wiley, 537p. , 1991.

THORNBURY, W.D. **Princípios de Geomorfologia**. Buenos Aires: Kapelusz, 1960.

TRINDADE, I.V; MARTINS SÁ, J; MACEDO, M.H.F. Comportamento de elementos químicos em rochas mineralizadas em ouro na Faixa Seridó, Província Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, v.38, n.2, pp.303-318, 2008.

VAUCHES, A., NEVES, S., CABY, R., CORSINI, M., EGYDIO-SILVA, M., ARTHAUD, M., AMARO, V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.8, 1995.

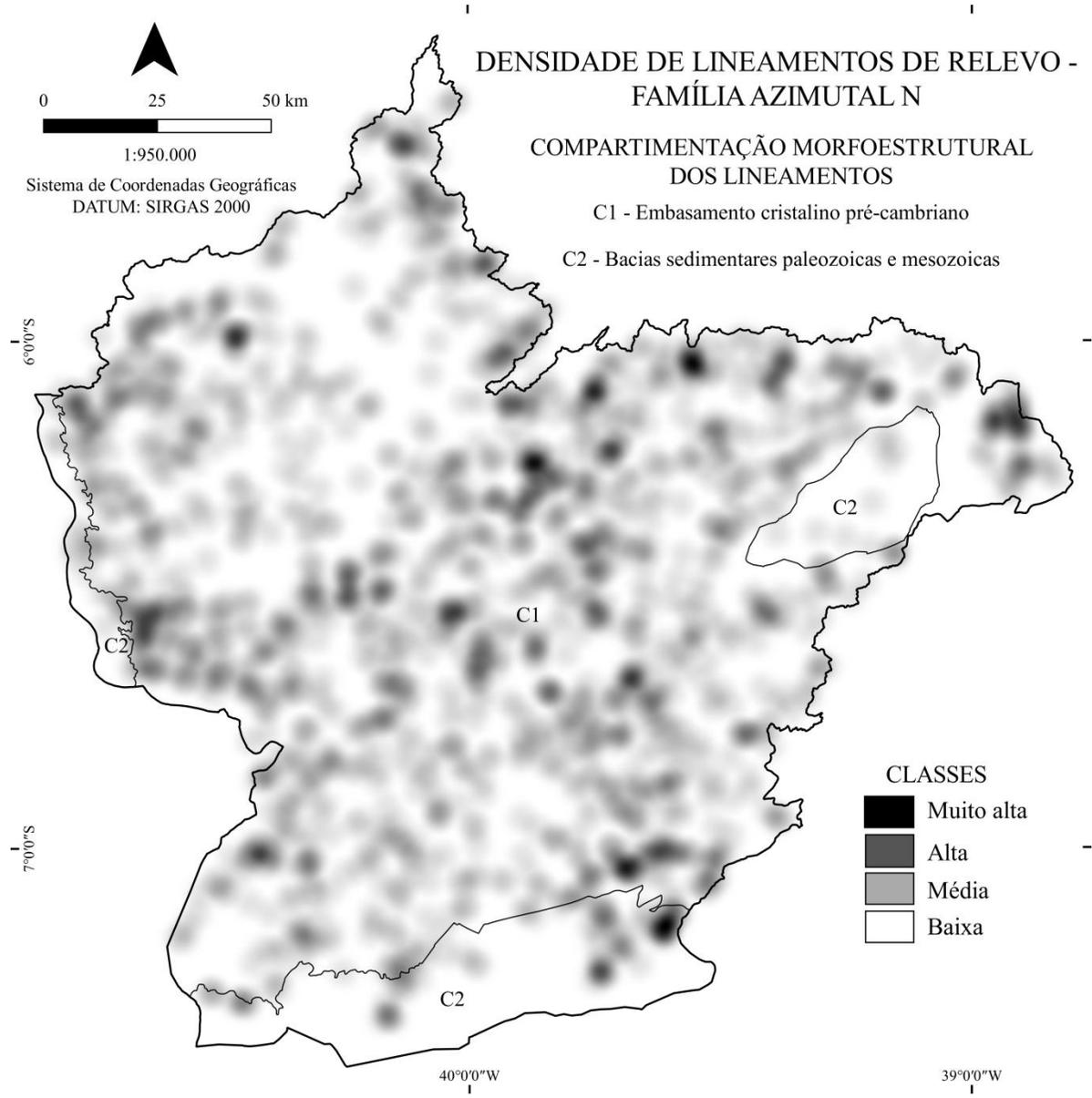
VAZ, P.T.; RESENDE, N.G.A.M.; WANDERLEY FILHO, J.R.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. **B. Geoci. Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.

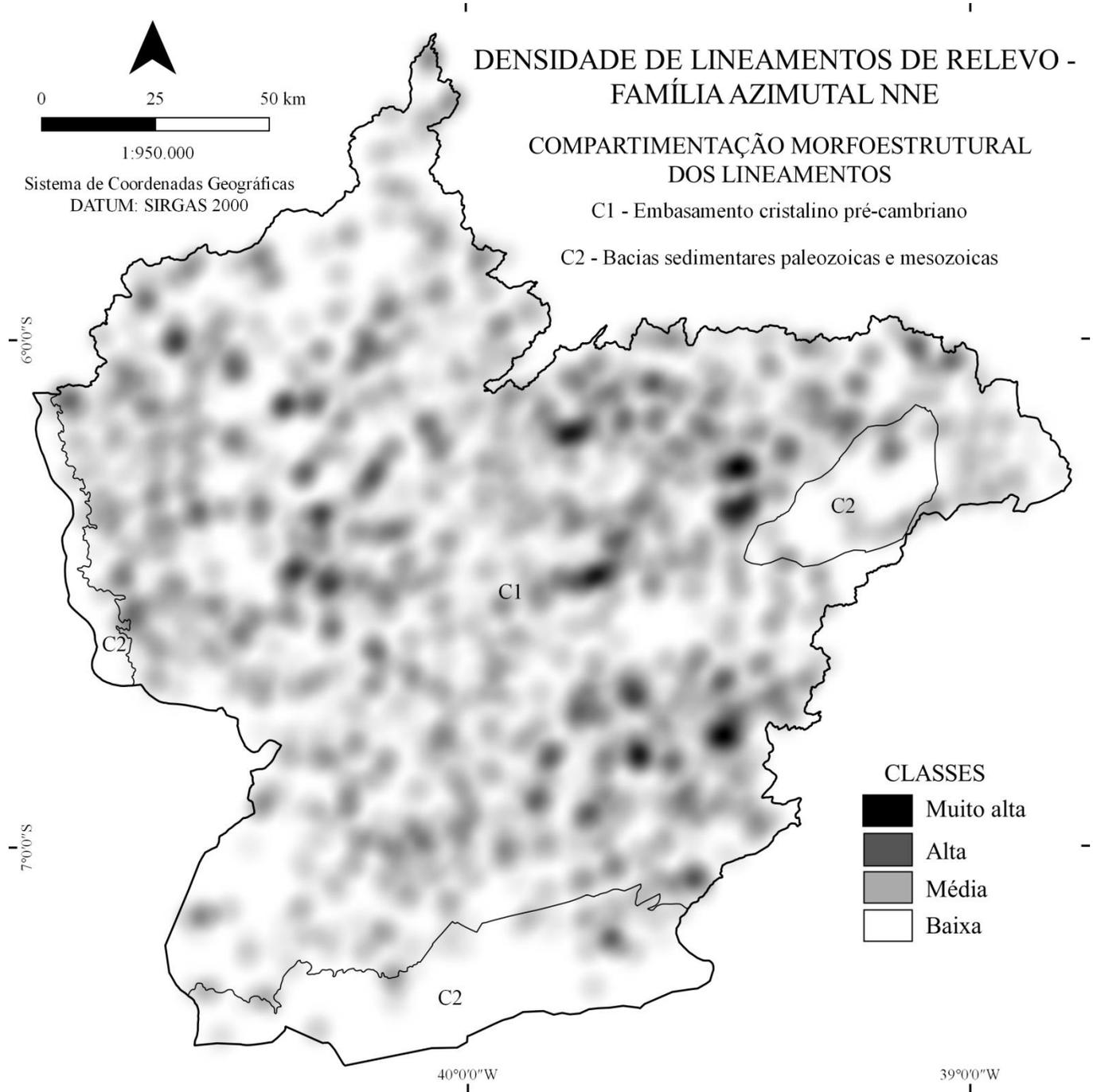
VENEZIANI, P. **Análise de movimentos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço Meridional (MG): uma correlação com processos evolutivos**. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.

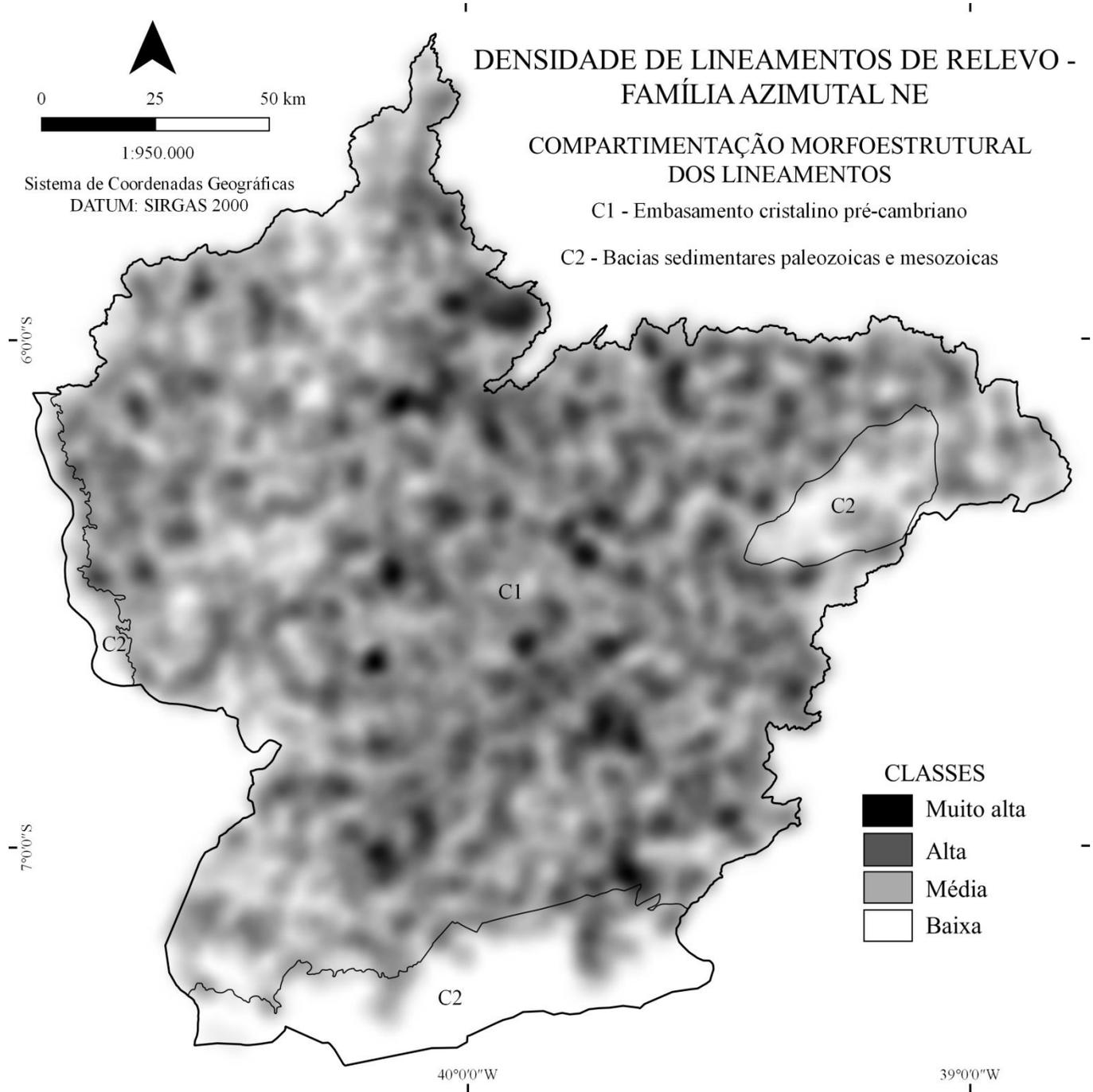
VITTE, A. C. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. **Revista do Departamento de Geografia da USP**, São Paulo, n. 16, p. 105-118, 2005.

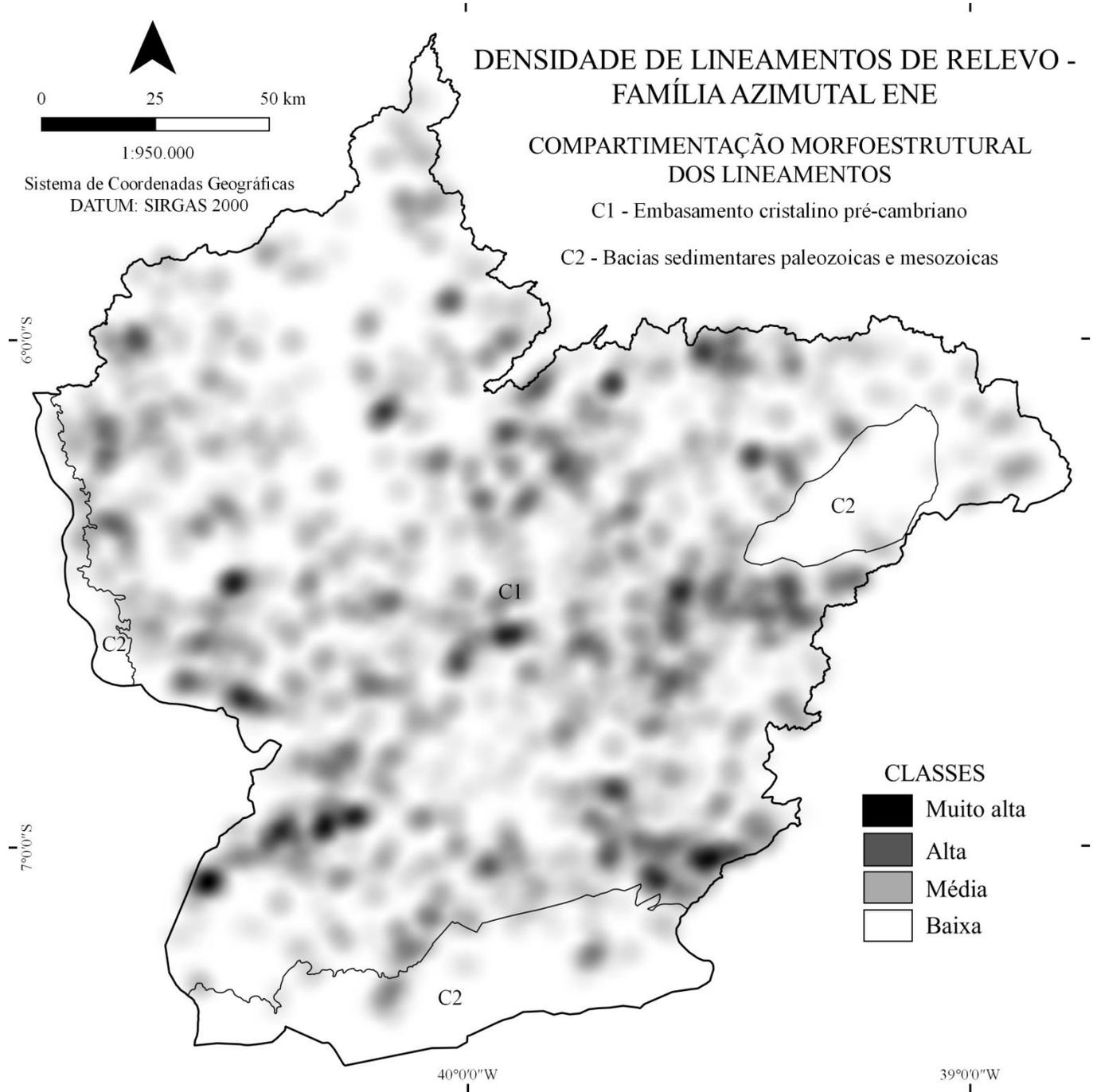
ZANELLA, M. E. **As características climáticas e os recursos hídricos do Ceará**. In: SILVA, J. B.; CAVALCANTE, T. C.; DANTAS, W. C. (Orgs.). Ceará: um novo olhar geográfico. 2. ed. Fortaleza: Edições Demócrito Rocha, 2007.

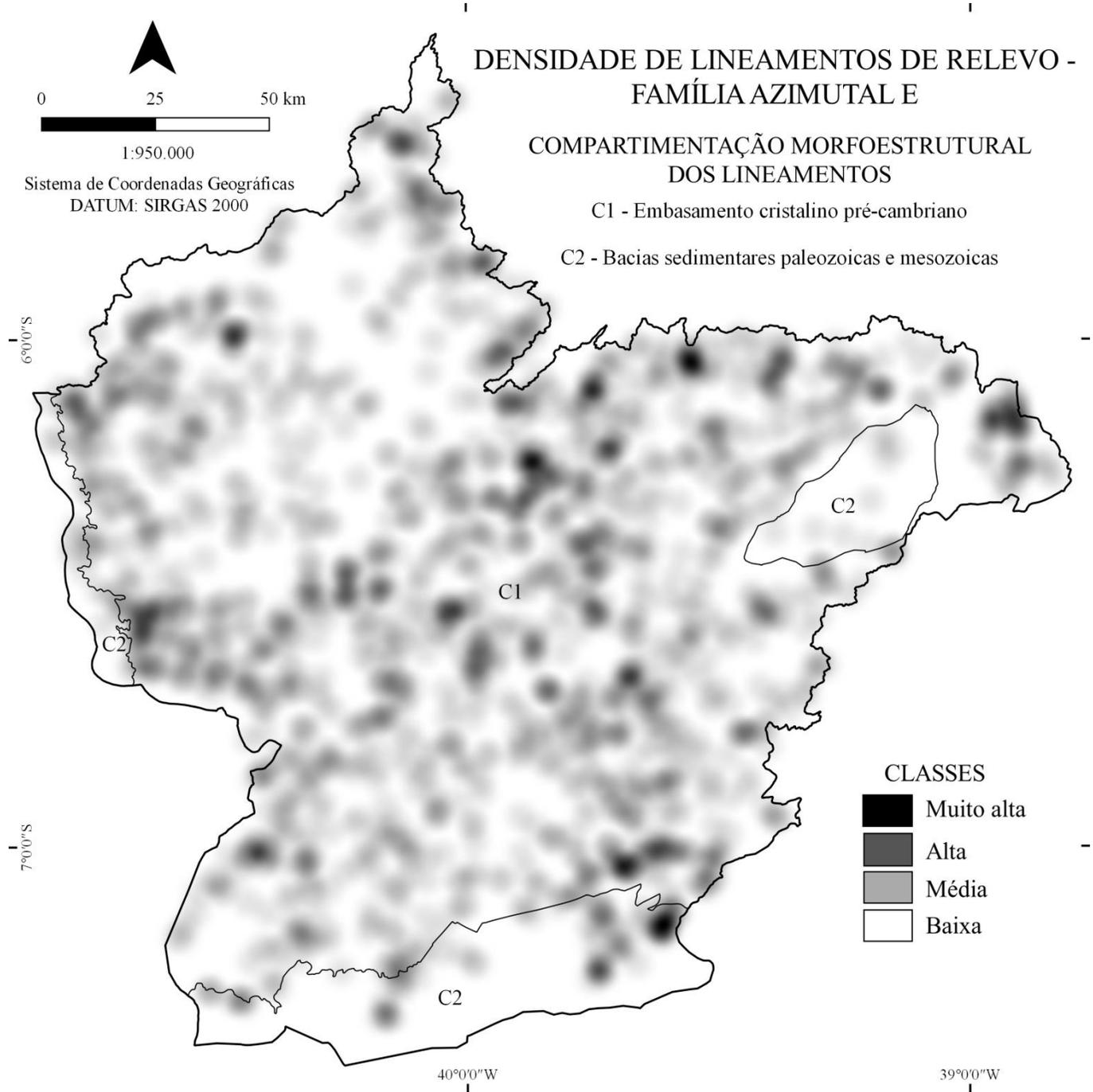
**APÊNDICE A – DISTRIBUIÇÃO DA DENSIDADE DE LINEAMENTOS POR FAMÍLIAS AZIMUTAIS PARA A SUB-BACIA DO ALTO CURSO DO RIO JAGUARIBE-CE**

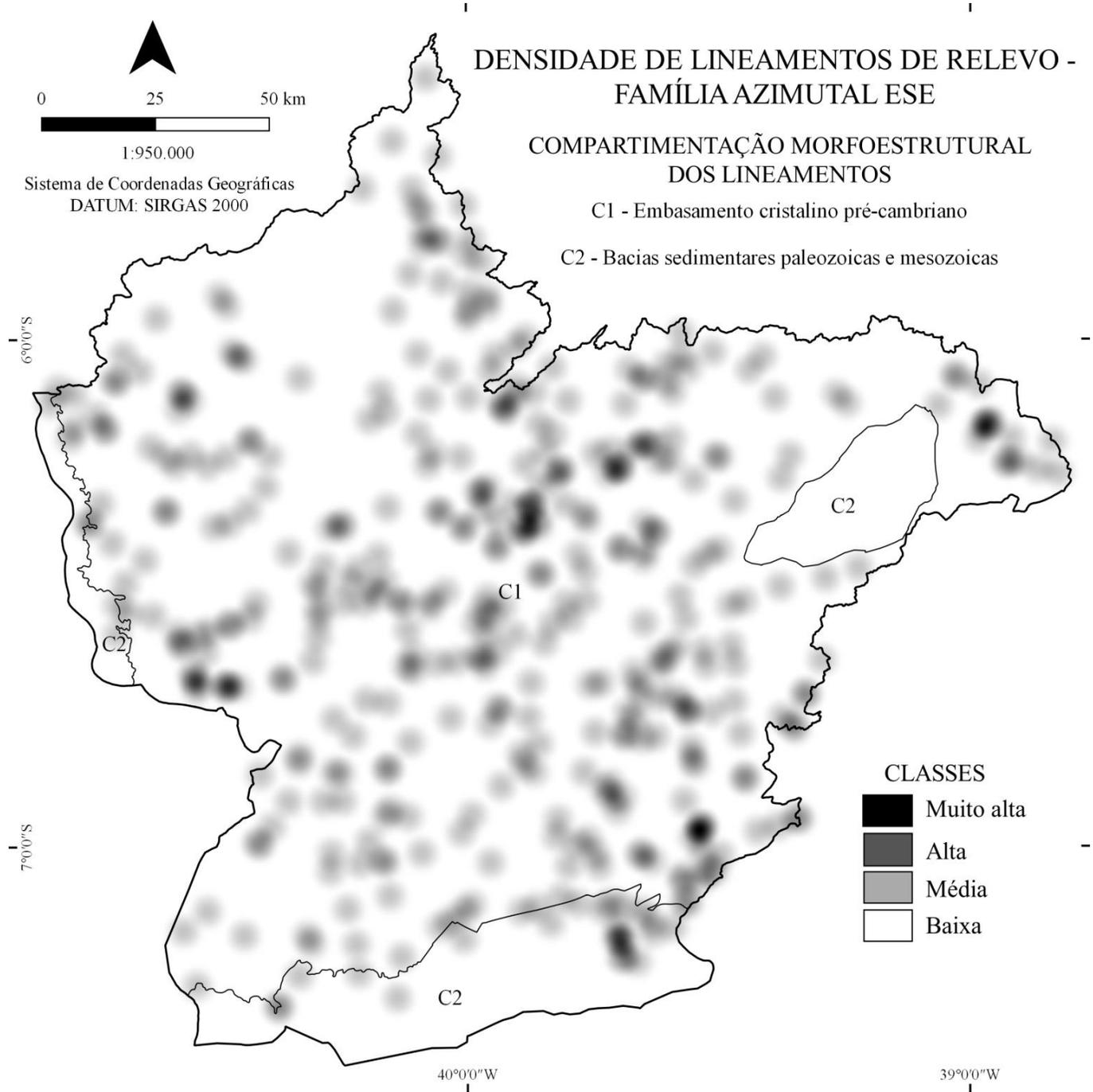


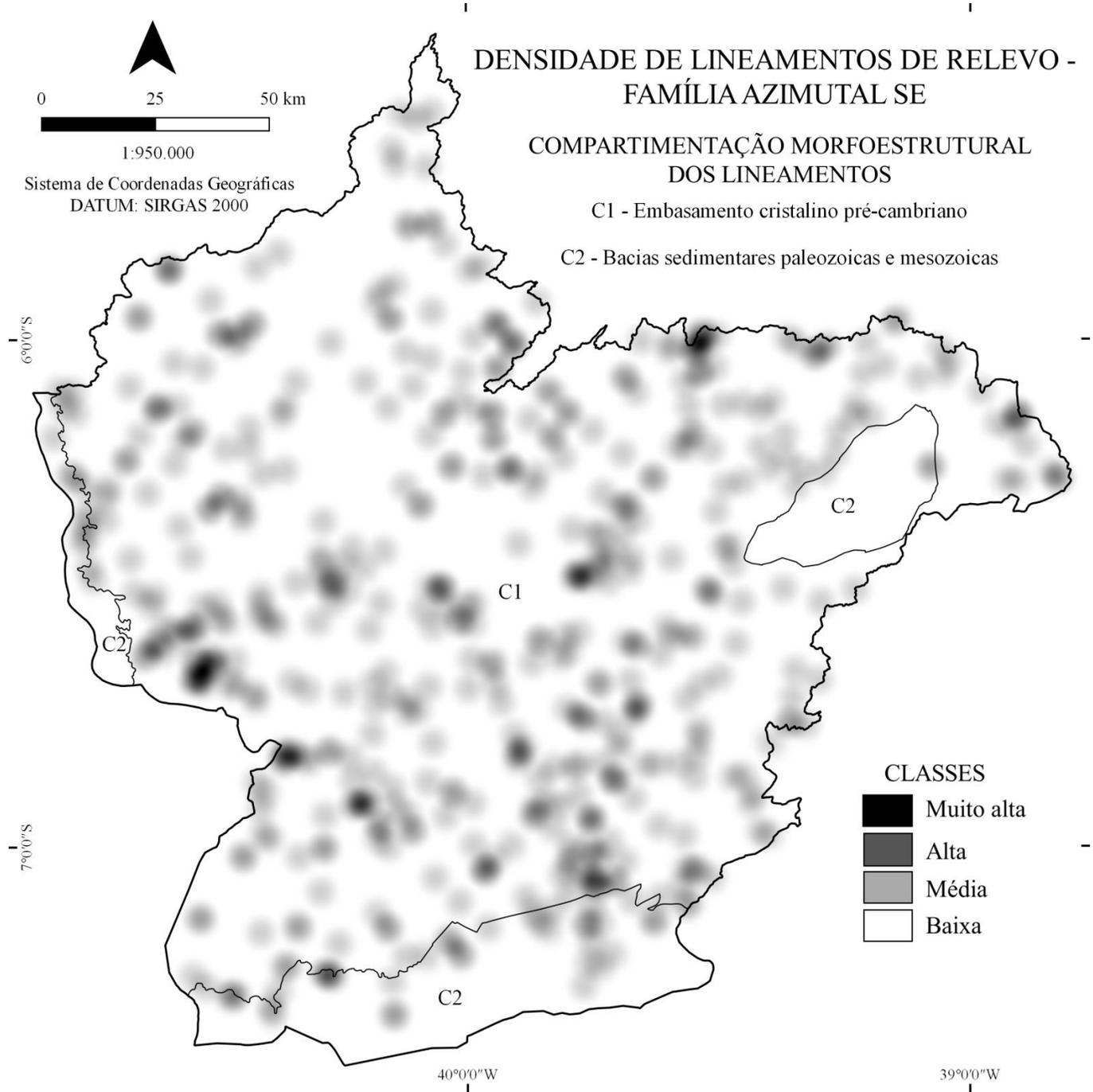


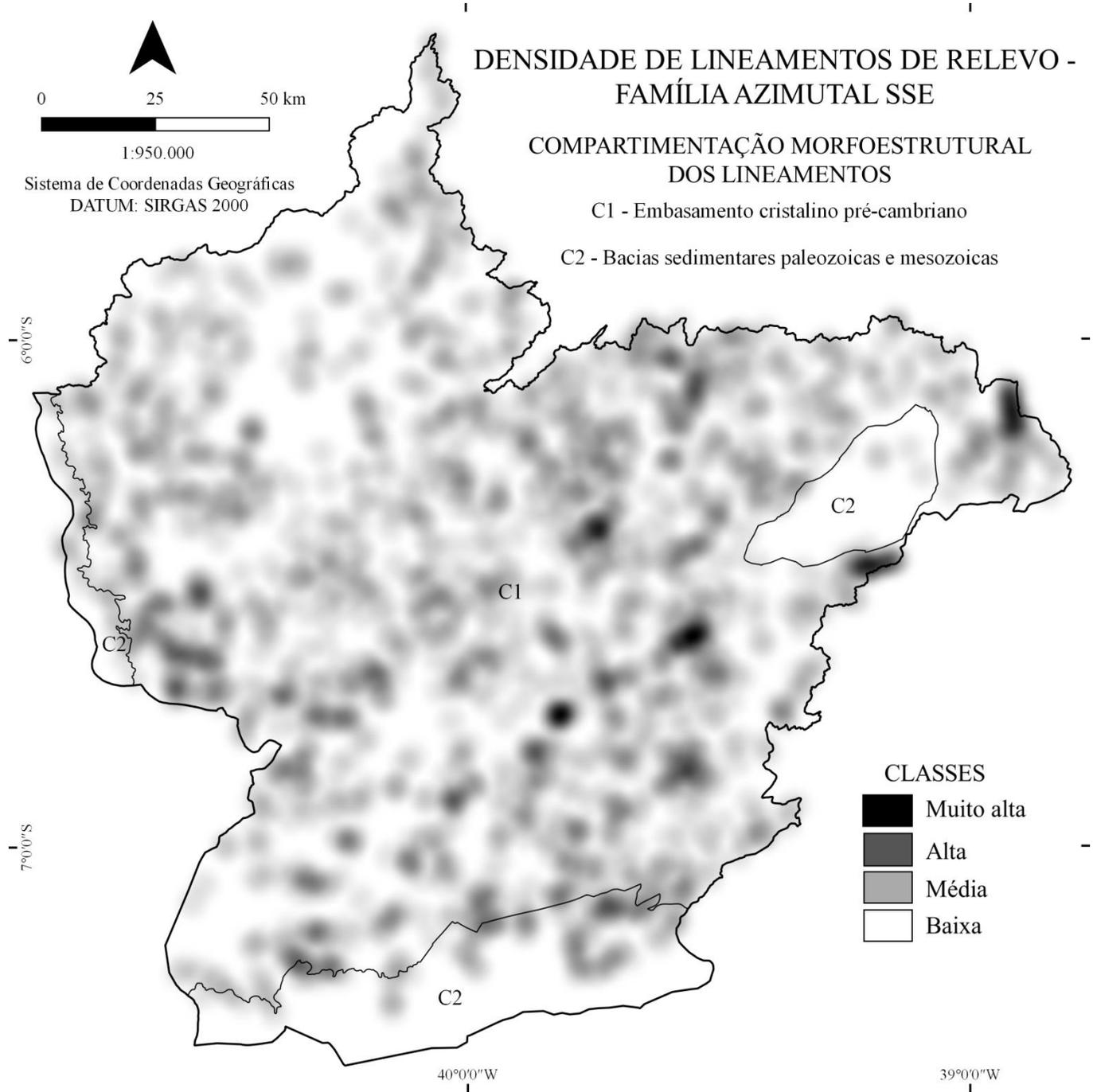


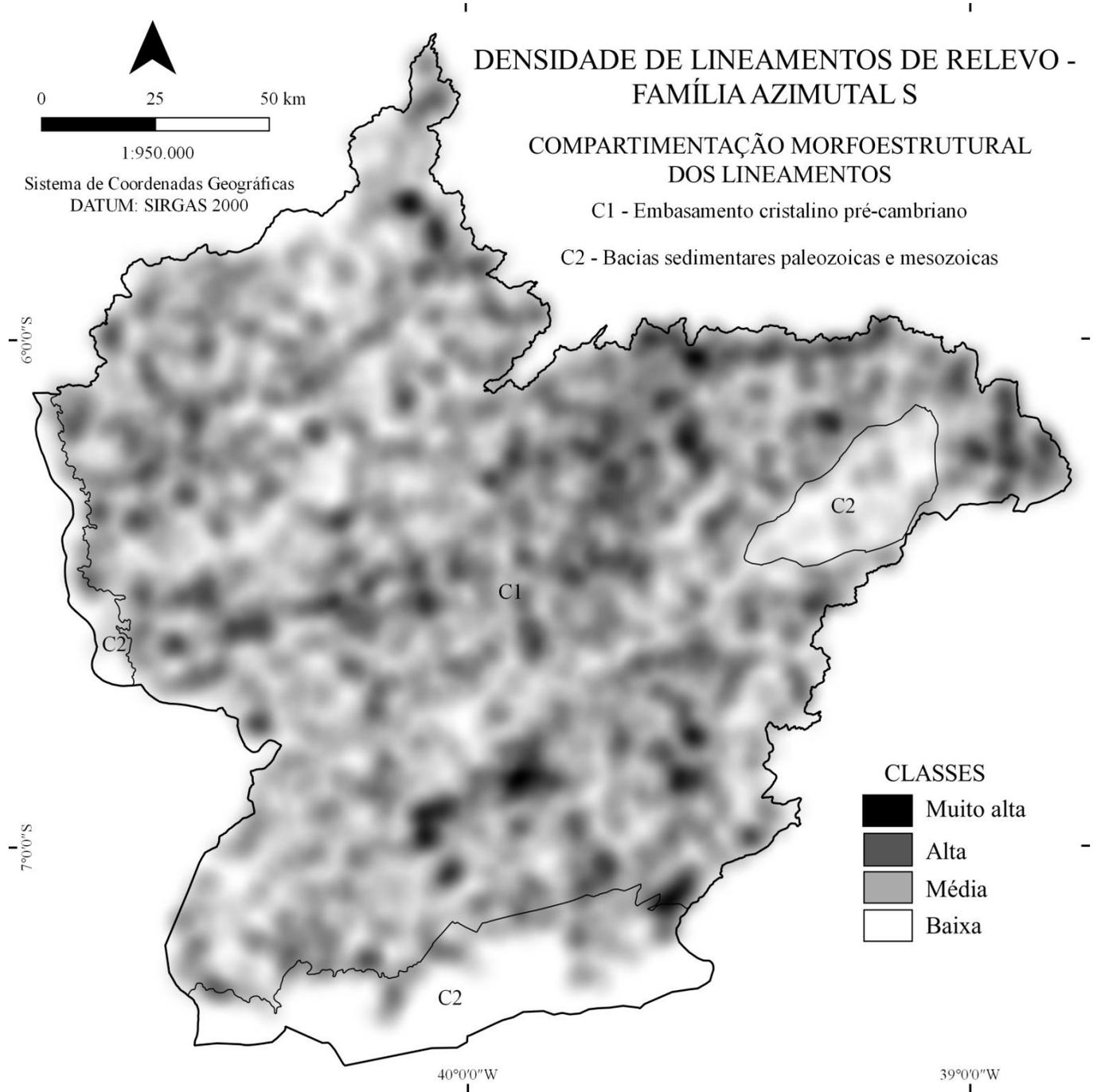


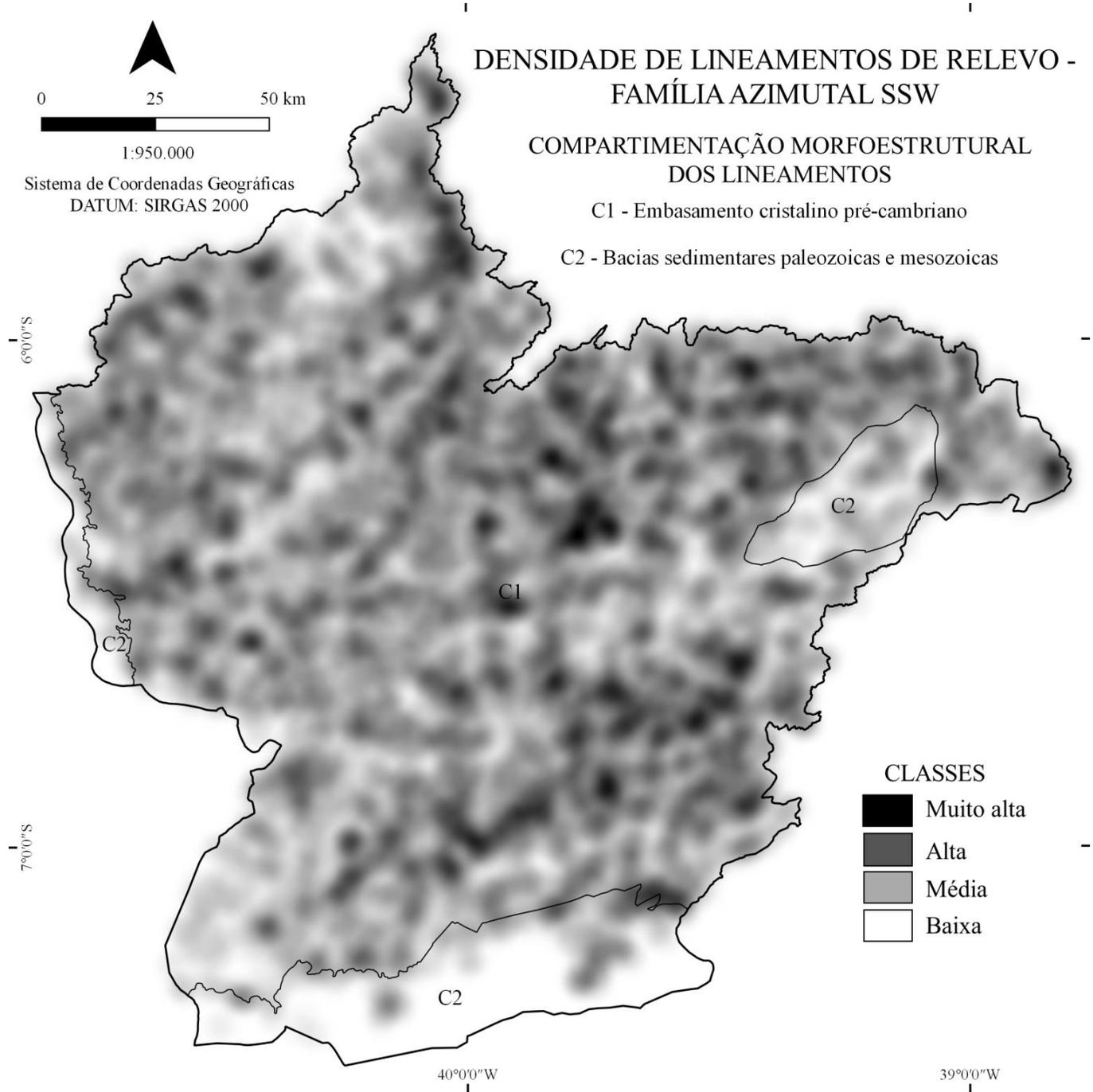


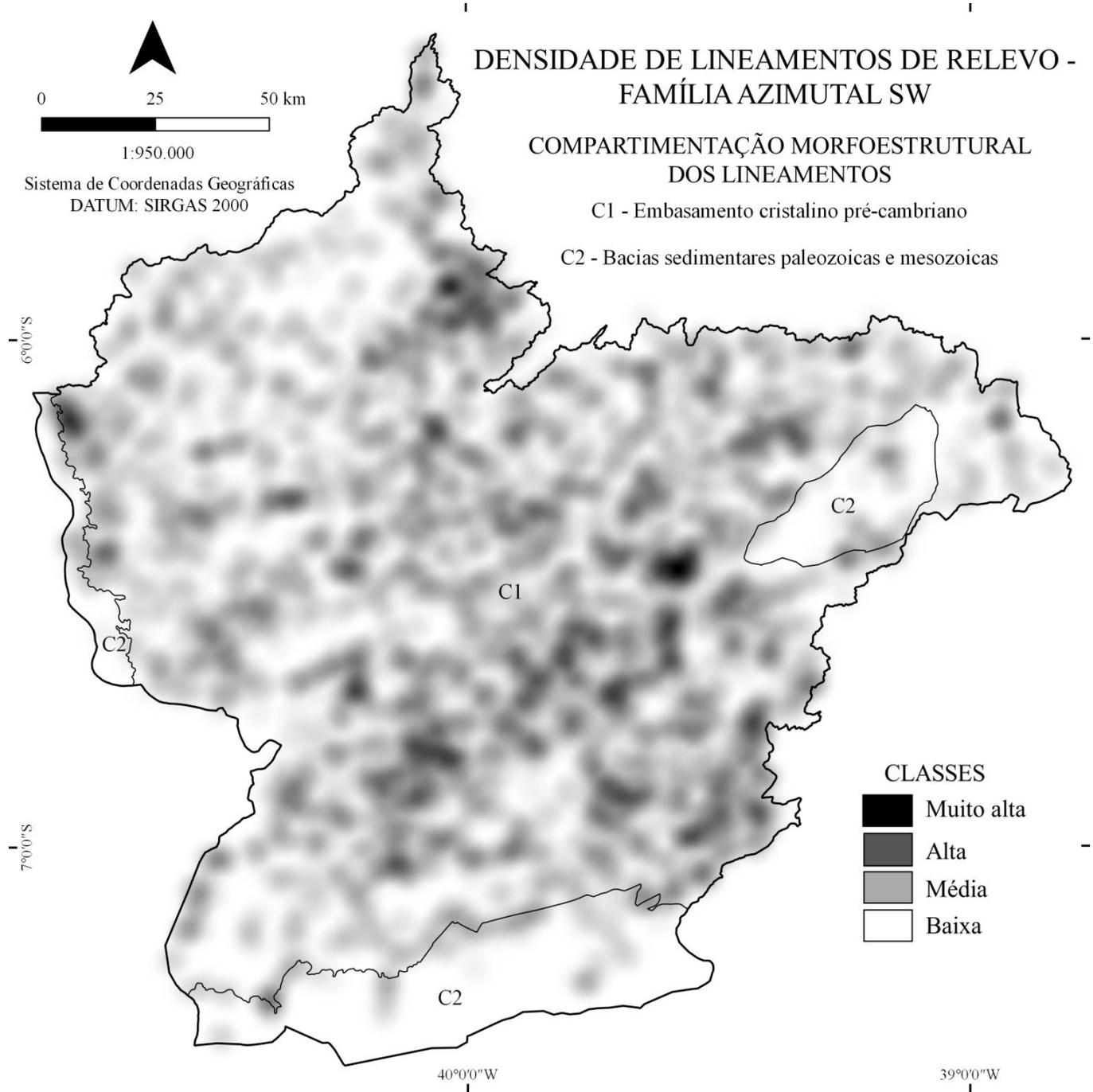


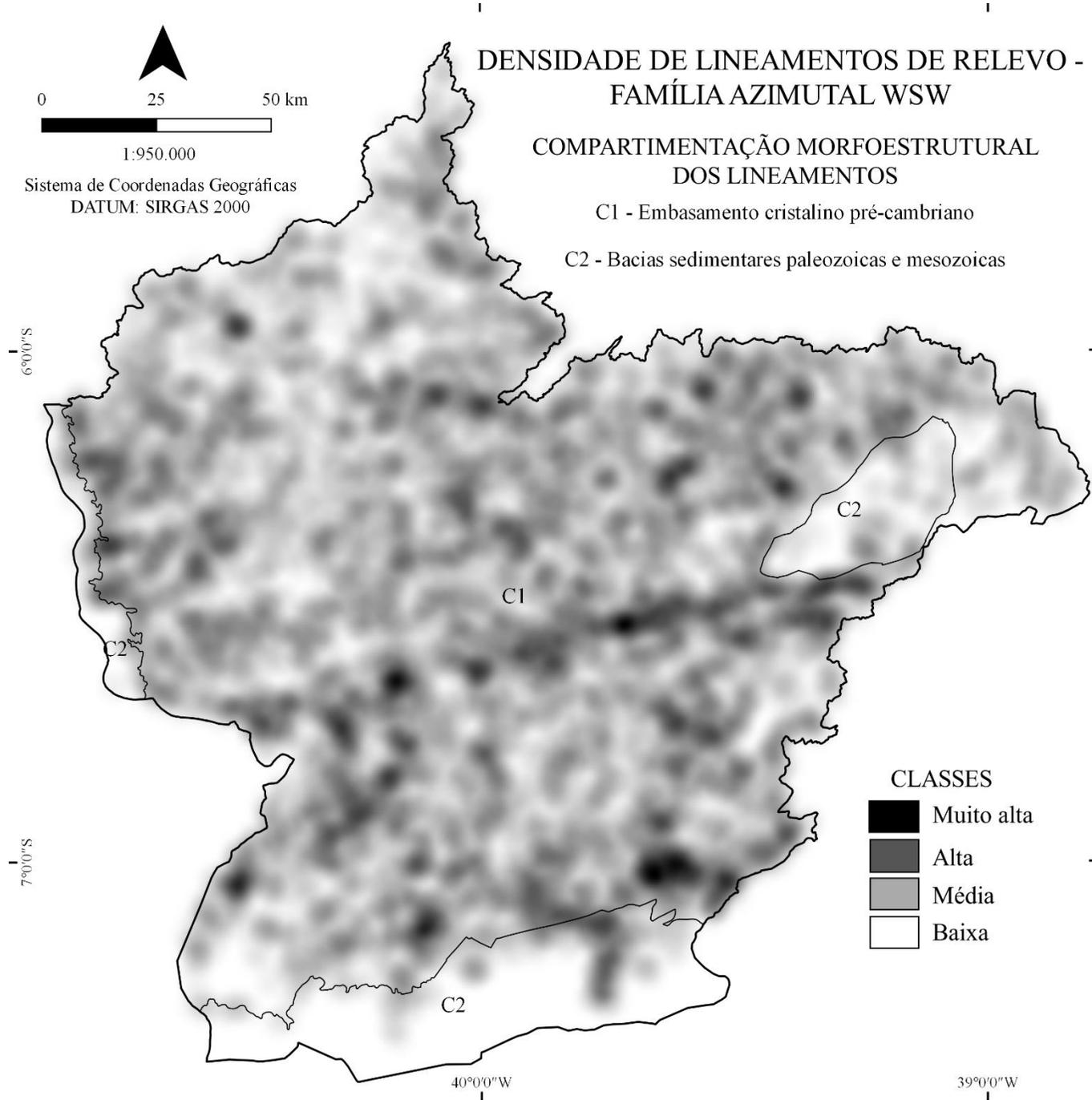


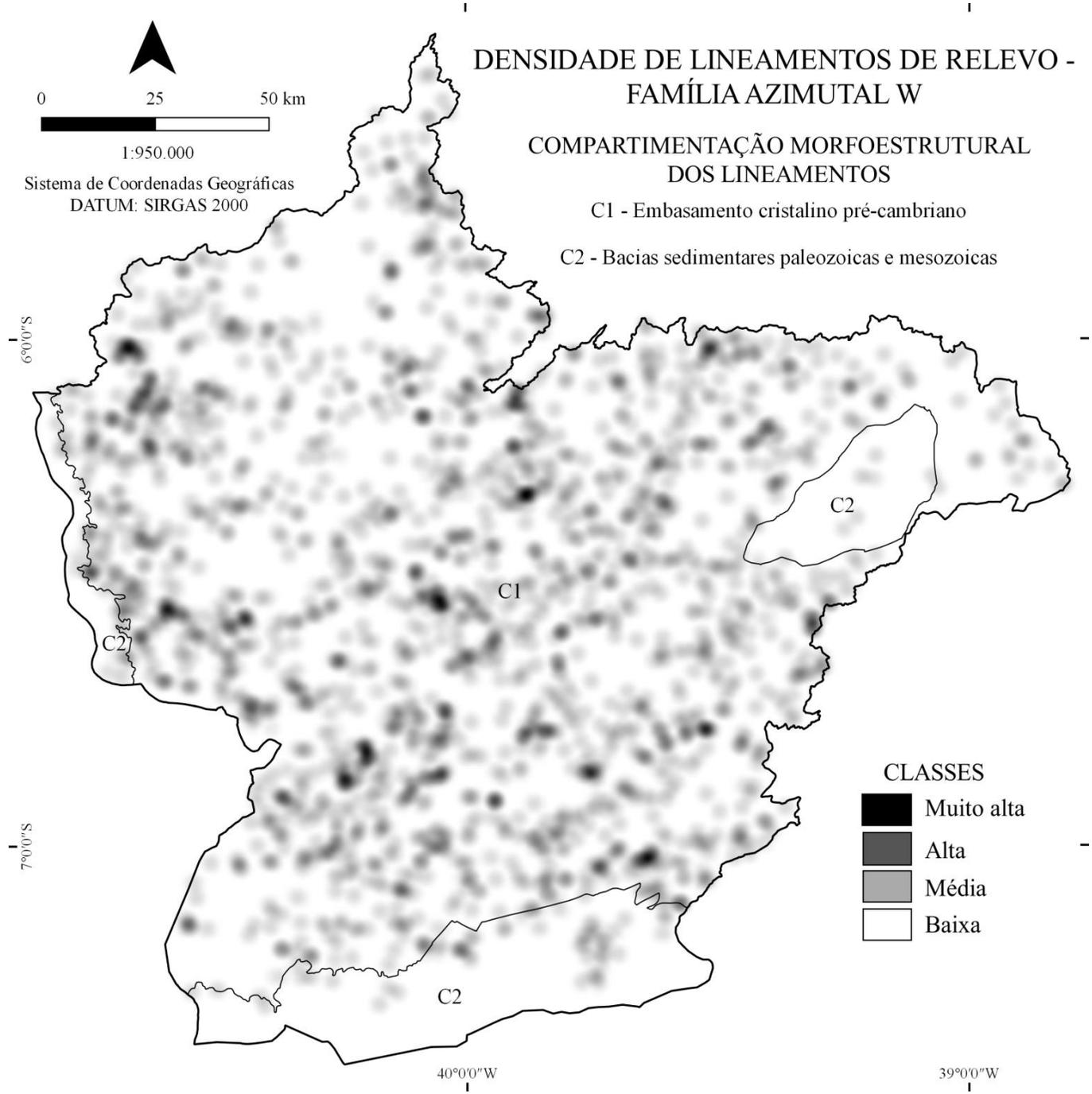


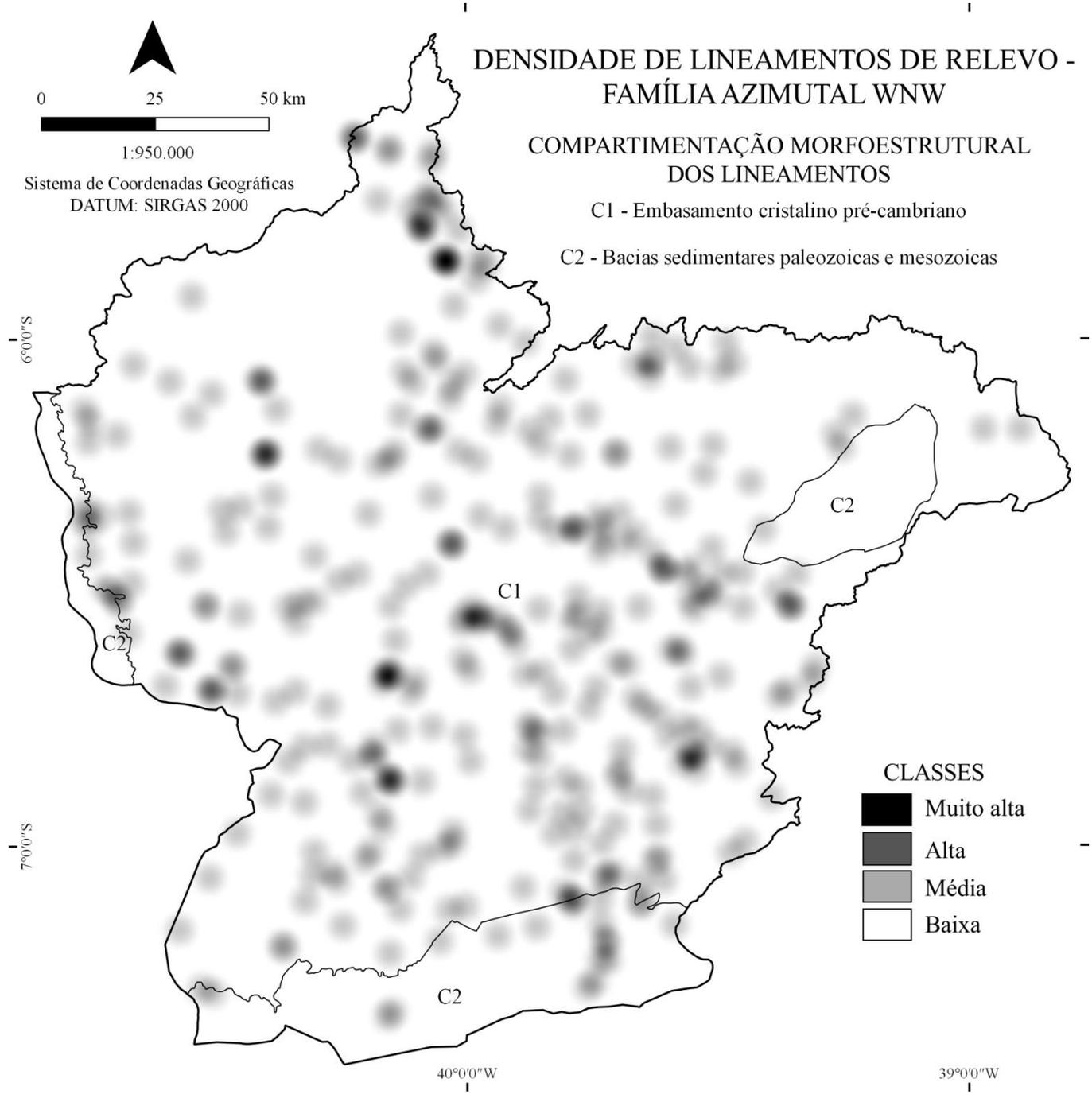


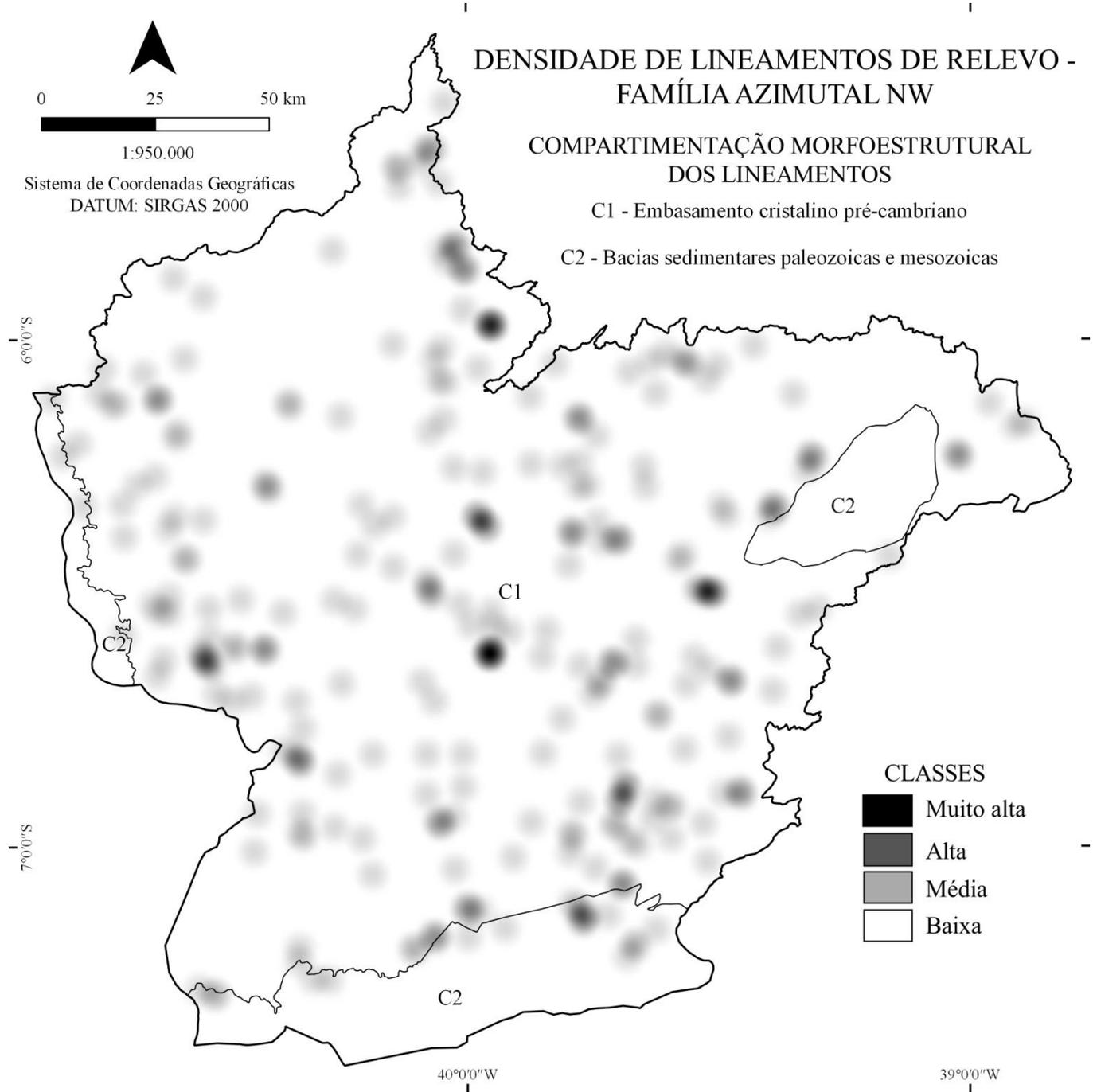


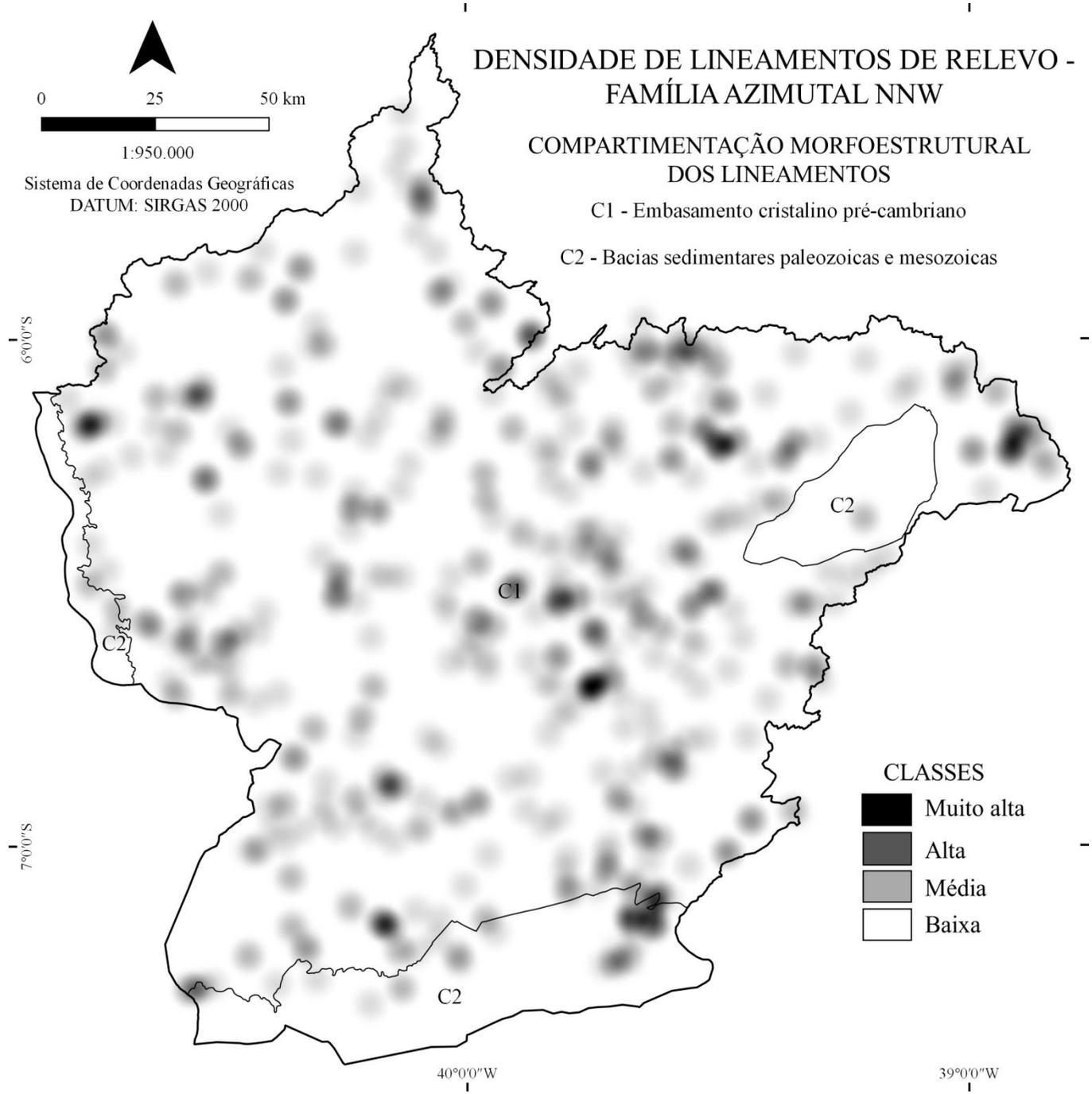












**APÊNDICE B - VALORES PARA O ÍNDICE RELAÇÃO DECLIVIDADE-EXTENSÃO (RDE) NA SUB-BACIA DO ALTO CURSO DO RIO JAGUARIBE-CE**

**CANAL PRINCIPAL (8ª ORDEM)**

<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>Δl</b>	<b>In(Δl)</b>	<b>RDE TTL</b>					
360	210	150	195	5,273	28,4468					
	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>Δl</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	360	330	30	30	30	30	28,447	1,054592751	Gradiente ideal	Ortognaisses, migmatitos e metamáficas
Trecho 2	330	300	30	31	61	59,032258	28,447	2,075166382	2ª ordem	Paragnaisses, micaxistos ,quartzitos e metacalcários
Trecho 3	300	270	30	23	84	109,56522	28,447	3,851556136	2ª ordem	Granito e granodiorito
Trecho 4	270	240	30	32	116	108,75	28,447	3,822898724	2ª ordem	Micaxistos, metamagmatitos e quartzitos
Trecho 5	240	210	30	79	195	74,050633	28,447	2,60310869	2ª ordem	Argilas, areias argilosas e cascalhos

**AFLUENTES DE 7ª ORDEM**

	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>Δl</b>	<b>In(Δl)</b>	<b>RDE TTL</b>					
<b>AFLUENTE 1</b>	330	240	90	70,8692	4,26084	21,12261267					
<b>AFLUENTE 2</b>	330	300	30	24,537	3,20018	9,374468681					
<b>AFLUENTE 1</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>Δl</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>	
Trecho 1	330	300	30	4,42009	4,42009	30	21,1226	1,4202797	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos	
Trecho 2	300	270	30	29,8599	34,28	34,44082867	21,1226	1,630520328	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos	
Trecho 3	270	300	30	0,05775	0,03434	17,83686198	21,1226	0,844444433	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos	
Trecho 4	300	270	30	0,16916	0,03451	6,119655949	21,1226	0,289720771	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos	
Trecho 5	270	240	30	27,9091	62,416	67,09209971	21,1226	3,176318243	2ª ordem	Argilas, areias argilosas e cascalhos	
Trecho 6	240	230	10	8,45324	70,8692	83,83675892	21,1226	3,969054895	2ª ordem	Augenortognaisses graníticos	
<b>AFLUENTE 2</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>Δl</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>	

Trecho 1	300	330	-30	6,61118	6,61118	30	9,374	3,20034137	2ª ordem	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 2	330	330	0	17,9258	24,537	0	9,374	0	Gradiente ideal	Micaxistos, metamagmatitos e quartzitos

#### AFLUENTES DE 6ª ORDEM

	H1	H2	ΔH	ΔI	In(ΔI)	RDE TTL
<b>AFLUENTE 3</b>	570	330	240	74,645691	4,312753	55,6489118
<b>AFLUENTE 4</b>	540	330	210	73,752137	4,30071	48,8291471
<b>AFLUENTE 5</b>	300	210	90	67,391285	4,210516	21,3750539
<b>AFLUENTE 6</b>	450	390	60	56,69158	4,037626	14,8602185
<b>AFLUENTE 7</b>	300	240	60	36,78193	3,605007	16,6435197
<b>AFLUENTE 8</b>	450	340	110	32,581531	3,483746	31,5752104
<b>AFLUENTE 9</b>	390	330	60	30,71998	3,424913	17,5186919
<b>AFLUENTE 10</b>	460	330	130	24,69406	3,206563	40,5418546

<b>AFLUENTE 3</b>	H1	H2	ΔH	ΔI	L	RDE TRC	RDE TTL	RDE TRC/ RDE TTL	CLASSE	LITOLOGIA
Trecho 1	570	540	30	0,877487	0,877487	30	55,648912	0,5390941	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 2	540	570	-30	0,061855	0,939342	455,585806	55,648912	8,186787326	2ª ordem	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 3	570	540	30	1	1,939342	72,4763687	55,648912	1,302386091	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 4	540	510	30	14,9912	16,93054	33,8809608	55,648912	0,608834203	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 5	510	540	-30	8,72484	25,65538	88,2149655	55,648912	1,585205582	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos

Trecho 6	540	510	30	0,065142	0,257205	118,451322	55,648912	2,128546956	2ª ordem	Metassedimentos e metabasaltos-metandesitos
Trecho 7	510	480	30	0,134075	0,258546	57,8510513	55,648912	1,039572014	Gradiente ideal	Metassedimentos e metabasaltos-metandesitos
Trecho 8	480	450	30	4,1319	29,9865	217,719444	55,648912	3,912375587	2ª ordem	Metassedimentos e metabasaltos-metandesitos
Trecho 9	450	420	30	4,35515	34,34165	236,558895	55,648912	4,250916813	2ª ordem	Metassedimentos e metabasaltos-metandesitos
Trecho 10	420	450	-30	0,258799	0,346004	40,108866	55,648912	0,720748433	Gradiente ideal	Metassedimentos e metabasaltos-metandesitos
Trecho 11	450	420	30	0,335318	0,349358	31,2560906	55,648912	0,561665802	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 12	420	390	30	4,9101	39,84587	243,452471	55,648912	4,374793032	2ª ordem	Metassedimentos e metabasaltos-metandesitos
Trecho 13	390	420	-30	0,422109	0,40268	28,6191304	55,648912	0,514280144	Gradiente ideal	Metassedimentos e metabasaltos-metandesitos
Trecho 14	420	390	30	0,405108	0,406731	30,1201776	55,648912	0,541253667	Gradiente ideal	Metassedimentos e metabasaltos-metandesitos
Trecho 15	390	360	30	4,19224	44,86532	321,059789	55,648912	5,769381267	2ª ordem	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 16	360	330	30	24,5324	69,39772	84,8645746	55,648912	1,524999715	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 17	330	330	0	5,44522	74,84294	0	55,648912	0	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos

<b>AFLUENTE 4</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	540	510	30	4,71388	4,71388	30	48,829147	0,614387139	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 2	510	540	-30	0,182296	0,048962	8,05751525	48,829147	0,165014458	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 3	540	510	30	1,18164	6,077816	154,306286	48,829147	3,160126588	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 4	510	540	-30	0,369121	0,064469	5,23969403	48,829147	0,107306687	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 5	540	510	30	1,07963	7,526567	209,142956	48,829147	4,283158085	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 6	510	480	30	17,5719	25,09847	42,8498916	48,829147	0,87754741	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 7	480	450	30	12,5217	37,62017	90,1319318	48,829147	1,845863322	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 8	450	420	30	17,0368	54,65697	96,2451288	48,829147	1,971058976	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 9	420	390	30	7,9223	62,57927	236,97386	48,829147	4,853123057	2ª ordem	Micaxistos, metamagmatitos e quartzitos
Trecho 10	390	360	30	1,33174	63,91101	1439,71812	48,829147	29,48480989	1ª ordem	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 11	360	330	30	7,70773	71,61874	278,7542	48,829147	5,708766512	2ª ordem	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 12	330	330	0	2,1334	73,75214	0	48,829147	0	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
<b>AFLUENTE 5</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	300	270	30	18,7754	18,7754	30	21,375054	1,403505236	Gradiente ideal	Paragnaisses e ortognaisses graníticos
Trecho 2	270	300	30	1,0357	19,8111	573,846674	21,375054	26,84656037	1ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 3	300	270	30	0,297695	0,201088	20,2644989	21,375054	0,948044343	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 4	270	240	30	23,0458	43,1546	56,1767372	21,375054	2,628144826	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos

Trecho 5	240	210	30	18,5846	61,7392	99,6618625	21,375054	4,662531528	2ª ordem	Ortognaisses e migmatitos
Trecho 6	210	210	0	5,65209	67,39129	0	21,375054	0	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos
<b>AFLUENTE 6</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	450	420	30	7,4999	7,4999	30	14,860218	2,018812849	2ª ordem	Sequência plutono-vulcanossedimentar
Trecho 2	420	390	30	24,8283	32,3282	39,0621186	14,860218	2,628636901	2ª ordem	Granitóides cinzentos
Trecho 3	390	390	0	24,36338	56,69158	0	14,860218	0	Gradiente ideal	Diorito, granodiorito e granito
<b>AFLUENTE 7</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	300	270	30	6,14165	6,14165	30	16,64352	1,802503346	Gradiente ideal	Gnaisses, metacalcários e micaxistos
Trecho 2	270	240	30	26,2769	32,41855	37,0118431	16,64352	2,223799034	2ª ordem	Metacalcários
Trecho 3	240	240	0	4,36338	36,78191	0	16,64352	0	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos
<b>AFLUENTE 8</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	450	420	30	1,58568	1,58568	30	31,57521	0,950112435	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 2	420	390	30	1,674407	3,260087	58,4102969	31,57521	1,849878313	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 3	390	360	30	0,851194	0,041113	1,44900493	31,57521	0,045890587	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 4	360	330	30	6,90535	11,01663	47,8612858	31,57521	1,51578676	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 5	330	330	0	21,5649	32,58153	0	31,57521	0	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
<b>AFLUENTE 9</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	390	360	30	13,3342	13,3342	30	17,518692	1,712456629	Gradiente ideal	Conglomerados, arcóseos e arenitos
Trecho 2	360	330	30	15,4961	28,8303	55,8146243	17,518692	3,186004113	2ª ordem	Paragnaisses, micaxistos, quartzitos e metacalcários

Trecho 3	330	330	0	1,88968	30,71998	0	17,518692	0	Gradiente ideal	Paragnaisse, micaxistos, quartzitos e metacalcários
----------	-----	-----	---	---------	----------	---	-----------	---	-----------------	---

<b>AFLUENTE 10</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	460	330	130	9,64406	9,64406	130	40,541855	3,206562729	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 2	330	330	0	15,05	24,6906	0	40,541855	0	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos

#### AFLUENTES DE 5ª ORDEM

	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>In(ΔI)</b>	<b>RDE TTL</b>
<b>AFLUENTE 11</b>	510	300	210	80,035126	4,382465613	47,91823109
<b>AFLUENTE 12</b>	510	390	120	76,5347093	4,337744354	27,66414758
<b>AFLUENTE 13</b>	510	480	30	54,157683	3,991899847	7,515218605
<b>AFLUENTE 14</b>	330	240	90	47,6879604	3,864678964	23,28783344
<b>AFLUENTE 15</b>	630	450	180	45,659203	3,821205186	47,10555734
<b>AFLUENTE 16</b>	480	420	60	43,9071	3,782076038	15,86430294
<b>AFLUENTE 17</b>	690	570	120	43,64842	3,776167085	31,77825486
<b>AFLUENTE 18</b>	420	330	90	39,50226	3,676357885	24,48075046
<b>AFLUENTE 19</b>	420	270	150	36,3276732	3,592579798	41,75272602
<b>AFLUENTE 20</b>	450	390	60	32,15447	3,470551477	17,2883187
<b>AFLUENTE 21</b>	390	300	90	31,857677	3,461278389	26,00195358
<b>AFLUENTE 22</b>	450	390	60	31,512675	3,450389846	17,38933937
<b>AFLUENTE 23</b>	480	390	90	24,38721	3,194058815	28,17731458
<b>AFLUENTE 24</b>	600	450	150	27,344981	3,308533002	45,33731412
<b>AFLUENTE 25</b>	360	330	30	25,47485	3,237691691	9,265860639
<b>AFLUENTE 26</b>	270	210	60	23,63909	3,162901698	18,96992247
<b>AFLUENTE 27</b>	540	330	210	24,819125	3,211614525	65,38767288

<b>AFLUENTE 11</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
--------------------	-----------	-----------	-----------	-----------	----------	----------------	----------------	-----------------------------	---------------	------------------

Trecho 1	510	480	30	1,2154	1,2154	30	47,91823109	0,626066516	Gradiente ideal	Margas, folhelhos e gipsita
Trecho 2	480	450	30	11,8927	13,1081	33,06591438	47,91823109	0,690048727	Gradiente ideal	Margas, folhelhos e gipsita
Trecho 3	450	420	30	14,4633	27,5714	57,18902325	47,91823109	1,193471085	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos
Trecho 4	420	450	-30	0,3475	0,279189	24,10264748	47,91823109	0,502995351	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 5	450	420	30	0,594766	0,2851367	14,38229657	47,91823109	0,300142477	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 6	420	390	30	4,09991	32,613576	238,6411604	47,91823109	4,980174664	2ª ordem	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 7	390	360	30	6,16642	38,779996	188,6669867	47,91823109	3,937269436	2ª ordem	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 8	360	330	30	9,79303	48,573026	148,7987661	47,91823109	3,105264169	2ª ordem	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 9	330	300	30	17,5252	66,098226	113,148311	47,91823109	2,361278963	2ª ordem	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 10	300	300	0	13,9369	80,035126	0	47,91823109	0	Gradiente ideal	Micaxistos, metabásicas e quartzitos

<b>AFLUENTE 12</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>Δl</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
--------------------	-----------	-----------	-----------	-----------	----------	----------------	----------------	-----------------------------	---------------	------------------

Trecho 1	510	480	30	0,7222283	0,7222283	30	27,66414758	1,084436089	Gradiente ideal	Conglomerados, arcóseos e arenitos
Trecho 2	480	450	30	9,4326	10,1548283	32,29701768	27,66414758	1,167468384	Gradiente ideal	Conglomerados, arcóseos e arenitos
Trecho 3	450	420	30	20,9492	31,1040283	44,54207554	27,66414758	1,610101139	Gradiente ideal	Conglomerados, siltitos e folhelhos
Trecho 4	420	390	30	29,5817	60,6857283	61,54385478	27,66414758	2,224679239	2ª ordem	Ardósias, folhelhos, argilitos e siltitos
Trecho 5	390	420	30	1,03277	61,7184983	1792,804738	27,66414758	64,80607191	1ª ordem	Ardósias, folhelhos, argilitos e siltitos
Trecho 6	420	390	30	0,689111	0,6240761	27,16874785	27,66414758	0,982092355	Gradiente ideal	Ardósias, folhelhos, argilitos e siltitos
Trecho 7	390	390	0	14,1271	76,5347093	0	27,66414758	0	Gradiente ideal	Ardósias, folhelhos, argilitos e siltitos
<b>AFLUENTE 13</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	510	480	30	2,33434	2,33434	30	7,515218605	3,991899847	2ª ordem	Ortognaisses, migmatitos e metamáficas
Trecho 2	480	450	30	15,217	17,55134	34,60210291	7,515218605	4,604270977	2ª ordem	Ortognaisses, migmatitos e metamáficas
Trecho 3	450	420	30	16,1176	33,66894	62,66864794	7,515218605	8,338898871	2ª ordem	Ortognaisses, migmatitos e metamáficas
Trecho 4	420	450	-30	0,544915	0,34213855	18,83625244	7,515218605	2,506414442	2ª ordem	Sequência plutono-vulcanossedimentar
Trecho 5	450	420	30	0,705228	0,34919083	14,85438029	7,515218605	1,97657328	2ª ordem	Sequência plutono-vulcanossedimentar
Trecho 6	420	420	0	19,2386	54,157683	0	7,515218605	0	Gradiente ideal	Sequência plutono-vulcanossedimentar
<b>AFLUENTE 14</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	330	300	30	8,04519	8,04519	30	23,28783344	1,288226321	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfíbolitos
Trecho 2	300	270	30	15,127	23,17219	45,95529186	23,28783344	1,973360552	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfíbolitos

Trecho 3	270	240	30	12,7923	35,96449	84,34251073	23,28783344	3,621741411	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 4	240	270	-30	0,0643014	0,360287914	168,0933451	23,28783344	7,218075719	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 5	270	240	30	0,203357	0,362321484	53,45104678	23,28783344	2,295234845	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 6	240	270	-30	0,0877578	0,363199062	124,1595831	23,28783344	5,331521432	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 7	270	240	30	0,735814	0,370557202	15,10805184	23,28783344	0,648753002	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 8	240	270	-30	0,0858376	0,371415578	129,8087008	23,28783344	5,574099505	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 9	270	240	30	0,735814	0,378773718	15,44304884	23,28783344	0,663138067	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 10	240	270	-30	0,0858376	0,379632094	132,6803501	23,28783344	5,697410644	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 11	270	240	30	0,119527	0,380827364	95,58359969	23,28783344	4,104443633	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 12	240	270	-30	0,473588	0,385563244	24,42396623	23,28783344	1,048786539	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 13	270	240	30	0,215596	0,387719204	53,95079742	23,28783344	2,316694576	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 14	240	240	0	8,91604	47,6879604	0	23,28783344	0	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
<b>AFLUENTE 15</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	630	600	30	12,9602	12,9602	30	47,10555734	0,636867531	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 2	600	570	30	9,98784	22,94804	68,92793637	47,10555734	1,463265488	Gradiente ideal	Gnaisses, metacalcários e micaxistos
Trecho 3	570	540	30	6,36179	29,30983	138,215015	47,10555734	2,934155177	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 4	540	510	30	5,82721	35,13704	180,8946649	47,10555734	3,840197952	2ª ordem	Granitos e granodioritos

Trecho 5	510	480	30	5,92882	41,06586	207,7944346	47,10555734	4,411250951	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 6	480	510	-30	0,223422	0,41289282	55,44120364	47,10555734	1,176956749	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 7	510	480	30	0,18955	0,41478832	65,64837563	47,10555734	1,393643963	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 8	480	450	30	3,4854	44,964232	387,0221381	47,10555734	8,216061117	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 9	450	450	0	0,694971	45,659203	0	47,10555734	0	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
<b>AFLUENTE 16</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	480	450	30	12,5358	12,5358	30	15,86430294	1,891038019	Gradiente ideal	Paragneisses, ortogneisses, metabásicas e metacalcários
Trecho 2	450	420	30	15,7225	28,2583	53,91947845	15,86430294	3,398792791	2ª ordem	Paragneisses e granitóides
Trecho 3	420	420	0	15,6488	43,9071	0	15,86430294	0	Gradiente ideal	Paragneisses e granitóides
<b>AFLUENTE 17</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	690	660	30	1,9723	1,9723	30	31,77825486	0,944041771	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 2	660	630	30	9,26309	11,23539	36,38760932	31,77825486	1,145047438	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 3	630	600	30	4,78493	16,02032	100,4423471	31,77825486	3,160725709	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 4	600	570	30	16,4323	32,45262	59,2478594	31,77825486	1,864415137	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 5	570	570	0	11,1958	43,64842	0	31,77825486	0	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
<b>AFLUENTE 18</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	420	390	30	2,99336	2,99336	30	24,48075046	1,225452628	Gradiente ideal	Ortogneisses e migmatitos
Trecho 2	390	360	30	16,8273	19,82066	35,33661372	24,48075046	1,443444872	Gradiente ideal	Paragneisses, micaxistos ,quartzitos e metacalcários
Trecho 3	360	330	30	16,441	36,26166	66,16688766	24,48075046	2,70281288	2ª ordem	Paragneisses, micaxistos ,quartzitos e metacalcários
Trecho 4	330	330	0	3,2406	39,50226	0	24,48075046	0	Gradiente ideal	Ortogneisses e migmatitos
<b>AFLUENTE 19</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>

Trecho 1	420	390	30	0,0773232	0,0773232	30	41,75272602	0,71851596	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 2	390	360	30	5,24276	5,3200832	30,44245703	41,75272602	0,729113041	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 3	360	330	30	10,1557	15,4757832	45,71555836	41,75272602	1,094911943	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 4	330	300	30	14,6523	30,1280832	61,68604902	41,75272602	1,47741369	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 5	300	270	30	3,48497	33,6130532	289,3544553	41,75272602	6,930193136	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 6	270	270	0	2,71462	36,3276732	0	41,75272602	0	Gradiente ideal	Arenitos e microconglomerados
<b>AFLUENTE 20</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	450	420	30	6,00239	6,00239	30	17,2883187	1,735275738	Gradiente ideal	Metacalcários
Trecho 2	420	390	30	16,8337	22,83609	40,69709571	17,2883187	2,35402276	2ª ordem	Paragneisses, micaxistos, quartzitos e metacalcários
Trecho 3	390	390	0	9,31838	32,15447	0	17,2883187	0	Gradiente ideal	Ardósias, folhelhos, argilitos e siltitos
<b>AFLUENTE 21</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	390	360	30	0,963927	0,963927	30	26,00195358	1,153759463	Gradiente ideal	Ortogneisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 2	360	330	30	9,43988	10,403807	33,06336627	26,00195358	1,271572391	Gradiente ideal	Ortogneisses granito-granodioríticos
Trecho 3	330	300	30	12,0888	22,492607	55,81846089	26,00195358	2,146702582	2ª ordem	Ortogneisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 4	300	300	0	9,36507	31,857677	0	26,00195358	0	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
<b>AFLUENTE 22</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	450	420	30	5,90811	5,90811	30	17,38933937	1,725194923	Gradiente ideal	Paragneisses e granitóides

Trecho 2	420	390	30	25,2123	31,12041	37,03003296	17,38933937	2,129467495	2ª ordem	Granitos, migmatitos e paraderivadas
Trecho 3	390	390	0	0,392265	0,31512675	0	17,38933937	0	Gradiente ideal	Diorito, granodiorito e granito
<b>AFLUENTE 23</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	450	420	30	3,37237	3,37237	30	28,17731458	1,064686272	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 2	420	390	30	3,5168	6,88917	58,76794245	28,17731458	2,085647384	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 3	390	390	30	8,50586	15,39503	54,29796634	28,17731458	1,927009978	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 4	390	360	30	4,67418	20,06921	128,8089676	28,17731458	4,571371314	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 5	360	390	-30	4,318	24,38721	169,4340667	28,17731458	6,013137491	2ª ordem	Granitos e granodioritos
<b>AFLUENTE 24</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	600	570	30	8,92113	8,92113	30	45,33731412	0,6617066	Gradiente ideal	Margas, folhelhos e gipsita
Trecho 2	570	540	30	8,30773	17,22886	62,21504551	45,33731412	1,372270209	Gradiente ideal	Gnaisses, metacalcários e micaxistos
Trecho 3	540	510	30	4,6418	21,87066	141,3502951	45,33731412	3,117747442	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 4	510	480	30	2,43879	24,30945	299,0349723	45,33731412	6,595780496	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 5	480	450	30	2,2441	26,55355	354,978165	45,33731412	7,829713158	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 6	450	450	0	0,791431	0,27344981	0	45,33731412	0	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
<b>AFLUENTE 25</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	360	330	30	4,73657	4,73657	30	9,265860639	3,237691691	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 2	330	300	30	19,3513	24,08787	37,34302605	9,265860639	4,030173505	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 3	300	330	-30	0,909626	0,24997496	8,244321073	9,265860639	0,889752328	Gradiente ideal	Paragneisses e ortogneisses graníticos
Trecho 4	330	330	0	0,477354	0,2547485	0	9,265860639	0	Gradiente ideal	Paragneisses e ortogneisses graníticos

<b>AFLUENTE 26</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	270	240	30	8,09509	8,09509	30	18,96992247	1,581450849	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 2	240	210	30	15,544	23,63909	45,62356536	18,96992247	2,405047539	2ª ordem	Ortognaisses e migmatitos
<b>AFLUENTE 27</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	540	510	30	2,46846	2,46846	30	65,38767288	0,458802075	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 2	510	480	30	3,069978	5,538438	54,12193182	65,38767288	0,827708487	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 3	480	450	30	1,1576	6,696038	173,5324292	65,38767288	2,653901286	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 4	450	420	30	2,602571	9,298609	107,1856522	65,38767288	1,639233321	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 5	420	390	30	2,140118	11,438727	160,3471444	65,38767288	2,452253419	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 6	390	360	30	6,98115	18,419877	79,15548441	65,38767288	1,210556683	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 7	360	330	30	0,957982	0,19377859	6,068337088	65,38767288	0,092805522	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 8	330	330	0	5,441266	24,819125	0	65,38767288	0	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos

#### AFLUENTES DE 4ª ORDEM

	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>In(ΔI)</b>	<b>RDE TTL</b>
<b>AFLUENTE 28</b>	300	210	90	37,1919	3,61609	24,888756
<b>AFLUENTE 29</b>	530	420	110	35,7192	3,57569	30,763308
<b>AFLUENTE 30</b>	660	450	210	35,5306	3,57039	58,81703
<b>AFLUENTE 31</b>	570	420	150	32,0713	3,46796	43,253088
<b>AFLUENTE 32</b>	510	450	60	31,8414	3,46077	17,337192
<b>AFLUENTE 33</b>	450	360	90	28,7884	3,35997	26,785923
<b>AFLUENTE 34</b>	420	270	150	28,5168	3,35049	44,76951
<b>AFLUENTE 35</b>	450	360	90	25,032	3,22016	27,948962
<b>AFLUENTE 36</b>	300	240	60	24,8078	3,21116	18,684848
<b>AFLUENTE 37</b>	240	210	30	24,1991	3,18631	9,4152685

<b>AFLUENTE 38</b>	570	480	90	24,1652	3,18491	28,258224
<b>AFLUENTE 39</b>	510	450	60	21,5904	3,07225	19,529663
<b>AFLUENTE 40</b>	540	480	60	24,0638	3,18071	18,86373
<b>AFLUENTE 41</b>	840	540	300	32,6087	3,48458	86,093641
<b>AFLUENTE 42</b>	510	450	60	22,6359	3,11954	19,233619
<b>AFLUENTE 43</b>	630	570	60	20,1827	3,00483	19,967878
<b>AFLUENTE 44</b>	900	510	390	20,1568	3,00354	129,84671
<b>AFLUENTE 45</b>	510	360	150	19,6816	2,97969	50,340879
<b>AFLUENTE 46</b>	570	420	150	19,6591	2,97854	50,360243
<b>AFLUENTE 47</b>	390	330	60	19,6514	2,97815	20,146756
<b>AFLUENTE 48</b>	450	330	120	19,1608	2,95287	40,638455
<b>AFLUENTE 49</b>	660	630	30	18,7525	2,93133	10,234278
<b>AFLUENTE 50</b>	480	450	30	18,7233	2,92977	10,239717
<b>AFLUENTE 51</b>	420	390	30	18,4382	2,91442	10,293633
<b>AFLUENTE 52</b>	270	210	60	18,3574	2,91003	20,618331
<b>AFLUENTE 53</b>	390	300	90	18,314	2,90767	30,952639
<b>AFLUENTE 54</b>	420	360	60	17,8763	2,88348	20,80822
<b>AFLUENTE 55</b>	480	450	30	17,5299	2,86391	10,475205
<b>AFLUENTE 56</b>	660	600	60	17,4602	2,85992	20,979578
<b>AFLUENTE 57</b>	360	270	90	17,2872	2,84997	31,579314
<b>AFLUENTE 58</b>	450	420	30	16,9795	2,83201	10,593197
<b>AFLUENTE 59</b>	480	450	30	16,8896	2,8267	10,613081
<b>AFLUENTE 60</b>	870	600	270	16,5823	2,80834	96,142293
<b>AFLUENTE 61</b>	510	480	30	16,578	2,80808	10,683467
<b>AFLUENTE 62</b>	300	270	30	16,5528	2,80656	10,68926
<b>AFLUENTE 63</b>	360	300	60	16,3995	2,79725	21,449632
<b>AFLUENTE 64</b>	420	360	60	16,1911	2,78446	21,548165
<b>AFLUENTE 65</b>	570	390	180	16,0042	2,77285	64,915197
<b>AFLUENTE 66</b>	480	420	60	15,9845	2,77162	21,648013
<b>AFLUENTE 67</b>	630	540	90	15,8944	2,76597	32,538352
<b>AFLUENTE 68</b>	600	480	120	15,1422	2,71748	44,158501

<b>AFLUENTE 28</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	300	270	30	1,62987	1,62987	30	24,88876	1,205363576	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 2	270	240	30	8,85493	10,4848	35,521907	24,88876	1,427227095	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 3	240	210	30	17,0482	27,533	48,450276	24,88876	1,946673275	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 4	210	210	0	9,65889	37,1919	0	24,88876	0	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
<b>AFLUENTE 29</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	630	600	30	3,8241	3,8241	30	30,76331	0,975187711	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 2	600	570	30	8,87684	12,7009	42,923856	30,76331	1,39529389	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 3	570	540	30	5,05121	17,7522	105,43305	30,76331	3,427233976	2ª ordem	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 4	540	510	30	0,62743	0,1838	8,7880711	30,76331	0,285667299	Gradiente ideal	Augenortognaisses graníticos
Trecho 5	510	480	30	2,49808	20,8777	250,72444	30,76331	8,150113107	2ª ordem	Augenortognaisses graníticos
Trecho 6	480	450	30	3,01199	23,8896	237,94548	30,76331	7,734716976	2ª ordem	Augenortognaisses graníticos
Trecho 7	450	420	30	10,5728	34,4624	97,78615	30,76331	3,178661738	2ª ordem	Augenortognaisses graníticos
Trecho 8	420	420	0	1,25675	35,7192	0	30,76331	0	Gradiente ideal	Augenortognaisses graníticos
<b>AFLUENTE 30</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	660	630	30	0,36589	0,36589	30	58,81703	0,510056352	Gradiente ideal	Conglomerados e arenitos
Trecho 2	630	600	30	3,64123	4,00712	33,014525	58,81703	0,561308945	Gradiente ideal	Conglomerados e arenitos
Trecho 3	600	570	30	5,37563	9,38275	52,362677	58,81703	0,890263876	Gradiente ideal	Paragnaisses
Trecho 4	570	540	30	5,96366	15,3464	77,199602	58,81703	1,312538251	Gradiente ideal	Paragnaisses
Trecho 5	540	510	30	3,14939	18,4958	176,18456	58,81703	2,995468405	2ª ordem	Paragnaisses, micaxistos ,quartzitos e metacalcários
Trecho 6	510	480	30	2,86616	21,362	223,59487	58,81703	3,801532837	2ª ordem	Paragnaisses, micaxistos ,quartzitos e metacalcários
Trecho 7	480	450	30	5,02887	26,3908	157,43592	58,81703	2,676706386	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 8	450	450	0	9,13978	35,5306	0	58,81703	0	Gradiente ideal	Conglomerados, siltitos e folhelhos

<b>AFLUENTE 31</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b><math>\Delta H</math></b>	<b><math>\Delta I</math></b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	570	540	30	1,2047	1,2047	30	43,25309	0,693592092	Gradiente ideal	Paragnaisses e granitóides
Trecho 2	540	510	30	4,15625	5,36095	38,695579	43,25309	0,894631585	Gradiente ideal	Paragnaisses e granitóides
Trecho 3	510	540	-30	0,31082	0,05672	5,4742626	43,25309	0,126563508	Gradiente ideal	Paragnaisses e granitóides
Trecho 4	540	510	30	0,62329	0,06295	3,0299162	43,25309	0,070050864	Gradiente ideal	Paragnaisses e granitóides
Trecho 5	510	480	30	2,6226	8,91767	102,00944	43,25309	2,358431297	2ª ordem	Paragnaisses e granitóides
Trecho 6	480	450	30	9,86568	18,7833	57,117234	43,25309	1,320535386	Gradiente ideal	Paragnaisses e granitóides
Trecho 7	450	420	30	10,9189	29,7022	81,607795	43,25309	1,886750701	Gradiente ideal	Paragnaisses e granitóides
Trecho 8	420	420	0	2,36902	32,0713	0	43,25309	0	Gradiente ideal	Paragnaisses e granitóides
<b>AFLUENTE 32</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b><math>\Delta H</math></b>	<b><math>\Delta I</math></b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	510	480	30	6,47441	6,47441	30	17,33719	1,730383979	Gradiente ideal	Paragnaisses e micaxistos
Trecho 2	480	450	30	19,0878	25,5622	40,17573	17,33719	2,317314654	2ª ordem	Paragnaisses e micaxistos
Trecho 3	450	450	0	6,27921	31,8414	0	17,33719	0	Gradiente ideal	Sequência plutono- vulcanossedimentar
<b>AFLUENTE 33</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b><math>\Delta H</math></b>	<b><math>\Delta I</math></b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	450	420	30	5,69201	5,69201	30	26,78592	1,11999127	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 2	420	390	30	11,9189	17,6109	44,326851	26,78592	1,654856191	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 3	390	360	30	10,6283	28,2392	79,709483	26,78592	2,97579751	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 4	360	360	0	0,54923	28,7884	0	26,78592	0	Gradiente ideal	Paragnaisses, micaxistos ,quartzitos e metacalcários
<b>AFLUENTE 34</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b><math>\Delta H</math></b>	<b><math>\Delta I</math></b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	420	390	30	2,45328	2,45328	30	44,76951	0,670098909	Gradiente ideal	Paragnaisses
Trecho 2	390	360	30	7,85467	10,308	39,370018	44,76951	0,879393539	Gradiente ideal	Paragnaisses
Trecho 3	360	330	30	10,0292	20,3372	60,833815	44,76951	1,358822441	Gradiente ideal	Paragnaisses e ortognaisses graníticos

Trecho 4	330	300	30	4,39275	24,7299	168,89124	44,76951	3,772461216	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 5	300	270	30	2,84826	27,5782	290,47376	44,76951	6,488205053	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 6	270	270	0	0,93867	28,5168	0	44,76951	0	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
<b>AFLUENTE 35</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	450	420	30	2,20552	2,20552	30	27,94896	1,073385135	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 2	420	390	30	6,90799	9,11351	39,578126	27,94896	1,416085745	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 3	390	360	30	7,28894	16,4025	67,50961	27,94896	2,415460412	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 4	360	360	0	8,62956	25,032	0	27,94896	0	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
<b>AFLUENTE 36</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
TRECHO 1	300	270	30	9,14176	9,14176	30	18,68485	1,60557906	Gradiente ideal	Gnaisses, metacalcários e micaxistos
TRECHO 2	270	240	30	7,26027	16,402	67,774463	18,68485	3,627241949	2ª ordem	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
TRECHO 3	240	240	0	8,40577	24,8078	0	18,68485	0	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos
<b>AFLUENTE 37</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	240	210	30	10,3547	10,3547	30	9,415269	3,186313789	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 2	210	240	-30	0,35904	0,10714	8,9519404	9,415269	0,950789709	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos
Trecho 3	240	210	30	0,53942	0,11253	6,2585008	9,415269	0,66471825	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos
Trecho 4	210	210	0	12,9459	24,1991	0	9,415269	0	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos
<b>AFLUENTE 38</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	570	540	30	5,48428	5,48428	30	28,25822	1,061637833	Gradiente ideal	Metassedimentos e metabasaltos-metandesitos
Trecho 2	540	570	-30	0,23439	0,05719	7,3193693	28,25822	0,259017311	Gradiente ideal	Metassedimentos e metabasaltos-metandesitos
Trecho 3	570	540	30	0,36147	0,0608	5,0462323	28,25822	0,178575704	Gradiente ideal	Augenortognaisses graníticos

Trecho 4	540	510	30	5,85982	11,94	61,127942	28,25822	2,163191214	2ª ordem	Metassedimentos e metabasaltos- metandesitos
Trecho 5	510	480	30	8,24244	20,1824	73,457852	28,25822	2,599521171	2ª ordem	Augenortognaisses graníticos
Trecho 6	480	480	0	3,9828	24,1652	0	28,25822	0	Gradiente ideal	Augenortognaisses graníticos
<b>AFLUENTE 39</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	510	480	30	1,54259	1,54259	30	19,52966	1,536124849	Gradiente ideal	Paragnaisses e granitóides
Trecho 2	480	450	30	14,7729	16,3155	33,132608	19,52966	1,696527399	Gradiente ideal	Paragnaisses e granitóides
Trecho 3	450	450	0	5,27493	21,5904	0	19,52966	0	Gradiente ideal	Dioritos e granitóides
<b>AFLUENTE 40</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	540	510	30	0,76277	0,76277	30	18,86373	1,590353529	Gradiente ideal	Sequência plutono- vulcanossedimentar
Trecho 2	510	480	30	15,5817	16,3445	31,468592	18,86373	1,668206211	Gradiente ideal	Sequência plutono- vulcanossedimentar
Trecho 3	480	480	0	7,71929	24,0638	0	18,86373	0	Gradiente ideal	Sequência plutono- vulcanossedimentar
<b>AFLUENTE 41</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	840	810	30	0,67024	0,67024	30	86,09364	0,348457793	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 2	810	780	30	0,85654	1,52677	53,474825	86,09364	0,621123988	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 3	780	750	30	1,4509	2,97767	61,568833	86,09364	0,71513799	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 4	750	720	30	9,13973	12,1174	39,773835	86,09364	0,461983422	Gradiente ideal	Arenitos e siltitos
Trecho 5	720	690	30	0,33587	0,12453	11,123428	86,09364	0,129201507	Gradiente ideal	Arenitos e siltitos
Trecho 6	690	660	30	0,46042	0,12914	8,4142193	86,09364	0,097733343	Gradiente ideal	Arenitos e siltitos
Trecho 7	660	630	30	0,53319	0,13447	7,5658653	86,09364	0,08787949	Gradiente ideal	Margas, folhelhos e gipsita
Trecho 8	630	600	30	1,74554	15,1924	261,10707	86,09364	3,032826477	2ª ordem	Margas, folhelhos e gipsita
Trecho 9	600	570	30	7,15571	22,3481	93,693587	86,09364	1,088275355	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito- granodioríticos, localmente trondhjemíticos

Trecho 10	570	600	-30	0,26063	0,22609	26,023784	86,09364	0,302273017	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 11	600	570	30	0,18554	0,22794	36,855378	86,09364	0,428084786	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 12	570	600	-30	1,38187	24,1762	524,858	86,09364	6,09636197	2ª ordem	Gnaisses, metacalcários e micaxistos
Trecho 13	600	570	30	0,41168	0,24588	17,91783	86,09364	0,208120244	Gradiente ideal	Gnaisses, metacalcários e micaxistos
Trecho 14	570	540	30	5,49463	30,0825	164,24668	86,09364	1,907767842	Gradiente ideal	Gnaisses, metacalcários e micaxistos
Trecho 15	540	570	-30	0,19178	0,30274	47,358058	86,09364	0,550076145	Gradiente ideal	Gnaisses, metacalcários e micaxistos
Trecho 16	570	540	30	0,24791	0,30522	36,935248	86,09364	0,429012501	Gradiente ideal	Gnaisses, metacalcários e micaxistos
Trecho 17	540	540	0	2,08648	32,6087	0	86,09364	0	Gradiente ideal	Gnaisses, metacalcários e micaxistos
<b>AFLUENTE 42</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	510	480	30	0,06339	0,06339	30	19,23362	1,559768856	Gradiente ideal	Paragnaisses e granitóides
Trecho 2	480	450	30	12,9315	12,9949	30,147066	19,23362	1,567415167	Gradiente ideal	Paragnaisses e granitóides
Trecho 3	450	450	0	9,64102	22,6359	0	19,23362	0	Gradiente ideal	Paragnaisses e granitóides
<b>AFLUENTE 43</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	630	600	30	3,10471	3,10471	30	19,96788	1,50241305	Gradiente ideal	Paragnaisses
Trecho 2	600	630	-30	0,77335	0,03878	1,5043874	19,96788	0,075340376	Gradiente ideal	Paragnaisses
Trecho 3	630	600	30	0,20265	0,04081	6,0411348	19,96788	0,302542658	Gradiente ideal	Paragnaisses
Trecho 4	600	570	30	13,2103	17,291	39,267101	19,96788	1,966513482	Gradiente ideal	Paragnaisses
Trecho 5	570	570	0	2,8917	20,1827	0	19,96788	0	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
<b>AFLUENTE 44</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>

**RDE TTL**

Trecho 1	900	870	30	6,3349	6,3349	30	129,8467	0,231041669	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 2	870	840	30	0,42587	0,06761	4,7625276	129,8467	0,036678077	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 3	840	810	30	0,5844	0,07345	3,7706524	129,8467	0,029039261	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 4	810	780	30	0,31467	0,0766	7,3026898	129,8467	0,056240855	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 5	780	750	30	0,19782	0,07858	11,916496	129,8467	0,091773571	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 6	750	720	30	0,16354	0,08021	14,714547	129,8467	0,113322452	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 7	720	690	30	0,29678	0,08318	8,4081949	129,8467	0,06475478	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 8	690	660	30	0,65553	0,08974	4,1066967	129,8467	0,031627269	Gradiente ideal	Arenitos e siltitos
Trecho 9	660	630	30	1,642	10,6155	193,94949	129,8467	1,493680452	Gradiente ideal	Arenitos e siltitos
Trecho 10	630	600	30	0,92364	0,11539	3,7479461	129,8467	0,028864391	Gradiente ideal	Arenitos e siltitos
Trecho 11	600	570	30	0,99938	0,12539	3,7638858	129,8467	0,028987149	Gradiente ideal	Margas, folhelhos e gipsita
Trecho 12	570	540	30	1,60533	14,1439	264,31668	129,8467	2,035605585	2ª ordem	Margas, folhelhos e gipsita
Trecho 13	540	510	30	2,06949	16,2133	235,03385	129,8467	1,810087093	Gradiente ideal	Margas, folhelhos e gipsita
Trecho 14	510	510	0	3,94346	20,1568	0	129,8467	0	Gradiente ideal	Margas, folhelhos e gipsita

**AFLUENTE 45**

	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	510	480	30	2,63522	2,63522	30	50,34088	0,595937153	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 2	480	450	30	4,44651	7,08173	47,779472	50,34088	0,94911875	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 3	450	480	-30	0,21638	0,07298	10,118281	50,34088	0,200995327	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 4	480	450	30	0,16225	0,0746	13,794118	50,34088	0,274014254	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 5	450	420	30	6,14312	13,6035	66,4328	50,34088	1,319659113	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 6	420	390	30	3,39514	16,9986	150,20254	50,34088	2,983709183	2ª ordem	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 7	390	360	30	2,19353	19,1922	262,4831	50,34088	5,214114427	2ª ordem	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 8	360	360	0	0,48948	19,6816	0	50,34088	0	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos

<b>AFLUENTE 46</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	570	540	30	0,49495	0,49495	30	50,36024	0,595708006	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 2	540	510	30	0,95357	1,44852	45,571533	50,36024	0,904910902	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 3	510	480	30	3,76369	5,21221	41,545985	50,36024	0,824975872	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 4	480	450	30	5,44445	10,6567	58,720295	50,36024	1,166004995	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 5	450	420	30	1,25932	11,916	283,86694	50,36024	5,636726883	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 6	420	390	30	7,39452	19,3105	78,343815	50,36024	1,555667936	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 7	390	420	-30	0,18834	0,19499	31,058668	50,36024	0,616729912	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 8	420	420	0	0,16026	0,19659	0	50,36024	0	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
<b>AFLUENTE 47</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	390	360	30	0,75358	0,75358	30	20,14676	1,489073503	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 2	360	330	30	13,3991	14,1527	31,68723	20,14676	1,57282051	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 3	330	330	0	5,49869	19,6514	0	20,14676	0	Gradiente ideal	Paragneisses, micaxistos ,quartzitos e metacalcários
<b>AFLUENTE 48</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	450	420	30	2,01396	2,01396	30	40,63845	0,738217041	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 2	420	390	30	3,50261	5,51657	47,249651	40,63845	1,162683251	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 3	390	360	30	3,06268	8,57925	84,036693	40,63845	2,067910637	2ª ordem	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 4	360	330	30	5,86314	14,4424	73,897553	40,63845	1,818414435	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos

Trecho 5	330	360	-30	0,14967	0,14592	29,249434	40,63845	0,719747681	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 6	360	330	30	0,07102	0,14663	61,93912	40,63845	1,524150475	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 7	330	360	-30	0,04043	0,14704	109,09993	40,63845	2,684647535	2ª ordem	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 8	360	330	30	0,19176	0,14895	23,302982	40,63845	0,573421959	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 9	330	360	-30	0,10531	0,15001	42,73303	40,63845	1,05154169	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 10	360	330	30	0,31644	0,15317	14,521431	40,63845	0,357332251	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 11	330	330	0	3,84382	19,1608	0	40,63845	0	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
<b>AFLUENTE 49</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	660	630	30	1,009	1,009	30	10,23428	2,931325477	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 2	630	600	30	6,40547	7,41447	34,725649	10,23428	3,39307261	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 3	600	600	0	11,338	18,7525	0	10,23428	0	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
<b>AFLUENTE 50</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	480	450	30	7,34461	7,34461	30	10,23972	2,929768417	2ª ordem	Sequência plutono-vulcanossedimentar
Trecho 2	450	480	-30	0,33446	0,07679	6,887882	10,23972	0,672663301	Gradiente ideal	Sequência plutono-vulcanossedimentar

Trecho 3	480	450	30	0,30692	0,07986	7,8058353	10,23972	0,76230966	Gradiente ideal	Sequência plutono- vulcanossedimentar
Trecho 4	450	450	0	10,7373	18,7233	0	10,23972	0	Gradiente ideal	Sequência plutono- vulcanossedimentar
<b>AFLUENTE 51</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	420	390	30	11,1829	11,1829	30	10,29363	2,91442281	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 2	390	420	-30	0,524	0,11707	6,7023748	10,29363	0,651118466	Gradiente ideal	Paragneisses e granitóides
Trecho 3	420	390	30	0,2204	0,11927	16,23477	10,29363	1,577166172	Gradiente ideal	Paragneisses e granitóides
Trecho 4	390	390	0	6,51086	18,4382	0	10,29363	0	Gradiente ideal	Paragneisses e granitóides
<b>AFLUENTE 52</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	270	240	30	7,78708	7,78708	30	20,61833	1,455015946	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
Trecho 2	240	210	30	7,81236	15,5994	59,902923	20,61833	2,905323608	2ª ordem	Ortogneisses e migmatitos
Trecho 3	210	240	-30	0,14625	0,15746	32,299289	20,61833	1,566532678	Gradiente ideal	Arenitos, folhelhos e margas
Trecho 4	240	210	30	1,52123	17,2669	340,51888	20,61833	16,51534681	1ª ordem	Siltitos, folhelhos e arenitos
Trecho 5	210	240	-30	0,19248	0,17459	27,212418	20,61833	1,319816761	Gradiente ideal	Siltitos, folhelhos e arenitos
Trecho 6	240	210	30	0,75935	0,18219	7,1977576	20,61833	0,349095067	Gradiente ideal	Siltitos, folhelhos e arenitos
Trecho 7	210	210	0	0,13864	0,18357	0	20,61833	0	Gradiente ideal	Argilas, areias argilosas e cascalhos
<b>AFLUENTE 53</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	390	360	30	0,86577	0,86577	30	30,95264	0,969222678	Gradiente ideal	Ortogneisses e migmatitos
Trecho 2	360	330	30	7,25689	8,12266	33,579095	30,95264	1,084854018	Gradiente ideal	Paragneisses
Trecho 3	330	300	30	9,96991	18,0926	54,441525	30,95264	1,75886534	Gradiente ideal	Paragneisses e ortogneisses graníticos
Trecho 4	300	300	0	0,22147	0,18314	0	30,95264	0	Gradiente ideal	Paragneisses e ortogneisses graníticos
<b>AFLUENTE 54</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>

Trecho 1	420	390	30	4,33508	4,33508	30	20,80822	1,441737907	Gradiente ideal	Ortognaisses, migmatitos e metamáficas
Trecho 2	390	360	30	10,7329	15,068	42,117172	20,80822	2,024064134	2ª ordem	Ortognaisses, migmatitos e metamáficas
Trecho 3	360	360	0	2,80832	17,8763	0	20,80822	0	Gradiente ideal	Ortognaisses, migmatitos e metamáficas
<b>AFLUENTE 55</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	480	450	30	8,5565	8,5565	30	10,47521	2,863905713	2ª ordem	Ortognaisses, migmatitos e metamáficas
Trecho 2	450	450	0	8,97336	17,5299	0	10,47521	0	Gradiente ideal	Ortognaisses, migmatitos e metamáficas
<b>AFLUENTE 56</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	660	630	30	2,7876	2,7876	30	20,97958	1,429962003	Gradiente ideal	Gnaisses, metacalcários e micaxistos
Trecho 2	630	600	30	7,31107	10,0987	41,438545	20,97958	1,975184806	Gradiente ideal	Gnaisses, metacalcários e micaxistos
Trecho 3	600	600	0	7,36153	17,4602	0	20,97958	0	Gradiente ideal	Gnaisses, metacalcários e micaxistos
<b>AFLUENTE 57</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	360	330	30	3,58207	3,58207	30	31,57931	0,949988974	Gradiente ideal	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 2	330	300	30	2,92349	6,50556	66,758155	31,57931	2,113983721	2ª ordem	Ortognaisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 3	300	270	30	6,46637	12,9719	60,181818	31,57931	1,905735439	2ª ordem	Quartzitos
Trecho 4	270	270	0	4,31528	17,2872	0	31,57931	0	Gradiente ideal	Micaxistos, metabásicas e quartzitos

<b>AFLUENTE 58</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	450	420	30	7,58328	7,58328	30	10,5932	2,832006145	2ª ordem	Granitóides cinzentos
Trecho 2	420	420	0	9,39621	16,9795	0	10,5932	0	Gradiente ideal	Diorito, granodiorito e granito
<b>AFLUENTE 59</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	480	450	30	5,88264	5,88264	30	10,61308	2,826700416	2ª ordem	Paragnaisses e granitóides
Trecho 2	450	450	0	11,007	16,8896	0	10,61308	0	Gradiente ideal	Paragnaisses e granitóides
<b>AFLUENTE 60</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	870	840	30	7,9337	7,9337	30	96,14229	0,312037492	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 2	840	810	30	1,45787	9,39157	193,25941	96,14229	2,010139416	2ª ordem	Arenitos
Trecho 3	810	780	30	1,28926	10,6808	248,53397	96,14229	2,585063841	2ª ordem	Arenitos
Trecho 4	780	750	30	1,24383	11,9247	287,61149	96,14229	2,991518938	2ª ordem	Arenitos
Trecho 5	750	720	30	1,051	12,9757	370,3804	96,14229	3,852419035	2ª ordem	Sedimentos argilo-arenosos
Trecho 6	720	690	30	0,36087	0,13337	11,086981	96,14229	0,115318463	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 7	690	660	30	0,14711	0,13484	27,497426	96,14229	0,286007599	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 8	660	630	30	0,41302	0,13897	10,093841	96,14229	0,104988561	Gradiente ideal	Arenitos
Trecho 9	630	600	30	2,04607	15,9427	233,7564	96,14229	2,431358708	2ª ordem	Arenitos e siltitos
Trecho 10	600	600	0	0,63959	16,5823	0	96,14229	0	2ª ordem	Margas, folhelhos e gipsita
<b>AFLUENTE 61</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	510	480	30	5,86831	5,86831	30	10,68347	2,808077118	2ª ordem	Paragnaisses, ortognaisses, metabásicas e metacalcários
Trecho 2	480	480	0	10,7097	16,578	0	10,68347	0	Gradiente ideal	Paragnaisses, ortognaisses, metabásicas e metacalcários
<b>AFLUENTE 62</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	300	270	30	7,05464	7,05464	30	10,68926	2,806555272	2ª ordem	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos

Trecho 2	270	270	0	9,49816	16,5528	0	10,68926	0	Gradiente ideal	Gnaisses, migmatitos e anfibolitos
<b>AFLUENTE 63</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	360	330	30	1,41784	1,41784	30	21,44963	1,398625423	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 2	330	300	30	6,84395	8,26179	36,215007	21,44963	1,688374336	Gradiente ideal	Ortognaisses migmatizados, paragnaisses e anfibolitos
Trecho 3	300	300	0	8,13771	16,3995	0	21,44963	0	Gradiente ideal	Micaxistos, metamagmatitos e quartzitos
<b>AFLUENTE 64</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	420	390	30	4,1753	4,1753	30	21,54816	1,392229928	Gradiente ideal	Paragnaisses, micaxistos ,quartzitos e metacalcários
Trecho 2	390	360	30	10,2638	14,4391	42,20396	21,54816	1,958587185	Gradiente ideal	Paragnaisses, micaxistos ,quartzitos e metacalcários
Trecho 3	360	360	0	1,75197	16,1911	0	21,54816	0	Gradiente ideal	Paragnaisses, micaxistos ,quartzitos e metacalcários
<b>AFLUENTE 65</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	570	540	30	1,82616	1,82616	30	64,9152	0,4621414	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 2	540	510	30	1,87109	3,69725	59,279618	64,9152	0,913185518	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 3	510	480	30	0,67669	4,37394	193,91208	64,9152	2,987159971	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 4	480	450	30	1,94545	6,31939	97,44875	64,9152	1,501170054	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 5	450	420	30	1,47506	7,79445	158,52472	64,9152	2,442027832	2ª ordem	Granitos e granodioritos
Trecho 6	420	450	-30	0,0948	0,07889	24,965353	64,9152	0,384584113	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 7	450	420	30	0,28894	0,08178	8,4911215	64,9152	0,130803293	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
Trecho 8	420	390	30	3,57121	11,7494	98,701046	64,9152	1,520461318	Gradiente ideal	Dioritos, gabros e tonalitos
Trecho 9	390	390	0	4,25475	16,0042	0	64,9152	0	Gradiente ideal	Granitos e granodioritos
<b>AFLUENTE 66</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>

Trecho 1	480	450	30	1,47622	1,47622	30	21,64801	1,3858085	Gradiente ideal	Paragneisses e granitóides
Trecho 2	450	420	30	12,5559	14,0321	33,527155	21,64801	1,548740526	Gradiente ideal	Paragneisses, ortogneisses, metabásicas e metacalcários
Trecho 3	420	420	0	1,95234	15,9845	0	21,64801	0	Gradiente ideal	Paragneisses e granitóides
<b>AFLUENTE 67</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	630	600	30	2,39136	2,39136	30	32,53835	0,921988907	Gradiente ideal	Arenitos e siltitos
Trecho 2	600	570	30	4,47759	6,86895	46,022191	32,53835	1,414398304	Gradiente ideal	Margas, folhelhos e gipsita
Trecho 3	570	540	30	8,08392	14,9529	55,49116	32,53835	1,705407805	Gradiente ideal	Ortogneisses tonalito-granodioríticos, localmente trondhjemíticos
Trecho 4	540	540	0	0,94153	0,15894	0	32,53835	0	Gradiente ideal	Augenortogneisses graníticos
<b>AFLUENTE 68</b>	<b>H1</b>	<b>H2</b>	<b>ΔH</b>	<b>ΔI</b>	<b>L</b>	<b>RDE TRC</b>	<b>RDE TTL</b>	<b>RDE TRC/ RDE TTL</b>	<b>CLASSE</b>	<b>LITOLOGIA</b>
Trecho 1	600	540	60	3,20465	3,20465	60	44,1585	1,358741783	Gradiente ideal	Sequência plutono-vulcanossedimentar
Trecho 2	540	510	30	2,6143	5,81895	66,774471	44,1585	1,512154401	Gradiente ideal	Sequência plutono-vulcanossedimentar
Trecho 3	510	480	30	7,73806	13,557	52,559724	44,1585	1,190251558	Gradiente ideal	Sequência plutono-vulcanossedimentar
Trecho 4	480	480	0	1,58516	15,1422	0	44,1585	0	Gradiente ideal	Sequência plutono-vulcanossedimentar