



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA - PPGeo

KLEYTHON DE ARAUJO MONTEIRO

**ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA DA ESCARPA ORIENTAL DA
BORBOREMA A PARTIR DA APLICAÇÃO DE MÉTODOS
MORFOMÉTRICOS E ANÁLISES ESTRUTURAIS**

Recife

2015

KLEYTHON DE ARAUJO MONTEIRO

**ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA DA ESCARPA ORIENTAL DA
BORBOREMA A PARTIR DA APLICAÇÃO DE MÉTODOS
MORFOMÉTRICOS E ANÁLISES ESTRUTURAIS**

Tese apresentada ao
Programa de Pós-Graduação
em Geografia da
Universidade Federal de
Pernambuco para obtenção
do título de Doutor em
Geografia.

Orientador: Prof. Dr.
Antonio Carlos de Barros
Correa

Recife

2015

Catálogo na fonte

Bibliotecária Maria do Carmo de Paiva, CRB-4 1291

M775a Monteiro, Kleython de Araújo.

Análise geomorfológica da escarpa oriental da Borborema a partir da aplicação de métodos morfométricos e análises estruturais / Kleython de Araújo Monteiro. – 2015.

222 f. : il. ; 30 cm.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Correa.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Recife, 2015.

Inclui referências.

1. Geografia. 2. Geomorfologia. 3. Relevo (Geografia). 4. Borborema, Planalto da. I. Correa, Antonio Carlos de Barros (Orientador). II. Título.

910 CDD (22.ed.)

UFPE (BCFCH2016-19)

KLEYTHON DE ARAUJO MONTEIRO

**ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA DA ESCARPA ORIENTAL DA BORBOREMA A PARTIR DA
APLICAÇÃO DE MÉTODOS MORFOMÉTRICOS E ANÁLISES ESTRUTURAIIS**

Tese apresentada ao
Programa de Pós-Graduação
em Geografia da
Universidade Federal de
Pernambuco para obtenção
do título de Doutor em
Geografia.

Aprovada em: 28/01/2015

BANCA EXAMINADORA

Orientador _____

Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Correa (UFPE)

1º Examinador _____

Prof. Dr. Archimedes Perez Filho (UNICAMP)

2º Examinador _____

Profa. Dra. Silvana Quintella Cavalcanti Calheiros (UFAL)

3º Examinador _____

Prof. Dr. Demétrio da Silva Mutzenberg (UFPE)

4º Examinador _____

Prof. Dr. Osvaldo Girão (UFPE)

*Aos meus pais, João Maciel
Monteiro Neto e Alvanise de
Araujo Monteiro, os tesouros da
minha vida, a quem devo tudo.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu Deus, o Deus de meus pais, em primeiro lugar, por todas as oportunidades que ele permitiu que eu tivesse, todos os caminhos que ele permitiu que eu traçasse sem deixar vacilar os meus pés nem enfraquecer minha fé. E por tudo aquilo que ele fez, faz, e ainda irá fazer em minha vida.

Agradeço a minha família, meus pais, meu irmão e também todos que não compartilho o sangue, percebendo que isto é um mero detalhe quando se entende que o amor fraternal não necessariamente possui o mesmo sangue.

Ao meu orientador, Professor Doutor Antonio Carlos de Barros Corrêa, por ter sido nos últimos anos mais que um orientador acadêmico, mas um orientador pra vida. Um exemplo a ser seguido. Obrigado por tudo.

À banca examinadora.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPE.

À CAPES pela concessão da bolsa de doutorado, essencial para a produção desta obra.

Aos amigos e companheiros do GEQUA, todos. Em especial aos eternos companheiros de campo, Ana Clara, Bruno e Débora, sem deixar de lado as importantes contribuições de Danielle, Daniel, Diogo e Keyla.

Aos Agradinhos, em especial às figuras de Rodrigo e Thiago, pelo suporte recente na elaboração desta obra.

À Allana Andrade, por me suportar, acalmar e auxiliar durante a fase final de elaboração desta obra. Sem ela esta obra não estaria pronta à contento.

Agradeço a todos que fazem parte da minha vida mas que porventura não foram mencionados neste texto.

Obrigado a todos.

Kleython de Araujo Monteiro

*Não a nós, Senhor, nenhuma glória
para nós, mas sim ao teu nome, por teu
amor e por tua fidelidade! Salmos 115:1*

RESUMO

A presente tese visa contribuir para o entendimento da evolução das formas de relevo em escala regional, a partir da aplicação de métodos morfométricos e análises morfoestruturais, com vistas a minimizar a subjetividade das classificações e hierarquizações de formas de relevo na área do rebordo oriental do Planalto da Borborema. A pesquisa buscou relacionar as drenagens e a escarpa oriental do Planalto, de modo a obter um indicador morfométrico que estabelecesse, de forma quantitativa, como esta relação se apresenta na paisagem geomorfológica, além de propor limiares numéricos e morfológicos que permitissem delimitar a própria escarpa. A abordagem utilizada levou em consideração o papel dos esforços internos, sob a forma de soerguimento, dos agentes externos, sob a forma dos fluxos fluviais, e da resistência dos materiais sobre os quais os processos atuam. Para atingir estes objetivos uma série de procedimentos foi aplicada, tais como, a extração de lineamentos de relevo; análise dos perfis longitudinais de drenagem; aplicação do Índice de Hack e sua utilização para a identificação de patamares de relevo; delimitação da linha de escarpa; aplicação do índice de sinuosidade de frente de escarpa, visando estabelecer o seu grau de evolução geomórfica e, por fim, a elaboração do Mapa Morfoestrutural da Borda Oriental do Planalto da Borborema. A extração de lineamentos permitiu demonstrar a direção preferencial estabelecida entre E-W e NE-SW, que obedece o direcionamento de grandes zonas cisalhantes, ZCPA e ZCPE, e condiciona não apenas os lineamentos de relevo, mas as drenagens. A aplicação do Índice de Hack (IH), em trechos estabelecidos a cada 25 metros de desnível altimétrico, nas principais drenagens da região demonstrou que nos rios Paraíba, Goiana, Capibaribe, Ipojuca, Sirinhaem, Una e Mundaú foram identificados trechos que possuem valores superiores a 1000 metros. Dentre estes apenas os rios Paraíba, Ipojuca e Una apresentaram valores superiores a 3000 metros de índice, indicando alto valor de gradiente altimétrico. O cálculo dos índices por trecho permitiu a identificação de anomalias que foram interpretadas como rupturas de patamares regionais, e possibilitando a definição da linha de base da Escarpa Oriental do Planalto da Borborema de maneira quantitativa, estabelecendo parâmetros para delimitar a mudança de patamares entre a Escarpa do Planalto e seu Piemonte. O estabelecimento da linha de base permitiu mensurar o índice de sinuosidade para a Escarpa Oriental do Planalto, calculado de três formas diferentes. Quanto aos índices obtidos para toda a linha de escarpa, e mesmo para os setores separados pelas duas principais estruturas cisalhantes regionais, os mesmos não apontaram para a influência de atividades tectônicas ao longo da escarpa. Entretanto, em escala de detalhe, foi possível identificar setores que apresentam valores indicativos de influência tectônica, ainda que de forma restrita. O Mapa Morfoestrutural permitiu a identificação de setores de cimeira e escarpa com maior resistência à ação das forças erosivas, localizados próximos às zonas cisalhantes regionais. Enquanto distantes destas estruturas, a ação erosiva se intensifica, consumindo as cimeiras do planalto e expandindo a escarpa.

Palavras-Chave: Planalto da Borborema. Índices Morfométricos. Morfoestruturas; Nordeste Oriental.

ABSTRACT

The following thesis aims at contributing to the understanding of landforms evolution in a regional scale, based on the application of morphometric methods and morphostructural analysis, in order to minimize the level of subjectivity of landforms classification and hierarchy schemes applied to the eastern escarpment of the Borborema highlands. The research sought to relate the drainage network to the eastern escarpment of the Highlands, as to obtain a morphometric index, quantitatively defined, of how this relationship expresses itself on the geomorphological landscape, as well as to propose numeric and morphological thresholds that enable the delimitation of the escarpment itself. The proposed approach took into account the role of internal forces, in the shape of terrain uplifting, external processes; represented by the fluvial network, and the resistance of materials upon which the processes operate. In order to achieve those aims a sequence of procedures was applied, such as relief lineaments extraction; drainage longitudinal profile analysis; application of the Hack index and its use on the identification of landform step-like units; delimitation of the escarpment line; application of the escarpment front sinuosity index, aiming at establishing its level of geomorphological evolution, and, finally, the construction of the Morphostructural map of the eastern margin of the Borborema Highlands. The extraction of lineaments led to the identification of the main regional structural trends, as being E-W e NE-SW, which accompany the trends of the main shear zones that cut through the region, thus conditioning not only relief lineaments but also the drainage. The application of the Hack Index (HI), to 25 meters contour intervals, along the main drainage lines of the region revealed that on the Paraíba, Goiana, Capibaribe, Ipojuca, Sirinhaem, Una and Mundaú rivers some sectors display values in excess of 1000 meters. Among those, only the Paraíba, Ipojuca and Una rivers presented values above 3000 meters, indicating a high index of topographic gradient. The calculation of the index by individual sectors revealed the occurrence of anomalies that were interpreted as step-like regional gradient breaks, enabling the definition of the baseline of the Highlands' eastern escarpment on a quantitative fashion, thus proposing more robust parameters to define the limits between the Highlands' escarpment and the piedmont. The definition of the baseline of the escarpment led to the calculation of its sinuosity index in three separate forms. The index obtained for the whole escarpment base line; as well as for individual sectors separated by the major regional shear zones, pointed to the lack of discernible tectonic influence on the shaping of this landform. Nonetheless, a more detailed application of the index, to shorter segments, resulted on the identification of sectors where the influence of tectonics became apparent, although to a limited extent. The morphostructural map permitted the identification of summit surface and escarpment sectors displaying an increased resistance to erosive processes, those were located closer to the major regional shear zones. However, further away from those structures, erosion is intensified, leading to the dismantling of the summit surfaces and expansion of the escarpment zone.

Keywords: Borborema highlands. Morphometric indexes. Morphostructures; Northeastern seaboard of Brazil.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Ciclo de Wilson..	22
Figura 2.2 - Compartimentação megageomorfológica do Planalto da Borborema.	31
Figura 2.3 Desenvolvimento de um escudo a partir de uma cadeia de montanha.	35
Figura 2.4 - Esquema demonstrando a evolução proposta por Davis.	56
Figura 2.5 - Modelo demonstrando a evolução das encostas como indicado por Penck	60
Figura 2.6 - Modelo do <i>Primärrumpf</i> .	61
Figura 2.7 - Bloco diagrama ilustrando o conceito básico de pedimento.	63
Figura 2.8 – Modelos de evolução da paisagem propostos por Davis e King.	64
Figura 2.9 – Modelo de alternância climática para a modelagem da paisagem.	68
Figura 2.10 – Duplo Aplainamento	70
Figura 3.1 - Nordeste Oriental e Compartimentos Estruturais da Borborema	79
Figura 3.2 - Contexto estrutural do Nordeste Oriental.	81
Figura 3.3 - Evolução Tectônica das bacias de Pernambuco e Paraíba	83
Figura 3.4 - Perfis da plataforma da Bacia Pernambuco, Paraíba e Plataforma de Natal.	84
Figura 3.5 - Modelo de <i>underplating</i> magmático.	87
Figura 3.6 – Esquema, modificado de Hack (1973), utilizado para cálculo do índice SL.93	
Figura 3.7 - Ilustração relativa à aplicação do Índice de Sinuosidade da Frente de Montanha	97
Figura 4.1 - Mapa demonstrando os lineamentos de relevo extraídos e delimitados nas principais bacias situadas ao longo da borda oriental da Borborema.	103
Figura 4.2 - Diagramas de Rosetas dos lineamentos extraídos dos rios Curimataú e Paraíba.	104
Figura 4.3 - Diagramas de Rosetas dos lineamentos extraídos nas bacias dos rios Goiana e Capibaribe.	105
Figura 4.4 - Diagramas de Rosetas dos lineamentos extraídos na bacia do rio Ipojuca.	106
Figura 4.5 - Diagramas de Rosetas dos lineamentos extraídos das bacias dos rios Sirinhaem e Una.	107
Figura 4.6 - Diagramas de Rosetas dos lineamentos extraídos da bacia do rio Mundaú.	108
Figura 4.7 - Localização da Bacia do Rio Curimataú.	110
Figura 4.8 - Perfil Longitudinal do Rio Curimataú demonstrando os valores de IH mais elevados encontrados.	111
Figura 4.9 - Mapa de localização do Rio Paraíba.	113

Figura 4.10 - Perfil longitudinal do Rio Paraíba demonstrando os maiores valores de IH encontrados ao longo da drenagem.	114
Figura 4.11 - Localização do Rio Goiana.	116
Figura 4.12 - Perfil Longitudinal do Rio Goiana.	117
Figura 4.13 - Mapa de Localização do Rio Capibaribe.....	120
Figura 4.14 - Perfil longitudinal do Rio Capibaribe com os maiores valores de IH.	121
Figura 4.15 - Localização da Bacia do Rio Ipojuca.	123
Figura 4.16 - Perfil Longitudinal do Rio Ipojuca com os principais valores de IH.....	125
Figura 4.17 - Mapa de localização do Rio Sirinhaém.....	128
Figura 4.18 - Perfil Longitudinal do Rio Sirinhaém com os maiores valores de IH.....	129
Figura 4.19 - Mapa de localização da Bacia do Rio Una.	132
Figura 4.20 - Perfil Longitudinal do Rio Una com os maiores valores de IH.	133
Figura 4.21 - Mapa de Localização da Bacia do Rio Mundaú.	136
Figura 4.22 - Perfil Longitudinal do Rio Mundaú com os maiores valores de IH identificados.	137
Figura 4.23 - Mapa Hipsométrico da bacia do Rio Curimataú, apresentando as anomalias identificadas.	141
Figura 4.24 - Perfil Longitudinal, Anomalias e Geologia do Rio Curimataú.	142
Figura 4.25 - Hipsometria, anomalias e perfil longitudinal do Rio Paraíba.....	144
Figura 4.26 - Quartzitos formando degraus no leito do Rio Paraíba no trecho identificado com anomalias de primeira ordem..	145
Figura 4.27 - Hipsometria, anomalias e geologia do Rio Paraíba.....	146
Figura 4.28 - Hipsometria, anomalias e perfil longitudinal do Rio Goiana.	148
Figura 4.29 - Leito do Rio Goiana no trecho identificado com anomalia de primeira ordem.	149
Figura 4.30 - Geologia do trecho identificado com anomalias de primeira ordem no Rio Goiana.....	150
Figura 4.31 - Hipsometria, anomalias e perfil longitudinal do Rio Capibaribe.	152
Figura 4.32. Setor identificado com anomalias de segunda ordem.....	154
Figura 4.33 - Anomalias e geologia do trecho em destaque do rio Capibaribe.	155
Figura 4.34: Perfil longitudinal do rio Ipojuca e distribuição das anomalias de drenagem segundo aplicação do IH.....	157
Figura 4.35. Cachoeira encontrada no setor onde foi identificado a anomalia de primeira ordem com o maior índice de IH entre todas as drenagens analisados..	158
Figura 4.36: Mapa geológico com a distribuição das anomalias da drenagem sobre as unidades litológicas.	159
Figura 4.37 – Perfil longitudinal e anomalias dos trechos ao longo do rio Sirinhaém.	161

Figura 4.38 – Anomalias do Rio Sirinhaém e geologia do trecho onde se encontram.	163
Figura 4.39 - Ruptura de relevo encontrada no rio Sirinhaem no setor relativo à isoípsa de 425 metros, onde foi identificado um dos trechos com anomalia de primeira ordem.	164
Figura 4.40 – Hipsometria, perfil longitudinal e anomalias do Rio Una.....	166
Figura 4.41 – Hipsometria do Rio Una e geologia do setor com concentração de anomalias de primeira ordem.	167
Figura 4.42 - Rupturas de patamar encontrados no setor relativo à isoípsa de 200 metros.....	168
Figura 4.43 – Hipsometria, perfil longitudinal e anomalias identificadas ao longo do rio Mundaú.	170
Figura 4.44 – Esboço geológico do setor onde foram identificadas as anomalias de primeira ordem ao longo do rio Mundaú.....	172
Figura 4.45 - Barramento encontrado no setor relativo às isoípsas de 375 e 400 metros, que possuem anomalias de primeira ordem.....	173
Figura 4.46 - MDT do nordeste oriental em escala de cinza e a linha de base da Escarpa Oriental da Borborema.....	177
Figura 4.47 - Sinuosidade da Escarpa Oriental da Borborema com índice avaliando toda a escarpa como um único elemento.	179
Figura 4.48 - Sinuosidade da Escarpa Oriental da Borborema em setores delimitados pelas estruturas cisalhantes.	180
Figura 4.49 - Recortes de setores das linha da Escarpa Oriental da Borborema.....	182
Figura 4.50 - Recorte A da linha de escarpa da porção oriental da Borborema.	183
Figura 4.51 - Recorte B da linha de escarpa da Borborema Oriental.....	185
Figura 4.52 - Recorte C da linha de escarpa do porção Oriental da Borborema.	187
Figura 4.53 - Recorte D da linha de escarpa da porção Oriental da Borborema.	188
Figura 4.54 - Recorte E da linha de escarpa da porção Oriental da Borborema.....	190
Figura 4.55 - Mapa dos Macrocompartimentos de Relevo do Nordeste do Brasil.....	193
Figura 4.56 - Mapa das Unidades Morfoestruturais do Nordeste Oriental.....	195

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Valores dos Índices de Hack e anomalias para o rio Curimataú.....	111
Tabela 2 - Valores de IH aplicados ao Rio Paraiba.....	115
Tabela 3 - Tabela de valores de IH do Rio Goiana	118
Tabela 4 - Valores de IH relativos ao Rio Capibaribe.....	122
Tabela 5 - Valores de IH relativos ao Rio Ipojuca.....	126
Tabela 6 - Valores de IH relativos ao Rio Sirinhaém.....	130
Tabela 7 - Valores de IH relativos ao Rio Una.....	134
Tabela 8 - Valores de IH relativos ao Rio Mundaú.....	138
Tabela 9 - Valores obtidos para o Smf da Escarpa Oriental da Borborema quando separado pelas estruturas cisalhantes.....	181
Tabela 10 - Valores de sinuosidade do recorte A.....	184
Tabela 11 - Valores de sinuosidade do Recorte B.....	186
Tabela 12 - Valores de sinuosidade do Recorte C.....	186
Tabela 13 - valores de sinuosidade do Recorte D.....	189
Tabela 14 - Valores de sinuosidade do Recorte E.....	191

LISTA DE ABREVIações

CPRH - Companhia Pernambucana de Recursos Hídricos

CPRM - Serviço Geológico do Brasil

CONDEPE/FIDEM - Agência Estadual de Planejamento e Pesquisas de Pernambuco

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias

EDC - *Edge Drive Convection*

GIS – Geographic Information System

IH - Índice de Hack

MDT - Modelo Digital de Terreno

RDE - Relação Declividade-Extensão

SL Index - Stream Length-Gradient Index

SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*

SUDENE - Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste

ZCPA – Zona de Cisalhamento Patos

ZCPE - Zona de Cisalhamento Pernambuco

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	17
2 REVISÃO DA LITERATURA	20
2.1 Os Maciços Antigos Rejuvenescidos nos Contextos Plataformais	20
2.2 O Planalto da Borborema, Histórico de sua Definição	24
2.3 Morfoestruturas e Morfoesculturas dos Maciços Antigos	32
2.4 Definição de Morfoestruturas	37
2.4.1 <i>Definição de Escarpa</i>	40
2.4.2 <i>Superfícies aplainadas de cimeira e intermontanas</i>	45
2.4.3 <i>Teorias de evolução do relevo plataformal</i>	52
2.4.3.1 Teorias Cíclicas do Relevo.....	54
2.4.3.2 <i>Perspectiva Processual Cíclica: uma interação de fatores diversos</i>	58
3 MATERIAIS E MÉTODOS: ANÁLISE MORFOMÉTRICA DO RELEVO	77
3.1 Materiais	77
3.1.1 <i>Técnicas de Geoprocessamento</i>	78
3.2 Caracterização da Área	78
3.2.1 <i>O papel do arqueamento regional</i>	86
3.2.2 <i>A Borborema pode ser definida como possuindo "uma" escarpa?</i>	88
3.3 Índices Morfométricos	89
3.3.1 <i>Perfil Longitudinal de um Rio</i>	91
3.3.2 <i>"Índice de Hack" (IH ou SL) ou Relação Declividade-Extensão (RDE)</i>	92
3.3.3 <i>Índice de Sinuosidade</i>	96
3.4 Análise morfológica em bases digitais	98
3.4.1 <i>Fotolineamentos do relevo</i>	98
3.5 O mapeamento morfoestrutural	100
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	103

4.1 Lineamentos	103
4.2 Perfis Longitudinais, Índices de Hack e Anomalias de Drenagem das Bacias	109
4.3 Identificação de Patamares de relevo a partir da utilização do Índice de Hack .	139
4.4 Delimitação da Escarpa Oriental da Borborema	175
4.5 Sinuosidade da Escarpa Oriental da Borborema	178
4.6 Mapeamento Morfoestrutural	192
5 CONCLUSÕES	198
REFERÊNCIAS	204

1 INTRODUÇÃO

A ciência geográfica surgiu a partir da tentativa dos antigos em entender o contexto natural em que viviam. Posteriormente esta tentativa de entendimento se tornou uma necessidade, no intuito de vencer os obstáculos naturais e desenvolver os espaços necessários para as atividades humanas. Após milhares de anos a necessidade de vencer o natural se transformou no desejo de conviver harmoniosamente com o mesmo, entretanto a busca por entendê-lo não mudou, visto que ainda temos muito a descobrir sobre suas origens, seus padrões, suas leis. É com o objetivo do entendimento da natureza como elemento da organização do espaço, e de como a mesma vem se desenvolvendo, como surgiu e para onde caminha, que a Geografia se sustenta como disciplina, e em especial a Geografia Física, em consonância com o convívio entre o natural e o social.

Ao postular entender os fenômenos naturais, a Geografia Física abraça um amplo universo de objetos e possibilidades de pesquisa, lançando mão a uma gama de ciências auxiliares, e áreas de especialização para o trato destas temáticas. Dentre essas áreas uma em particular tem se destacado por mostrar desenvolvimento teórico, metodológico e técnico avançados para o trato das questões ligadas à paisagem, principalmente ao longo do último século e meio; a Geomorfologia.

De acordo com Christofolletti (1980), a Geomorfologia é "*a ciência que estuda as formas de relevo*". Estas formas de relevo são a expressão espacial, o conjunto de diferentes configurações de morfologias, caracterizando o modelado topográfico de uma área (CHRISTOFOLLETTI, *op cit*).

Esta ciência passou a ter sua base epistemológica estabelecida a partir dos postulados de Davis (1899) quando o mesmo sistematizou os métodos de identificação, análise e classificação das formas de relevo nas regiões centrais e de Piemonte da América do Norte. Enquanto isso, na Europa central e leste, alemães e russos também estabeleciam um arcabouço metodológico de entendimento das formas de relevo com vistas a relacionar a reposta dos processos endógenos, como a estrutura, e as formas resultantes (PENCK, 1924 ; GERASIMOV, 1946).

Posteriormente, ao longo do último século, surgiram outras propostas além da introdução de métodos e técnicas das mais variadas, no intuito de aprofundar e empiricizar os estudos acerca da evolução das formas de relevo. Diferentes olhares propuseram diferentes propostas, como as que deram maior foco aos processos, enquanto outras deram maior enfoque aos modelos, alguns dão mais ênfase ao clima, outros à estrutura e à litologia. Outros ainda propõem a interação de ambos. A introdução de modelos matemáticos na interpretação das formas, dos perfis de drenagem e de tantos outros elementos além da recente utilização de métodos de datação por luminescência ou por isótopos demonstram portanto a constante evolução das técnicas e métodos dentro deste ramo científico devotado ao estudo das formas que compõem a superfície terrestre.

É dentro deste contexto, o da ciência geomorfológica, que este trabalho se estabelece, visando contribuir para o entendimento da evolução das formas de relevo em escala regional a partir da aplicação de métodos morfométricos e de análises morfoestruturais. Para tanto, postula-se a utilização dos conhecimentos mais recentes relatados acerca da região em apreço, qual seja, a área de terras altas do Nordeste Oriental do Brasil.

Desta forma, a presente tese se justifica na necessidade da aplicação de métodos objetivos de análise geomorfológica, com vistas a minimizar a subjetividade das classificações e hierarquizações de formas na área do rebordo oriental da Borborema.

OBJETIVOS

Objetivo Geral

O cerne da presente tese foi relacionar as drenagens e a escarpa oriental do Planalto da Borborema, de modo a obter um indicador morfométrico que estabeleça, de forma quantitativa, como esta relação se apresenta na paisagem geomorfológica, gerando formas regionais e, em última instância, propondo limiares numéricos e morfológicos que permitam delimitar a própria escarpa.

A abordagem utilizada levou em consideração o papel dos esforços internos, sob a forma de soerguimento, dos agentes externos, sob a forma de fluxos fluviais, e da resistência dos materiais sobre as quais os processos atuam. Estes últimos foram interpretados com base configuração litoestrutural regional.

Para que este objetivo geral fosse atingido uma série de procedimentos foi aplicada com vistas a construir as etapas da pesquisa compreendidas enquanto objetivos específicos. Estes demandaram a aplicação de técnicas de geoprocessamento voltadas à aferição das propriedades geométricas do relevo e da rede de drenagem, tais como, a extração de lineamentos de relevo; análise dos perfis longitudinais de drenagem; aplicação do Índice de Hack; utilização do Índice de Hack para identificação de patamares de relevo; delimitação da linha de escharpa, no intuito da aplicação do índice de sinuosidade de frente de escharpa, visando estabelecer o seu grau de evolução geomórfica e, por fim a elaboração do Mapa Morfoestrutural da Borda Oriental da Borborema.

2 REVISÃO DA LITERATURA

2.1 Os Maciços Antigos Rejuvenescidos nos Contextos Plataformais

A Geomorfologia é a ciência que se presta a analisar as formas de relevo. Neste sentido, em sua busca metodológica por compreender os grandes compartimentos morfológicos, segmentou a sistematização do conhecimento sobre as formas em dois grandes grupos, o primeiro tratando do relevo a partir de uma perspectiva climática, e um segundo a partir de uma perspectiva estrutural (CHRISTOFOLETTI, 1980). Estes segmentos distintos, mas complementares, se mostraram como carro-chefe desta disciplina principalmente durante o século passado.

Dentro da proposta climática, autores como De Martonne (1991), Passarge (1931), Büdel (1948), Cholley (1950), Peltier (1950) e Birot (1968) merecem destaque. Entretanto maior menção deve ser dada ao trabalho de Tricart & Cailleux (1972). Nesta obra os autores franceses afirmam ser de fundamental importância a influência do clima no relevo, e esta é manifestada de diversas maneiras e de formas inter-relacionadas. Para estes, os processos morfogenéticos de superfície e sub-superfície, e sua distribuição, são determinados pelo clima.

Já dentro do enfoque estrutural, as propostas de Davis (1899), Gilbert (1899), Penck (1924), Gerasimov (1946), King (1956), Czajka (1958), Hack (1960), Summerfield (1989) dentre outros, representaram uma sequência metodológica na qual o enfoque sobre o papel das forças endógenas e da estrutura sobre a organização do relevo, foi considerado a partir de enfoques multi-escalares, tanto dentro da perspectiva espacial quanto temporal, de forma a gradualmente inserir uma perspectiva de ordem processual e quantificada aos estudos geomorfológicos. No Brasil, a perspectiva de que as estruturas e processos dinâmicos que compõem o arcabouço geológico da Terra influenciam e por vezes determinam as formas de relevo, vem sendo resgatada a partir da década de 1980, como atestam as contribuições de Hasui (1989), Ricomini (1989), Saadi (1992) dentre outros. Não obstante, apenas mais recentemente a aplicação de suas metodologias alcançou o contexto do Nordeste do Brasil, buscando o entendimento da compartimentação do relevo, principalmente no âmbito da macro-escala, em uma abordagem que passou a ser reconhecida pela epígrafe de mega-

geomorfologia como constata-se nas contribuições basilares de Claudino Sales e Peulvalst (2004) e Correa et al. (2010), ou nos trabalhos voltados à reconstrução da morfogênese em escalas de detalhe, ou sub-regional, como presentes nos trabalhos de Bezerra et al (2008) e Gurgel et al (2013).

Este enfoque estrutural pressupõe a ocorrência de duas classes principais de formas que se relacionam com o contexto geodinâmico a qual pertencem, as de áreas tectonicamente ativas e passivas. Em termos atuais, faixas móveis e plataformas, respectivamente.

As faixas móveis seriam as áreas de contato entre as placas tectônicas em suas margens convergentes, gerando arqueamentos e zonas de subducção. As plataformas seriam as porções relativamente estáveis, de margem divergente, que sofrem denudação de longo prazo sem atuação direta de forças de compressão. Estes processos foram bem detalhados no modelo elaborado por Wilson (1966). Esse autor desenvolveu um modelo buscando explicar as fases de abertura e fechamento dos oceanos, com base na então nascente teoria da tectônica de placas, conhecido como Ciclo de Wilson (Fig. 1.1). Este modelo acabou por servir de base para elucidação acerca de como os continentes evoluem a partir da movimentação dos blocos tectônicos. Contemporaneamente, as concepções iniciais de Wilson foram acrescidas de visões modernas, complexas e mais abrangentes acerca do ciclo tectônico, que passaram a considerar a ocorrência de um caráter poli-histórico e multivariado de possibilidades de interação entre as placas (BIZZI et al 2003).

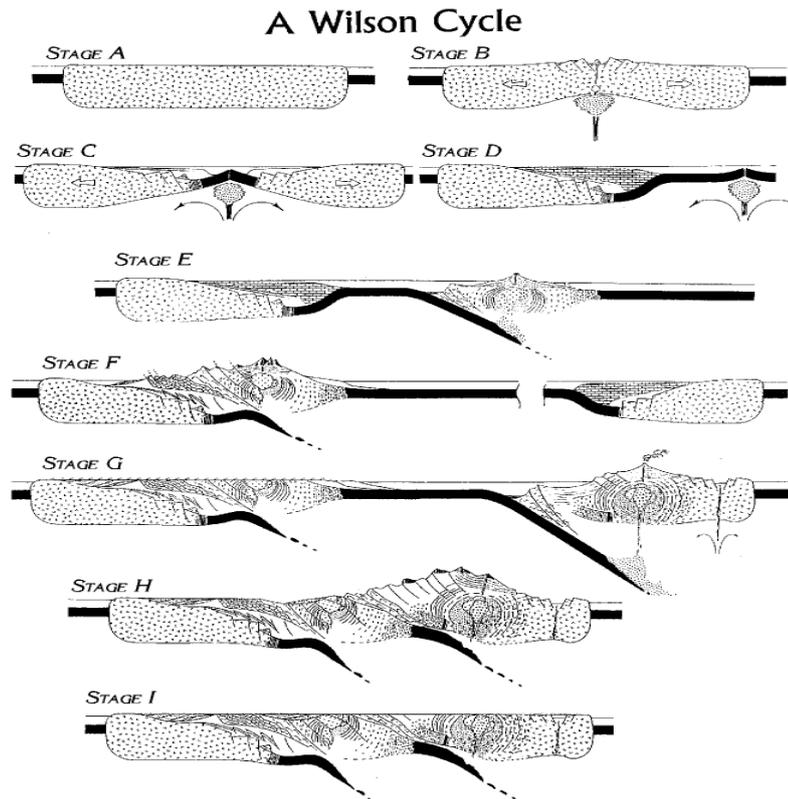


Figura 2.1 - Ciclo de Wilson. Formação de um oceano a partir de um rifte em crosta continental sobre um hot spot (A-C). Expansão desse mesmo oceano com a consequente deriva das massas continentais que anteriormente estavam ligadas e agora estão separadas pelo rifteamento (D). Num certo momento, ocorre a mudança do processo de afastamento ou deriva para aproximação de massas continentais em decorrência de processos de subducção da crosta oceânica, desenvolvendo-se arcos de ilha e/ou cadeias montanhosas, orogenia (E-F). Por último, ocorre o fechamento do oceano, sucedido pela colisão continental (G-I).

Possuindo apenas uma pequena parte em de seu território em zonas de faixas móveis, o Brasil se mostra quase que essencialmente composto de estruturas plataformais. Dentro destas estruturas plataformais, as que concentram a maior atenção dos estudos sobre evolução do relevo são os Escudos (ROSS, 1985). Estes escudos são os remanescentes de orogenias antigas e que estruturam as porções cristalinas das plataformas (PLUMMER, 2003).

Na perspectiva clássica do estudo das formas, a Plataforma teria como principal característica a estabilidade tectônica, não possuindo atividade tectônica deformacional ou cisalhante (ROSS, op cit.). Entretanto novas perspectivas reconhecem atividades tectônicas deformacionais no interior da plataforma, algumas

de cunho epirogenético (OLIVEIRA, 2008; CORREA, 2001), outras dentro de um contexto cisalhante de diferenciação de movimentos de blocos componentes dos escudos (GURGEL et al, 2013; BEZERRA et al 2008; MAIA et al, 2010). Estes postulados se baseiam nas reativações de falhas ocorridas durante a última reativação da plataforma e que ainda permanecem ativas (BEZERRA et al 2001).

No território brasileiro os escudos mais recentes datam do Ciclo Brasileiro (750 - 540 Ma.), orogenia responsável pela colagem de Gondwana (ALMEIDA, et al 2000). Após milhões de anos de denudação e aplainamentos estas estruturas cristalinas foram rejuvenescidas, ou seja, soerguidas, inicialmente durante o processo de desmantelamento do super-continente gonduânico e seguidamente ao longo do Cenozóico a partir da própria migração das placas, formando macro-unidades estruturais genericamente referidas como Maciços Antigos Rejuvenescidos. Este evento denominado Reativação Wealdinana (180 - 140 Ma) deu origem aos fragmentos de Gondwana, entre eles a América do Sul e a África (ALMEIDA, et al 1981).

Na América do Sul ocorrem três grandes áreas de Escudos, o Escudo das Guianas, o Escudo do Brasil Central e o Escudo Atlântico, estes dois últimos compondo o chamado Escudo Brasileiro (BIZZI et al 2003). Estes Escudos são estruturados em maciços e domínios geológicos derivados das mais diversas orogenias. O Escudo Atlântico, parte exposta do Escudo Brasileiro a leste da Plataforma Sulamericana, apresenta quatro grandes províncias estruturais (BIZZI et al 2003), sobre as quais se individualizam conjuntos de maciços rejuvenescidos de diversas dimensões espaciais e grandeza geomorfológica, a saber: Província São Francisco, Província Borborema, Província Tocantins e Província Mantiqueira.

Estas províncias estruturais foram classificadas e delimitadas seguindo preceitos já estabelecidos em países de dimensões continentais como o Brasil, a exemplo da Austrália e do Canadá (BIZZI et al 2003). Esta classificação considera como província estrutural "as largas regiões geológicas naturais que mostram/apresentam feições estratigráficas, tectônicas, magmáticas e metamórficas próprias e diferentes das apresentadas pelas províncias confinantes" (BIZZI et al, 2003 - pg 23).

Tais províncias estruturais possuem um complexo de rochas e estruturas formadas ao longo de diversas orogenias, o que promove diferenciação geológica dentro da própria província, composta por rochas com diferentes graus de resistência. Essa diferenciação geológica se reflete em uma distinção de dureza e resistência à erosão, que proporciona uma diferença de formas onde as rochas mais tenras são mais susceptíveis e correspondem às áreas mais rebaixadas, enquanto as rochas mais resistentes compõem as áreas mais elevadas (BIROT, 1958). Birot (op cit) entretanto aceita o fato de que a complexidade estrutural pode ter alçado certos blocos tectônicos e rebaixado outros, mantendo-se esta configuração enquanto as forças erosivas não forem capazes de destruir as diferenças morfológicas.

Desta forma, de acordo com o objetivo deste trabalho, iremos aprofundar os conhecimentos acerca dos maciços antigos componentes da Província Borborema, mais especificamente da região delimitada pelo Planalto da Borborema, no capítulo a seguir.

2.2 O Planalto da Borborema, Histórico de sua Definição

Desde as primeiras expedições realizadas no Nordeste do Brasil pelos naturalistas pioneiros, os relatos das terras altas e das baixadas secas desta região são temas constantes na apreciação de tais relatos. Inicialmente pintores contratados pela coroa e posteriormente naturalistas - com o objetivo de fazer levantamentos sobre flora e fauna brasileiras para fins de exploração econômica - elaboraram descrições acerca dos quadros naturais componentes do território brasileiro (LISBOA, 1995). Neste sentido, obras como a de Spyx & Martius (1817) entre 1817 e 1820, além de outros contemporâneos, foram as primeiras a relatar o quadro natural do Brasil. Por vezes, compondo estes relatos, estão citações ou menções de expedições completas realizadas ao Nordeste do Brasil, e dentre estas, campanhas às terras altas do Nordeste Oriental (HENDERSON, 1993).

Posteriormente a esta fase, cientistas especializados foram convidados por instituições nacionais e internacionais para elaborar uma análise sistematizada dos

quadros naturais do Brasil. Dentre os pioneiros na região Nordeste, cabe destaque ao trabalho de Crandall (1910) que elaborou um esboço geográfico e geológico acerca do relevo e dos recursos hídricos da região, com enfoque voltado para a construção de açudes. A "Serra da Borborema" - como denominada pelo autor - seria composta por um complexo de rochas gnaissicas e xistos atribuídos ao paleozóico. As regiões de topo da "serra" seriam estruturadas em granitos intrusivos e sua extensão lateral máxima se daria próxima ao paralelo de Campina Grande (PB) onde atingiria mais de 120 km em direção W-E.

Analisando a drenagem da região, o mesmo autor afirmou estar tal drenagem dissecando uma peneplano granítico que estrutura o topo do planalto. Este peneplano seria responsável pela ligeira planura do topo do planalto. Planalto este que possuía uma dicotomia na origem de suas formas, estruturadas entre rochas graníticas dos maciços intrusivos e rochas metamórficas, xistosas, das faixas de dobramento reconhecidas nos dias atuais. Na década seguinte, Moraes (1924) reconhece a inexistência de uma descontinuidade litológica entre a depressão central pernambucana e a encosta ocidental do planalto, fato que sugeria um controle tectônico das formas, dentro do contexto de perspectivas estruturais da época. Posteriormente, outros autores utilizariam esta mesma estruturação geológica para atribuir à região uma morfogênese baseada na regressão paralela das vertentes na porção ocidental da Borborema, sob generalização dos processos de pediplanação (ANDRADE, 1958; BIGARELLA & ANDRADE, 1964).

Na década de 1950, em ocasião do Congresso da UGI, realizado no Rio de Janeiro no ano de 1956, algumas excursões foram realizadas ao Planalto da Borborema com os participantes - muitos deles estrangeiros – sendo apresentados à paisagens geomorfológicas regionais sob a supervisão de eminentes geógrafos brasileiros. Em seu Guia de Excursão ao Nordeste do Brasil, confeccionado para esse evento, o professor Mário Lacerda de Melo destacou ideias que permitiam a compreensão, de maneira sintética, sobre o conjunto do conhecimento apreendido até então na academia sobre o relevo do extremo oriental do Nordeste, sua origem, idade e significado das formas (CORREA et al, 2010). Para Melo (1956) no Nordeste ocorreria

"... um velho planalto com um grande setor rebaixado sobre o qual se sobressaem relevos isolados e resíduos tabulares do antigo capeamento sedimentar". O autor continua expressando que a outra porção da região "... exibe altitudes mais elevadas que vão em média dos 500 aos 1.000 metros de média, é o que se chama de Planalto da Borborema propriamente dito" (MELO, 1956 p 13).

Decorrendo do mesmo congresso realizado no Rio de Janeiro, o geomorfólogo francês Jean Dresch, elaborou no ano seguinte e publicou no Bulletin de L'Association de Géographes Français, ensaio sobre a morfologia do Nordeste brasileiro. Posteriormente traduzido como Colóquio sobre a Morfologia do Nordeste Brasileiro e publicado no Boletim Geográfico, o artigo trazia uma caracterização física sobre a Diversidade Regional, além de um esboço sobre as Superfícies de Aplainamento e os Sistemas de Erosão do Nordeste brasileiro. Para Dresch (1962) a Borborema seria um abaulamento cristalino de estrutura pouco conhecida e não cartografada - na época - possuindo afloramentos graníticos circundados por gnaisses, micaxistos e quartizitos suavemente arqueados em domos anticlinais. Os relevos seriam alinhados paralelamente às principais estruturas e teriam nos Picos de Triunfo e do Jabre seus pontos mais elevados, entretanto a altitude média se daria entre 700 e 800 metros. Para o francês a escarpa oriental possuía um perfil que nunca se mostrou brusco, com declive suave apresentando patamares, e esta escarpa poderia ser precedida por cristas apalachianas alinhadas paralelamente. A escarpa não seria de falha nem de linha de falha, sendo antes uma flexura pré-cretácica, uma falésia morta de um mar cretácico superior. Este rebordo oriental seria entalhado por vales paralelos possuindo uma rede densa (DRESCH, 1962 p 5). Nota-se no relato do professor francês a observação sobre a ocorrência da orientação preferencial do relevo na direção E-W, sempre de forma paralela às estruturas. A relação entre as estruturas e os lineamentos de relevo e drenagem foram de fato verificados posteriormente em diversos trabalhos na região (FURRIER et al 2006; BEZERRA et al 2001; BEZERRA et al 2008; MAIA & BEZERRA, 2011).

A partir do final da década de 1950 verifica-se um primeiro avanço sistemático dos estudos de geomorfologia do Nordeste oriental, passando dos meros relatos de

características descritivas à aplicação dos paradigmas teórico-metodológicos então em voga para o estudo do relevo em áreas de escudos cristalinos expostos. Esta fase se inicia a partir da criação do Instituto de Ciências da Terra do Recife (CORREA, et al 2010), tendo como seus principais pesquisadores os Professores Gilberto Osório de Andrade e Rachel Caldas Lins, com destaque ainda para a parceria científica dos mesmos com o geomorfólogo paranaense João José Bigarella. Tais estudos passaram a aplicar na região o entendimento da modelagem das formas a partir do compreensão da pediplanação como processo elaborador das superfícies regionais, assim como sugerido por Lester King (1956).

Os trabalhos de geomorfologia que emanaram desse centro de pesquisa nas duas décadas que se seguiram postulavam uma associação entre a perspectiva da elaboração das superfícies regionais de aplainamento por pediplanação com os crescentes conhecimentos acerca dos depósitos sedimentares da região, sobretudo a sedimentação continental cenozóica (ANDRADE, 1958; BIGARELLA & ANDRADE, 1964; CASTRO, 1977). Metodologicamente, esses trabalhos traçavam uma relação direta entre os níveis topográficos de topos concordantes e os níveis estratigráficos encontrados na plataforma e sua margem, gerando um modelo regional de superfícies aplainadas e seus depósitos correlativos.

No caso específico do Planalto da Borborema, as formas de relevo encontradas acabaram por ser agrupadas e tratadas em conjunto como pertencentes a determinado nível de aplainamento, com base em suas relações hipsométricas, aludindo diretamente ao modelo interpretativo vigente (BIGARELLA & ANDRADE, op cit). De fato, não foi proposta uma análise dos compartimentos, mas uma classificação das formas dentro de uma hierarquização dos seus topos por faixa altimétrica, onde cada intervalo de altitude das cimeiras correspondia a um nível crono-correlato, ou superfície pré determinada (MONTEIRO, 2010; CORREA et al, 2010). Esta abordagem acabou por se tornar demasiadamente tautológica e generalista, embora possua reprodução dos seus princípios norteadores percebida até os dias atuais, servindo de ponto de partida para novos estudos em bases mais concretamente empíricas.

Em períodos mais recentes a abordagem geomorfológica sobre o Nordeste brasileiro apoiam-se largamente sobre duas vertentes principais de influência teórico-metodológica e procedimental, a climática e a estrutural, que em geral embora reflitam um arcabouço de técnicas e resultados de natureza distinta, se apresentam na maioria das vezes complementares.

A vertente climática, baseada na abordagem de Büdel (1982), apresenta um entendimento da evolução do relevo a partir da exposição da morfologia elaborada em sub-superfície e posteriormente exposta após a retirada do manto de alteração da rocha. Este enfoque revisita a proposta de Wayland (1933), que propunha ser a denudação química a principal responsável pela morfologia da superfície. No Brasil, e em particular no Nordeste, essa visão tomou importância no cenário dos estudos morfológicos a partir do melhor entendimento sobre os mantos de alteração e sua distribuição espacial.

Uma das consequências da introdução do enfoque lito-estrutural na evolução do relevo impactou, por exemplo, a interpretação de uma das formas geomorfológicas mais ubíquas no Nordeste semiárido, os *inselbergs*. Essas são formas residuais encontradas isoladas ou em grupos, de forma generalizada em determinadas regiões do planeta, sobretudo em áreas plataformais. Estes "morros-ilha" se apresentam como corpos dômicos cercados por extensos planos, e com o avanço do conhecimento geológico da região foi verificada a diferença litológica existente entre estes corpos elevados - em geral granitos e granitóides - e os planos circundantes - estruturados sobre rochas metamórficas, em grande parte gnaissicas e xistosas. Posteriormente a compreensão de que as formas mais elevadas também correspondiam à porções menos fraturadas e mineralogicamente mais resistentes do conjunto geológico também foi levada em consideração (CORREA, 1997; 2001) . Entre os trabalhos realizados sob esta perspectiva, cabe ressaltar os de Andrade (1968), Andrade & Lins (1964; 1965), Lyra (1982), Araujo (1996), Silva (1997), entre outros.

A vertente estrutural, fundamentada em Tricart (1974), baseia-se no entendimento de que as forças internas são as que criam rupturas na superfície e estas rupturas geram formas de relevo e permitem a ação da gravidade exercendo sua

função como agente geomórfico (CORREA et al, 2010). Dentro desta perspectiva alguns condicionantes devem ser levados em consideração como a influência das estruturas herdadas e a influência da litologia respondendo de forma diferencial à erosão (CORREA et al, op cit). Para o Nordeste do Brasil este modelo leva em consideração um alçamento tectônico pós-cretáceo da região que atuou de maneira espasmódica durante o Cenozóico e possivelmente foi o responsável pela evacuação da maior parte das coberturas fanerozóicas e dos mantos de alteração desenvolvidos em fases de estabilidade ao longo do Terciário Medio (MABESSONE & CASTRO, 1975; GURGEL et al, 2013). Vale ressaltar também as pesquisas realizadas no âmbito da neotectônica, que procuram relacionar as formas de relevo e os condicionantes estruturais derivados de movimentações recentes da crosta, com destaque para Saadi & Torquato (1992), Bezerra et al (2008), Lima (2008), entre outros.

Entretanto, apesar da literatura geomorfológica regional aludir aos maciços elevados da Borborema, suas depressões e contexto geotectônico, poucos são os trabalhos que se preocuparam em estabelecer uma definição sobre os limites e a hierarquização regional dos compartimentos de relevo componentes do Planalto. Neste sentido cabe ressaltar o trabalho de Correa et al (2010) no qual os autores procuraram estabelecer parâmetros morfoestruturais no intuito de reconstruir a influência dos mecanismos endógenos atuantes sobre a hierarquização dos compartimentos regionais de relevo do Planalto. Seus apontamentos foram baseados, entre outros elementos, na existência de um *underplating* magmático sob o planalto, identificado por Oliveira (2008). Este *underplating* seria responsável pelo soerguimento Cenozóico recorrente que teria alçado o planalto e permitido a retirada das coberturas antigas. De certa forma este alçamento foi precocemente identificado por Ab Saber (1953) que reconheceu um "soerguimento epirogenético pós-cretácico" na região criando a abóbada central do planalto e hierarquizando a rede de drenagem ao redor desta.

Entretanto, Correa et al (2010) são enfáticos em afirmar que o *underplating* relacionado ao magmatismo do leste da Borborema pode ter gerado uma nova fase de soerguimento do núcleo arqueado, mas não admitem que estes processos formaram o

planalto *strictu sensu*, pois evidências de idades de traços de apatita indicam a geração do domo ocorrendo a cerca de 200 Ma, na região de Triunfo, Pernambuco. Estes pulsos epirogenéticos podem estar mantendo estas formas regionais elevadas e devem estar associados aos patamares escalonados encontrados desde próximo à costa até suas porções ocidentais (CORREA et al op cit).

Diferente de trabalhos anteriores, Correa et al (2010) propuseram uma definição do planalto da Borborema e a identificação de três níveis hierárquicos de compartimentos morfoestruturais. Estes níveis seriam: o macrodomo correspondente à Província Borborema incluindo suas bacias fanerozóicas, o planalto *strictu sensu* e seus compartimentos. Esta hierarquização coloca em dúvida os modelos clássicos de taxonomia morfológica baseados em identificação de patamares escalonados de relevo. Quanto à definição, os autores propuseram que o Planalto da Borborema seria "... o conjunto de terras altas que se distribuem no nordeste oriental do Brasil, com limites marcados por uma série de desnivelamentos topográficos, geralmente com amplitude da ordem de 100m em relação ao entorno, sendo comum não apresentar solução de continuidade litológica em relação ao relevo rebaixado adjacente" (p 49). Os autores também propuseram uma compartimentação megageomorfológica do Planalto da Borborema, ilustrada na figura a seguir (Fig. 2.2):

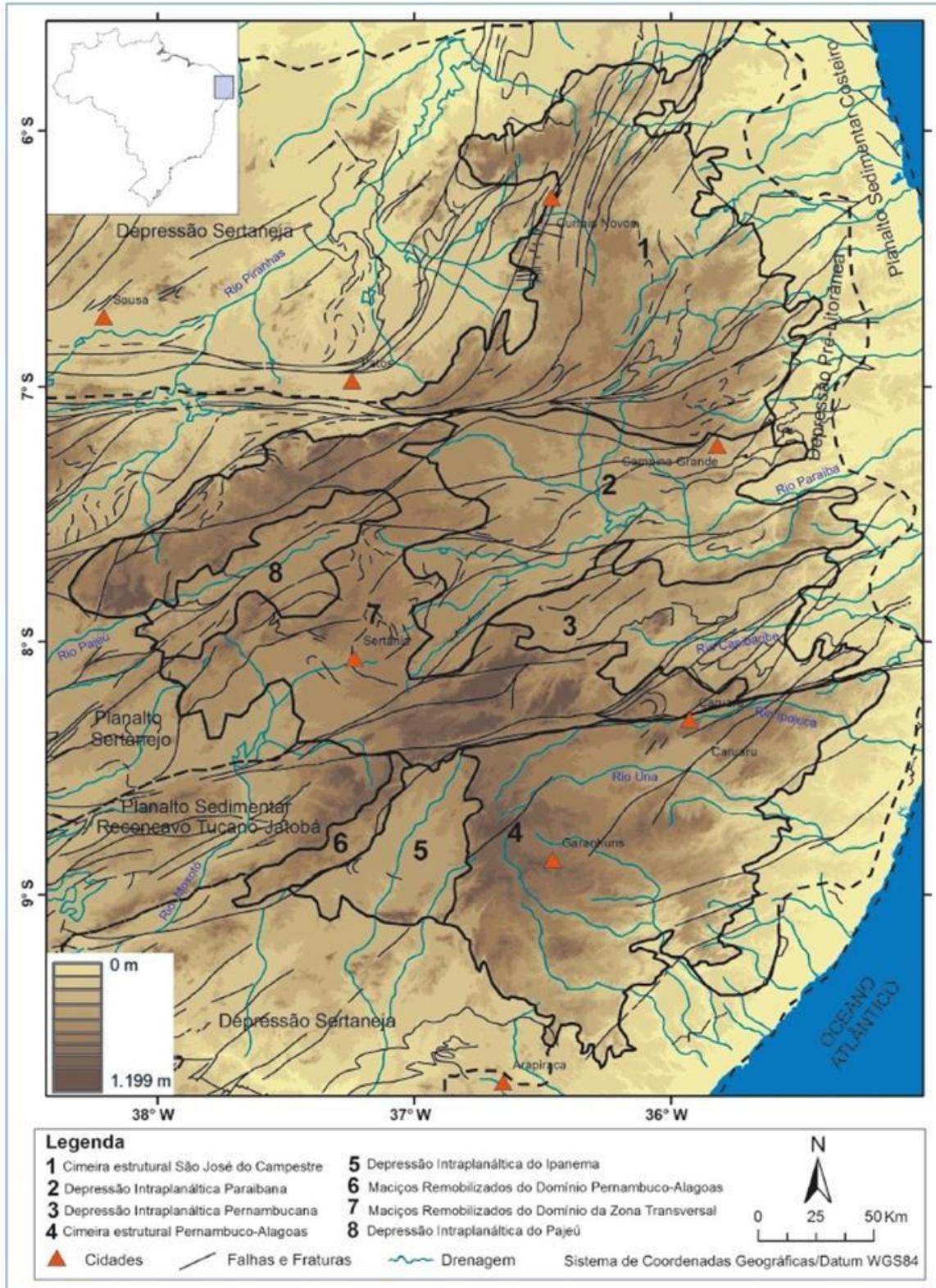


Figura 2.2: Compartimentação megamorfológica do Planalto da Borborema Retirado de Correa et al (2010).

Esta proposta de definição do Planalto da Borborema e de seus compartimentos, baseado em métodos morfoestruturais de hierarquização tem se mostrado com sendo bastante plausível e atendendo à bases metodológicas e conceituais mais próximas dos paradigmas atuais. Sendo assim, na presente tese, a menção aos compartimentos geomorfológicos do Planalto da Borborema e a definição aceita ao mesmo, procurará se ajusta à proposta de Correa et al (2010).

2.3 Morfoestruturas e Morfoesculturas dos Maciços Antigos

A análise da evolução das formas de relevo possui diversos métodos de investigação. Estes métodos foram elaborados obedecendo a distintos critérios a depender da escola epistemológica em que se desenvolveram, e do ajuste, ao longo do último século às fases de introdução, modificação e adaptação às novas técnicas que surgiam.

Como ponto central da análise geomorfológica encontra-se a compartimentação, gênese e evolução dos maciços antigos. Dentre as variadas metodologias dessas macro-unidades geomorfológicas cabe destaque para a proposta elaborada no leste europeu, mas que teve seus pressupostos ancorados nos postulados alemães no início do século passado.

Para melhor compreender a hierarquização das formas dos maciços antigos, pode-se lançar mão da proposta de Gerasimov (1946) que elaborou os conceitos de geotextura, morfotectura e morfoestrutura para designar as relações entre os componentes morfológicos da superfície terrestre e seus processos geradores. Estes conceitos se mostraram semelhantes e até equivalentes aos propostos por Mescerjakov (1968) que empregou os termos morfotectura, morfoestrutura e morfoescultura. Esta terminologia analítica desenvolvida pela escola soviética de geomorfologia tem suas bases na premissa de Penck (1924) que considera o modelado terrestre como resultado do balanço de forças entre os processos internos (tectônicos) e os processos externos (erosivos). O resultado deste "embate" responderia pela gênese do relevo terrestre.

Focando nos conceitos que possuem grandeza escalar compatível com a análise dos maciços, ou escudos, temos que, em síntese, a morfoestrutura seria a relação existente entre a estrutura de base e o modelado superficial. Como estrutura entende-se o contexto geotectônico, com seus complexos litológicos e conjuntos de dobras e falhas, além da atuação ou não de esforços tectônicos atuais ou recentes, bem como os aspectos paleotectônicos.

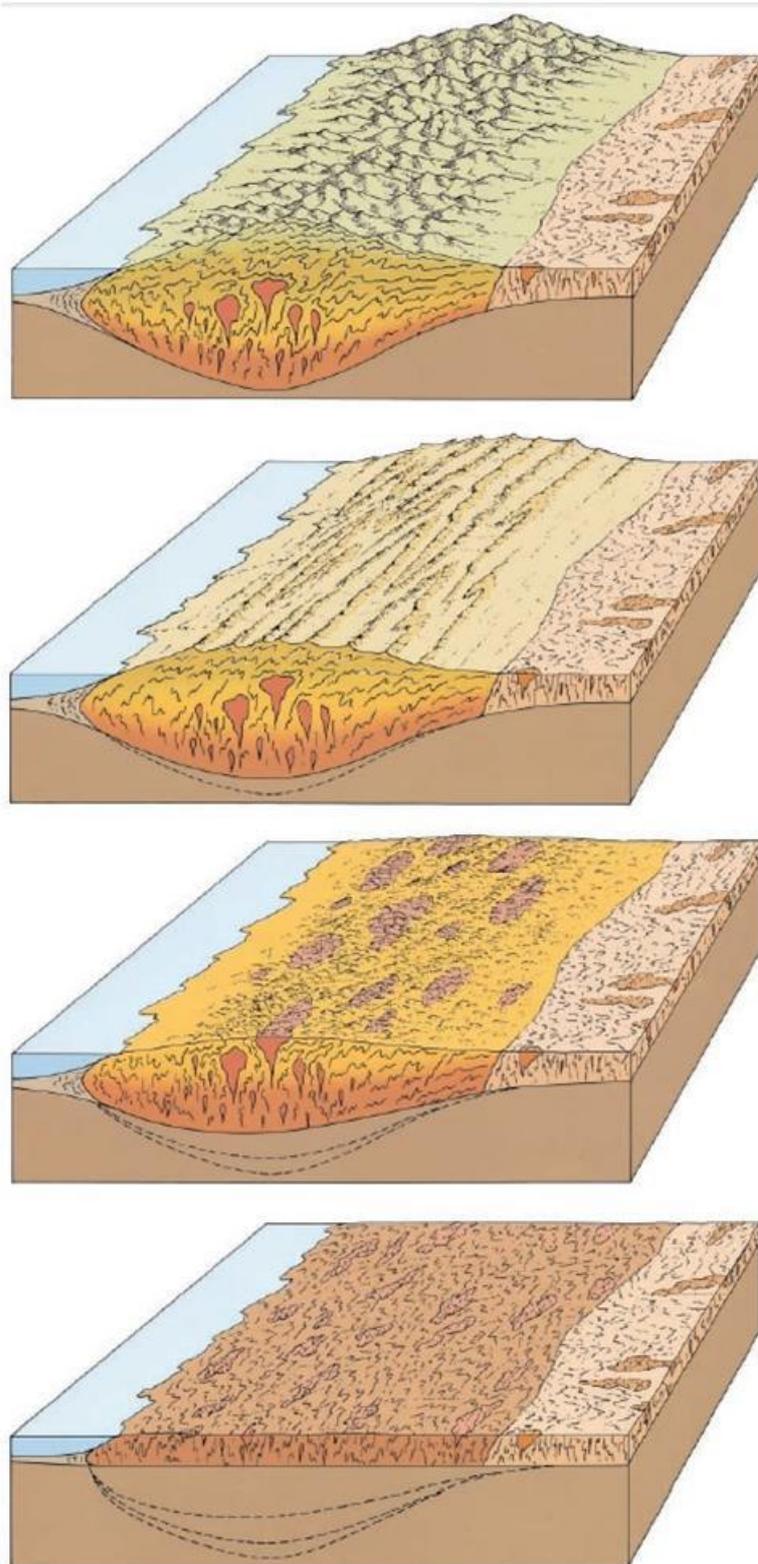
Como morfoescultura se entende a relação dos agentes externos, climáticos, e o modelado. Os processos esculturadores modelam a paisagem em diversas escalas a depender da amplitude espacial dos elementos climáticos, entretanto, em geral, atuam em escalas maiores que os elementos estruturadores (BIGARELLA, 2003).

Quanto à evolução dos maciços, devemos entender que estes corpos cristalinos são formados em geral sob a forma de cinturões de montanhas em margens convergentes. A partir da formação da cadeia montanhosa segue-se o desgaste da mesma e o ajuste isostático assim como postulado por Hack (1975), e que por fim, obedecendo às imposições gravitacionais, resultaria em uma superfície ampla e plana com altitudes próximas às do nível do mar, com processos formativos variando de acordo com as diversas teorias que tratam sobre o tema (BIGARELLA, 2003; MONTEIRO 2010).

Estes maciços são formados por rochas antigas, em geral complexos metamórficos compostos por gnaisses, migmatitos, xistos, entre outros. Estes complexos metamórficos não raras vezes são cortados por intrusões graníticas na forma de batólitos, diques e *sills*. Sua ocorrência é associada às plataformas estáveis e possuem importância fundamental no entendimento da evolução dos continentes, pois entender como estes maciços se desenvolveram é peça vital no entendimento dos processos evolutivos e geodinâmicos pelos quais passam os continentes.

O esquema elaborado por Hamblin & Christiansen (2003) ilustra de maneira compreensiva como os maciços cristalinos se originam (Fig. 2.3) e as rochas ígneas plutônicas chegam a ser expostas em superfície.

De maneira geral estes autores observam dois principais fatores controladores no processo de exposição de um escudo: 1 - erosão da cadeia por processos fluviais e 2 - ajuste isostático da cadeia montanhosa como resultado da remoção do material. Os mesmos aceitam a idéia de que tanto a erosão quanto o ajuste isostático continuam atuando até que um novo equilíbrio seja alcançado.



A) Nos estágios iniciais de desenvolvimento o relevo é máximo. Alguns vulcões andesíticos podem permanecer na superfície. Falhas de empurrão e dobras são as estruturas dominantes na superfície. As cabeceiras fluviais começam a organizar o padrão de drenagem adaptando-se aos principais *trends* estruturais. Os Andes estão nesta fase.

B) À medida que a erosão remove o material da montanha o ajuste isostático acresce material à base da montanha. Falhas geradas na base da cadeia montanhosa são expostas em superfície e as cabeceiras de drenagem se ajustam aos padrões de falhas. Muitos tributários drenam paralelamente às estruturas, e as capturas fluviais começam a se formar entre os lineamentos de cristas em níveis topográficos diferentes. Os Apalaches se encontram em fase semelhante a esta.

C) A continuação da erosão e do ajuste isostático reduz a topografia do relevo e as maiores profundidades da base do cinturão orogênético começa a aflorar. Complexos de dobras e intrusões ígneas formadas originalmente em regiões profundas do cinturão são expostas na superfície. As drenagens se ajustam às novas estruturas expostas. O relevo e as taxas de erosão são drasticamente reduzidos. Os cinturões da Escócia e Noruega possuem estruturação semelhante a esta.

D) O equilíbrio isostático é restabelecido. As rochas formadas em profundidade são expostas na superfície e o relevo local é de poucos metros. A drenagem se ajusta aos terrenos metamórficos. Neste estágio o cinturão compõe um novo segmento do escudo, um maciço. O escudo canadense apresenta estágio de desenvolvimento compatível com esta fase de evolução.

Figura 2.3 - Desenvolvimento de um escudo a partir de uma cadeia de montanha. Adaptado de Hamblin & Christiansen (2003).

O entendimento dos processos enunciados acima é essencial na hierarquização das morfoestruturas regionais das áreas plataformais. A análise evolutiva dos maciços está ligada ao entendimento de que estes sofrem amplos soerguimentos e subsidências, mas também existem as variações constantes no nível do mar. Estas variações são importantes devido ao fato de que o nível eustático é, em última instância, o último nível de base, o nível de base geral, onde os processos fluviais cessam e se inicia a deposição.

As variações no nível do mar definem portanto o estabelecimento ou as variações dos níveis de base, geral, regionais e locais. E como os níveis de base determinam os processos fluviais modeladores da paisagem, temos que o entendimento destes sistemas nos levam à hierarquização dos processos morfoescultores.

As morfoesculturas por sua vez são estabelecidas e limitadas pela resistência da rocha, originando o termo "erosão diferencial". A erosão diferencial ocorre quando os mesmos processos atuam sobre rochas de dureza diferente assim resultando em formas finais distintas entre si. Estas diferenças ocorrem em todas as escalas, desde montanhas até degraus de uma encosta formados por diferença entre camadas de rochas mais rígidas e mais frágeis. Esta diferenciação erosiva é mais observada em regiões secas onde as diferenças dos tipos de rocha produzem maiores detalhes na paisagem (BIGARELLA, 2003) na ausência de um manto de intemperismo mais profundo.

Deve-se pontuar entretanto que as diferenças litológicas são criadas majoritariamente pela gênese estrutural. Portanto, não é rara a aceitação de que as morfoesculturas atuam a partir da definição e estabelecimento das morfoestruturas.

Em tempos mais recentes tem sido cada vez mais notável a compreensão de que os modelos de evolução morfológica de longo prazo necessitam de informações confiáveis acerca do período e das taxas de soerguimento das formas de relevo de um lado e das taxas de desnudação de outro. Mas para isto é necessário que os modelos substituam os esquemas antigos por esquemas mais aprimorados, condizentes com as

técnicas contemporâneas (THOMAS, 1995). Neste contexto, uma hierarquização morfoestrutural e morfoescultural do modelado se torna cada vez mais essencial.

2.4 Definição de Morfoestruturas

Como visto anteriormente, o entendimento das morfoestruturas tem sido de importância basilar para a análise das formas de relevo regionais. A relação entre os elementos geradores de formas, como a existente entre as estruturas, os processos e o tempo, estabelecida em Davis (1899), sempre foi o centro das análises geomorfológicas. Outros autores, como Penck (1924), afirmaram ser a relação entre a resistência da rocha, o poder erosivo dos processos superficiais e a atuação das forças endógenas o caminho que irá indicar o modo como as formas de relevo evoluem.

Portanto, é concreto que alguns elementos sempre fizeram parte das análises geomorfológicas, como as forças endógenas e exógenas, os materiais, o tempo necessário para produção das formas e as próprias formas primárias como geradoras de processos que virão a gerar novos modelados. Entretanto, ao longo do tempo os autores dão mais ênfase a um ou a outro elemento gerador de formas, negligenciando outros, ora por conta do conjunto regional, ora por convicções apriorísticas, pressupostos vigentes em suas épocas. Davis (1899) já alertava que as classificações elaboradas em sua época eram demasiadamente estruturais, criando dois grandes grupos de formas, as de estruturas horizontais como planícies e platôs e um grupo de estruturas desordenadas como as montanhas e outras formas derivadas. As formas se dividiriam entre as que passaram por tempo suficiente para sofrer aplainamento e as que não tiveram tempo de exposição suficiente.

Entretanto, baseado nas premissas de Penck (1924) de que o tipo de material e a disputa entre forças internas e externas são as que definem as formas, Gerasimov (1946) propôs uma análise "morfoestrutural". Esta perspectiva se utilizava da interação dos diferentes litotipos e modos tectônicos vigentes para estabelecer os compartimentos de relevo (CORREA, *et al.*, 2010). Tal tipologia hierárquica de formas constitui desde conjuntos regionais de primeira ordem de grandeza, como mega estruturas continentais, até ordens de grandeza de menor ordem, como relevos em diques. Entretanto, cartograficamente, as morfoestruturas possuem grande

importância pois retratam as formas maiores do relevo, modelados regionais, como planaltos, bacias sedimentares ou cinturões orogênicos.

De acordo com Tricart (1974) as estruturas herdadas exerceriam ainda um controle maior do que as estruturas ativas. Para este autor, no entanto, este critério sofre variações de caso para caso, sendo o papel das estruturas herdadas superior em relação ao relevo, principalmente em estruturas estabelecidas em áreas com relativa estabilidade tectônica. Esta percepção talvez se deva à maior área componente de plataformas relativamente estáveis, se comparado com áreas de tectônica ativa. Já para Birot (1958, apud CORREA, 2001) o relevo seria reflexo da estrutura em princípio, pois percebe-se que as regiões rebaixadas seriam compostas por rochas tenras ou blocos tectonicamente rebaixados, e as áreas altas compostas por rochas duras ou soergidas tectonicamente.

Seguindo os preceitos da escola russa e da Europa oriental podemos designar como morfoestrutura *os compartimentos de relevo que são determinados pela interação de litotipos distintos e o arcabouço tectônico vigente* (GERASIMOV & MESCHERJAKOV, 1967 apud CORREA et al 2010). Esta interação pode gerar uma grade hierárquica com diversas ordens de grandeza no qual a relação "estrutura x forma" pode alcançar níveis variados de detalhamento e análise topográfica.

Deve-se atentar para o fato de que as forças internas da Terra criam rupturas na superfície e que estas rupturas geram diferença de altimetria, ou seja, relevo. E é apenas a partir da formação deste relevo que os processos superficiais, subordinados à gravitação, são provocados. A dinâmica geotectônica também influencia e gera estrutura na medida que cria diferenças litológicas, relevos arqueados ou dobrados nas mais diversas escalas. Estas estruturas são portanto o arcabouço sobre os quais os sistemas morfogenéticos se desenvolvem (CORREA et al 2010).

Nestes termos, tem-se de maneira geral que os processos superficiais de elaboração das formas sob a atuação de qualquer clima sofrem influência da natureza e disposição das rochas, assim como do contexto geotectônico da região. Estas influências são predominantes em escalas regionais. Já na escala do detalhe, as

influências dos elementos climáticos são mais observáveis. Sendo assim, em escala regional, os processos erosivos são dependentes do relevo criado pela estrutura (CORREA *et al* 2010).

Tricart (1974) ressalta a predominância dos arqueamentos de grande raio de curvatura em áreas plataformais. Segundo o autor estas áreas sofreriam uma dissecação mais lenta e gradual se comparadas com as regiões de orogenias ativas, muito embora sabe-se que estas regiões estáveis já não possuem as fragilidades inerentes às faixas móveis, e hoje expõem estruturas muito mais resistentes à erosão. Estas áreas são constituídas de rochas e estruturas desenvolvidas sob contexto de metamorfismo regional e de profundidade, além de plútons dos mais diversos, resultantes de intrusão em zonas frágeis de base de crosta, assim como rochas com algo grau de metamorfismo geradas em contexto transcorrente de movimentação de bloco, como as faixas miloníticas. Para o autor francês a resposta geomórfica mais comum neste contexto de metamorfismo regional passa a se dar nos padrões de dissecação, que podem ser expressos pela densidade da rede de drenagem, no perfil e no gradiente das vertentes.

Nas áreas plataformais desenvolvidas em ambiente tropical, e principalmente tropical úmido, as formas serão predominantemente oriundas da dissecação diferencial controlada pelo intemperismo químico. Estas litologias mais resistentes, como gnaisses e quartizitos, características de dobramentos antigos, sob estes climas, produzem formas como cristas e inselbergs "pseudo-apalachianos" (pães-de-açúcar), que se destacam na paisagem de forma residual, constituindo formas elevadas cercadas por regiões planas, pedimentadas, que foram rebaixadas segundo tratam as diversas teorias relativas aos aplainamentos.

Em regiões mais secas, como os domínios tropicais sub-úmidos e semi-áridos a ausência de um manto profundo de intemperismo faz com que as drenagens corram diretamente sobre as expressões superficiais das estruturas, tornando as mesmas em um excelente indicador estrutural, e elemento fundamental no mapeamento morfoestrutural. Desta forma o estudo dos padrões e do direcionamento da

drenagem, assim como a densidade da drenagem se estabeleceram como uma fase inicial e primordial nas análises e mapeamentos morfoestruturais (BIGARELLA, 2003).

As teorias que tratam destas áreas planas, por vezes pedimentadas, ou que apresentam padrões de erosão diferencial pelo intemperismo químico, ou ainda sistemas de formas que se ajustam seguindo os preceitos isostáticos, serão abordadas neste capítulo no intuito de oferecer uma melhor compreensão da morfogênese de áreas plataformais.

2.4.1 Definição de Escarpa

Com vistas ao entendimento das superfícies aplainadas que serão abordadas no próximo sub-capítulo torna-se necessário o estabelecimento de uma definição ou do conhecimento de algumas concepções sobre o que seria uma Escarpa, elemento essencial para a delimitação de uma superfície. Deste modo tentaremos definir quais características delimitam uma escarpa, e como podemos estabelecer a mesma.

Como definir e classificar a escarpa

Ao tentar definir escarpa encontramos que o termo em geral é aplicado a uma encosta íngreme, comumente singular, com um comprimento consideravelmente grande e que domina uma seção da paisagem (GOUDIE *et al*, 2004). Entretanto deve haver distinção entre uma encosta e um escarpamento, e Goudie (*op cit*) nos alerta sobre isto utilizando o exemplo dos flancos de um canyon, onde uma encosta bastante íngreme pode muitas vezes ser chamada de escarpa. Entretanto o mais correto seria utilizar este termo para segmentos de pelo menos alguns quilômetros de comprimento até formas de escala subcontinental com centenas de quilômetros, considerados mega-escarpamentos, ou grande escarpamentos, como o Drakensberg na África do Sul.

Para Guerra & Guerra (2008) escarpa seria "uma rampa ou aclive de terrenos que aparecem nas bordas dos planaltos, serras, testemunhos, etc.", ou seja, uma rampa nas bordas de terrenos altos. Esta definição não especifica extensão como a de

Goudie (op cit), nem mesmo se existe diferença entre uma escarpa e uma encosta. Entretanto estes autores utilizam da mesma distinção citada pelo britânico, quando diferenciam as encostas resultantes de processos tectônicos das resultantes de processos denudacionais. Para os autores brasileiros as "escarpas tectônicas" seriam produto das forças endógenas, muitas vezes geradas por deslocamentos epirogenéticos, podendo também ser elaboradas por falhas (*fault scarps*, como denominado pelo britânico). Já as "escarpas de erosão" são aquelas que possuem sua forma escavada pelos agentes erosivos, como as frentes de *cuestas* ou as escarpas das chapadas (*denudational escarpment*), podendo gerar uma depressão periférica, quando a base de sua área escavada a separa de conjunto cristalino.

Contudo, para este processo Ab'Saber (1949, *apud* Guerra & Guerra, 2008) cunhou o termo "escarpa de circundesnudação", específico para escarpas escavadas em material sedimentar cujo recuo gera uma depressão periférica, ou em escarpas de 'falésias concêntricas'.

Ainda se considerarmos as escarpas geradas por movimentos tectônicos, ou escarpas de falha, podemos ter uma diferenciação. A escarpa de falha "*strictu sensu*", ou seja, aquela originada diretamente pelo movimento ao longo da falha, mas também podemos ter ao longo do tempo um desgaste a partir desta linha de falha, gerando a chamada escarpa de linha de falha (IBGE, 1999). Esta diferenciação por vezes é bastante difícil de ser estabelecida, devido à grande dificuldade de reconhecimento de estruturas geológicas como falhas, ou mesmo da ocorrência de um complexo conjunto geológico regional.

Em diversas ocasiões não existe base de dados suficiente para se determinar se a escarpa foi gerada a partir de processos erosivos atuantes de maneira diferencial, ou se o mesmo corresponde à movimentação de blocos por processos tectônicos. Quando isto não é possível, é costumeira a caracterização equivocada da escarpa.

A escarpa que possui caracterização mais simples é a escarpa de falha, que ocorre após a movimentação de blocos por processos epirogenéticos. O desnível gerado entre o topo e a base, coincide com o plano de falha, e mantém sua forma mais

próxima da original gerada no momento do falhamento. Para que esta forma se mantenha a erosão não deve ser agressiva ou o ciclo erosivo ainda está em seu início. Quando a erosão é efetiva, ao longo do tempo geológico, a escarpa recua (ou rebaixa, ou ambos) e o espelho de falha é perdido, tornando o plano da escarpa, por vezes, bastante distante do plano inicial em que foi desenvolvida (GUERRA & GUERRA, 2008). Deste modo, torna-se equivocada a definição do tipo de escarpa baseada unicamente na morfologia. Um abrupto predominantemente plano pode ser uma escarpa de falha recente ou uma escarpa de linha de falha que recuou paralelamente ao seu plano inicial, mas manteve a forma, como postulado por Lester King (1952), ou mesmo ser o balanço equivalente entre as forças erosivas e tectônicas, como citou Walter Penck (1924). Por isto é essencial o conhecimento da estrutura regional, para identificação de falhamentos que possam ter gerado a escarpa, além de uma possível diferença de resistência da rocha, gerando o escarpamento denudacional por erosão diferencial.

Nos dias atuais este problema é minimizado devido à grande quantidade de informações disponíveis. Mapas geológicos, com grande detalhamento da composição da rocha, além das falhas e dobramentos existentes a nível sub-superficial. Entretanto, é imprescindível a capacidade do pesquisador de identificar em campo a existência ou não da falha, e onde a mesma se localiza, se próximo ou distante da escarpa. Só assim uma boa caracterização pode ser estabelecida.

Quando nenhuma falha é encontrada, nem nos mapas geológicos, nem no trabalho de campo, pode-se limitar as possibilidades para a ocorrência de uma escarpa erosiva. Para Goudie (2004) a maioria destas se forma como resultado de erosão diferencial, contudo algumas podem se desenvolver a partir de um falhamento no passado remoto. Em sua maioria se desenvolvem no desgaste de material sedimentar frente a um material cristalino, embora possa ocorrer feições desenvolvidas em conjuntos cristalinos mais ou menos resistentes, como no caso de litologias mais ou menos finas, ou com mais ou menos material máfico.

A importância da Escarpa para a evolução do relevo

Quando abordamos a perspectiva da evolução do relevo e quais as teorias e métodos que compõem seus estudos, verificamos uma gama de idéias desenvolvidas desde meados do século XIX até os dias atuais. Iniciando com trabalhos de metodologias então revolucionárias como o Ciclo Geográfico, tivemos durante mais de um século o surgimento de idéias que são a base das pesquisas realizadas em geomorfologia, até os tempos atuais.

A grande maioria destas teorias tomaram a evolução das escarpas como sendo o elemento principal a ser analisado quando se trata da evolução dos grandes conjuntos de relevo. Algumas relacionando a escarpa com a rede de drenagem, outras propondo sua evolução a partir da erosão diferencial. Há também as que tomam a relação entre as forças endógenas e exógenas como determinantes em sua evolução, ao passo que algumas outras afirmam não importar os processos em si, mas o longo tempo necessário para que a denudação atue de maneira generalizada. Este assunto será melhor tratado no sub-capítulo a seguir, entretanto ainda cabem algumas considerações acerca da importância da Escarpa como unidade principal da análise do relevo.

Quando pensamos em evolução do relevo devemos pensar em elaboração e destruição das formas. E isto é, em essência, a criação e destruição das encostas, em maior escala, e das escarpas, em menor escala. Como surgiram e como são rebaixadas/recuadas ou destruídas é a chave para o entendimento da dinâmica evolutiva da paisagem morfológica. E quanto a isso, mesmo sendo Davis (1899) o primeiro a elaborar uma teoria evolutiva seguindo bases metodológicas universalmente aceitas, foi Penck (1924) quem deu pela primeira vez à escarpa o centro das atenções em sua proposta. Na proposta davisiana a escarpa era apenas mais um elemento, sendo a encosta e os componentes das bacias hidrográficas, juntamente com a composição do material e o tempo de atuação dos processos que realmente importava. A atuação da erosão fluvial dentro da bacia desagregava o material, enquanto a força da gravidade retirava o sedimento e a dinâmica dos rios o transportava para fora da paisagem, assim rebaixando as encostas. A concatenação

dessas fases resultando em respostas morfológicas era o foco central de seu postulado.

Já para Penck (1924) a atenção deve estar voltada para o produto escarpa. Produto este que é gerado a partir da relação entre as forças tectônicas e as forças erosivas. Para o geomorfólogo alemão a disputa entre estas forças atua constantemente e o balanço entre elas determina a forma da escarpa. Maior detalhamento deste processo será dado no sub-capítulo a seguir. Como produto, a escarpa resultante teria três grandes arranjos de formas possíveis: uma forma côncava, uma convexa e uma retilínea ou estacionária. Na primeira a denudação predominaria sobre o soerguimento, na segunda o soerguimento é predominante, já na terceira o balanço está equilibrado. O autor também admite a ocorrências destas formas em patamares, onde cada patamar traria a forma característica da encosta, mas também respondendo ao processo dominante. Esta relevo em patamares foi chamado de *Primärrumpf*.

Proposta semelhante foi estabelecida por Lester King (1952) ao propor um modelado que se estruturava no recuo da escarpa de maneira paralela ao ângulo de equilíbrio. O mesmo possui conceituação relativamente semelhante à de Davis (1899) quanto à formação da morfologia inicial, para ambos o desnível é gerado a partir de um soerguimento rápido e regional, gerando uma escarpa. Posteriormente a erosão é iniciada e aí se dá a diferença das duas propostas. Para Davis (*op. cit.*) o ângulo sofre redução contínua, enquanto que para King (*op. cit.*) o ângulo da escarpa, após ser atingido o equilíbrio, passa a ser mantido e sofre recuo paralelo. O sul-africano explicita também a idéia de uma encosta ideal que, de maneira geral, deve possuir uma seção convexa, uma face nua, uma seção detrítica e um pedimento.

Hack (1975) não postula classes ou tipos de encosta, entretanto, semelhante ao modelo de Penck (1924), considera a escarpa como resultado do balanço de forças. Entretanto Hack (*op. cit.*) aprofunda a questão teórica e conceitual analisando não apenas os processos envolvidos, mas o material. A entrada de material advindo do acréscimo de magma na base da crosta, como causa ou efeito de um soerguimento, além da perda de material pela erosão, e os processos relativos a este sistema, bem

como a resistência dos materiais, serão essenciais para o desenvolvimento de uma forma que esteja em equilíbrio dinâmico.

Desta forma, depois de analisarmos algumas conceituações, podemos verificar que a escarpa é tratada de maneira diferente em todas elas, mas permanece como unidade importante, senão central, para a análise da evolução do relevo. Em suma, a análise desta unidade, a partir dos processos que ocorrem ao longo da mesma podem nos trazer informações preciosas sobre como o conjunto regional de relevo vem se estruturando na área em apreço. Entretanto, para fins metodológicos, a conceituação de Goudie (2004) será a preferencialmente utilizada na presente tese.

2.4.2 Superfícies aplainadas de cimeira e intermontanas

Como observado anteriormente, a tentativa de entendimento acerca da evolução da paisagem sempre incitou a busca por um maior entendimento sobre como as formas de relevo se desenvolvem, qual a sua dinâmica, e como são construídas e destruídas. Inúmeras propostas foram elaboradas no intuito de entender desde as formas mais locais até os grandes maciços regionais e continentais.

Para o entendimento da gênese e evolução destes conjuntos de formas regionais e continentais, mormente em contextos geotectônicos plataformais, a proposta mais utilizada e reproduzida foi a que trata da elaboração das chamadas Superfícies de Aplainamento. Esta proposta, que abarca escalas menores de representação, visa entender como os grandes complexos de terras emersas constituintes das plataformas foram denudados e estruturados, além de propor modelos que abordam como as grandes cadeias de montanhas são arrasadas gerando os maciços antigos rejuvenescidos.

Passando a ser desenvolvidos na segunda metade do século XIX, os modelos de evolução da paisagem passaram a ter destaque com a publicação do artigo de Willian Morris Davis em 1899, o Ciclo Geográfico. A proposta de um Peneplano, ou "quase plano", visava traçar estágios de evolução das grandes formas de relevo desde a formação dos altos relevos soerguidos, até sua fase arrasada, final, onde as formas se

resumiriam à planura, com a ocorrência de algumas poucas elevações isoladas, testemunhas de antigas formas. Este Ciclo Geográfico, ou Ciclo de Erosão, estabelecia a dinâmica de formação das superfícies planas encontradas ao redor do mundo, sob as mais diversas altitudes.

Desde então o modelo de superfícies aplainadas vem sendo aplicado por diversos pesquisadores. Entretanto, ao se aplicar esta proposição fortemente dedutiva em classificações regionais de paisagens, notou-se que o peneplano, como indicado por Davis, era difícil de ser percebido e delimitado. A partir desta dificuldade tentou-se estabelecer algumas definições ou delimitações, a fim de determinar quais seriam os limites de uma superfície, se a mesma estaria estabelecida, bem definida, ou se fora parcialmente elaborada, abortada, soterrada ou exumada.

O próprio Davis admite que seu modelo era idealizado a partir das concepções de gabinete, utilizando princípios e leis naturais, mas sem levar em conta diversas forças que podem atuar de maneira local, alterando o sistema geral. O mesmo lembra que o ciclo pode ser interrompido, ou abortado inúmeras vezes e em qualquer estágio do processo evolutivo. Isto traria uma alteração na paisagem final (DAVIS, 1899).

A partir do desenvolvimento da proposta davisiana as paisagens passaram a ser vistas como possuindo um arranjo lógico, onde as superfícies mais altas são as mais antigas e as mais baixas seriam mais recentes, levando ao estudo da cronologia de desnudação (OLLIER, 1981). Esta perspectiva foi vigente durante quase a totalidade do século passado, mesmo após as descobertas sobre movimentos tectônicos intraplacas, e continua sendo aplicada até os dias atuais, entretanto, pesquisas realizadas no âmbito da neotectônica vêm propiciando novas perspectivas interpretativas acerca da gênese do escalonamento do relevo (SUMMERFIELD, 2000; ETCHEBEHERE et al, 2006; GUEDES, 2008; GURGEL et al, 2013).

Mas afinal, o que seria uma superfície aplainada e como este conceito foi aplicado ao longo do último século e começo do atual? Muitos conceitos e definições têm sido desenvolvidos desde o último século e ainda ganhando espaço crescente em textos hodiernos. A cada teoria formulada, cada processo estabelecido, cada região

diferenciada, gerou e ainda gera diferentes proposições do que seria uma superfície aplainada. Embora alguns elementos sempre permaneçam comuns à grande maioria, a introdução de novos métodos e técnicas, além das peculiaridades regionais identificadas em cada conjunto estabelecido como uma superfície, diferencia e elabora um conceito ou definição de quais elementos e limites determinam tal estrutura.

Ao se procurar o termo *Planation Surface* no *The Encyclopaedic Dictionary of Physical Geography* (GOUDIE *et al*, 1985) é solicitado ao leitor que vá até o termo *Erosion Surface*, que é definido como sendo:

"... um termo comumente usado na Grã Bretanha para descrever um plano achatado resultante de erosão. Mesmo, a rigor, as superfícies de erosão podendo estar longe de um plano, é mais usual o termo *Planation Surface* no seu lugar" (tradução nossa).

Notamos com isto que na escola britânica já temos estabelecidos dois termos, quais sejam, Superfícies de Aplainamento e Superfícies de Erosão. Para os autores as superfícies de aplainamento são o produto final de um ciclo de erosão, por isto são aceitas as duas formas para descrever esta forma arrasada que pode ser um peneplano davisiano, ou um pediplano de ambientes semi áridos, um etchplano em ambientes úmidos e também uma plataforma de abrasão produzida em ambientes costeiros (GOUDIE *op cit*). De maneira complementar os autores citam que em muitas partes da Grã Bretanha são comuns a ocorrência das superfícies aplainadas, sendo as mesmas encontradas de forma funcional ou reliquial (herdada).

Para Selby (1986) as superfícies de aplainamento se caracterizam como "extensos planos de erosão de dimensões continentais e chanfros erosivos sobre cumes das colinas e flancos". Esta definição aborda o caráter regional, de pequena escala de representação, que algumas superfícies apresentam, podendo atingir dimensões continentais. O autor continua afirmando que as mesmas são "superfícies quase horizontais ou ligeiramente inclinadas que, se presume, são restos de uma superfície extensa que cortava antigas estruturas rochosas". Selby (*op. cit.*) atribuía um caráter arrasador aos processos que elaboravam tais superfícies. Para ele as mesmas

são testemunhos de antigas estruturas rochosas que foram cortadas pelos processos denudacionais, que arrasaram indistintamente todas as estruturas existentes. Esta linha de pensamento vai ao encontro do que dizia Davis (1899), quando afirmava que ao longo do tempo necessário para a elaboração de uma determinada superfície (entre 10 e 100 milhões de anos), todas as estruturas e conjuntos geológicos seriam arrasados, indistintamente.

Se tomarmos os trabalhos realizados no Brasil na continuidade do texto, temos que o primeiro a reconhecer e classificar superfícies de aplainamento no nosso território foi o francês Emmanuel de Martonne em trabalho traduzido e publicado na Revista Brasileira de Geografia em duas partes, sendo a primeira em 1943 e a segunda em 1944. O trabalho intitulado Problemas Morfológicos do Brasil Atlântico (1943) foi fruto de viagens pela região sudeste do Brasil onde o mesmo reconheceu diversos níveis de aplainamentos pretéritos, dos quais o mesmo estabelece uma superfície pré-cretácica, uma eocênica e uma pliocênica. Em termos conceituais o autor não explicita ou define quais são os critérios utilizados por ele para definição de uma superfície, entretanto os termos "peneplanície" relativo às superfícies e "peneplano típico" são encontrados no texto, indicando uma perspectiva davisiana das formas. Cabe destaque sua observação de que o maciço antigo do Brasil tropical Atlântico guarda a marca de dois modelados de erosão levados até a maturidade.

Outro geógrafo francês que se voltou ao estudo regional das formas e, por conseqüência, à identificação e classificação das superfícies de aplainamento foi Jean Dresch. Em 1962, foi publicada pelo Boletim Geográfico uma tradução de um artigo de 1957 deste autor. Colóquio sobre a Morfologia do Nordeste Brasileiro (1962) é um texto voltado a tratar da diversidade regional do nordeste brasileiro, abordando os diversos sistemas como a Planície Costeira, a Borborema, o Sertão, entre outros.

Tratando da classificação das superfícies, Dresch (op. cit.) estabelece uma divisão, concluindo haver as superfícies mais elevadas, que são duas, e uma superfície mais baixa. O autor não conceitua ou define quais características levou em conta em sua classificação, mas afirma como plausível uma evolução mais intensa em rochas com menor resistência, que deixa blocos arredondados como resíduos deste processo.

Em suas considerações finais afirma que uma fase úmida teria preparado a desnudação das superfícies baixas por pediplanação semi-árida, e que as alternâncias entre o úmido e o seco ao longo do quaternário teriam estabelecido um sistema de erosão onde cada fase preparava a ação da próxima.

Percebe-se na fase final de suas considerações um pensamento mais voltado para as idéias de Lester King (1952), mas em conjunto com as idéias de Wayland (1933) acerca do aplainamento químico. Portanto, mesmo sem uma definição clara de seus critérios, podemos entender que foram os mesmos adotados por King (op cit).

Dentro deste mesmo caráter regional, o artigo Condições Naturais do Nordeste, de Andrade (1967), define que as superfícies aplainadas do nordeste funcionam como degraus desde os níveis mais baixos até os mais elevados. O mesmo definiu como sendo os principais degraus (e conseqüentemente as superfícies) aqueles encontrados entre 120 e 160 metros, entre 450 e 500 metros, um terceiro entre 650 e 700 metros e um último entre 950 e 1000 metros. Estas superfícies escalonadas foram definidas como pediplanos, entretanto sem conceituação teórica, pois de acordo com o autor, a proposta era prática.

Pesquisas de ordem prática, com intuito de identificar e classificar superfícies regionais de aplainamento vêm sendo desenvolvidas até os dias atuais, entretanto poucos mostram interesse em sua conceituação. Salgado (2007) nos traz uma pesquisa intitulada "Superfícies de Aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos". O mesmo nos fornece uma grande revisão das teorias, modelos e paradigmas vigentes nas respectivas épocas das formulações das propostas, entretanto ao longo do texto não é possível identificar nenhuma definição do que seria uma superfície de aplainamento.

Já Valadão (2009) em seu artigo "Geodinâmica de Superfícies de Aplainamento, Desnudação Continental e Tectônica Ativa como Condicionantes da Megageomorfologia do Brasil Oriental" traça uma relação entre a desnudação, as superfícies resultantes e os movimentos crustais associados. O autor apresenta três principais superfícies, a Sulamericana, a Sulamericana I e a Sulamericana II, sendo as

mesmas facilmente reconhecidas, segundo o autor. Embora não apresentando uma definição clara sobre sua idéia de Superfície, temos neste texto a delimitação morfológica utilizada pelo autor, na qual explicita a facilidade de reconhecimento das superfícies no interior do continente "... onde a presença de rochas sedimentares sub-horizontalizadas da Bacia Sanfranciscana favoreceu o recuo paralelo das encostas (*backwearing*), formando escarpas que tão bem delimitam os aplanamentos" (VALADÃO, 2009, pg 79). Ou seja, o autor utiliza a ocorrência de grandes escarpamentos separando superfícies sub-horizontalizadas para delimitar as superfícies classificadas. Além disso, o termo "recuo paralelo das encostas" e seu equivalente em inglês "*backwearing*" denotam uma abordagem pautada nos postulados de Lester King. Autor que identificou e classificou a Superfície Sulamericana na década de 50 do século passado.

Silva (2009), tratando das superfícies do planalto do sudeste brasileiro, foi a que mais trouxe definições e conceitos sobre o que seriam estas formas planas regionais. Entretanto a mesma lembra a conclusão de Ollier (1981) de que o aplainamento está muito ligado a uma cronologia de desnudação, que leva a uma ideia de que o compartimento mais elevado é sempre o mais antigo, e o mais novo sempre o mais recente. Lembra também que Small (1986) afirmou ser o reconhecimento e interpretação evolutiva partindo de um referencial altimétrico algo bastante complexo.

Partindo para as caracterizações morfológicas, a autora descreve as superfícies como níveis topográficos horizontais/planos a sub-horizontais, que são formados por ciclos de erosão, como postulado por Davis (1899), e sendo apenas possível quando existente um nível de base. Continua atribuindo às "superfícies geomorfológicas" um caráter erosivo, com extensão e distribuição espacial limitadas, e que em essência constituiriam todas as partes não diretamente deposicionais, em sua origem. O termo "superfície de erosão" é associado à forma resultante do processo de desnudação de diferentes tipos de rochas e/ou estruturas. Não obstante, a autora alerta para a ressalva de Small (1986), o qual propõe o uso do termo "superfície de aplainamento", pois o processo erosivo busca o plano. Silva (*op. cit.*) cita também o uso da expressão

"superfície estrutural", que aludiria a níveis de erosão estabelecidos em função da estrutura geológica regional, e lembra que a partir do último quarto do século passado a maior aceitação da Teoria da Tectônica de Placas trouxe uma nova perspectiva acerca da análise dos estudos regionais, mas poucos trabalhos haviam sido desenvolvidos sob tal abordagem.

Já Peulvast & Claudino Sales (2002) são mais específicos, e colocam que superfícies planas conectadas ao nível de base geral ou que formam níveis de base interiores e regiões endorréicas não devem ser consideradas como superfícies aplainadas, pois caracterizam superfícies de agradação, citando como exemplos as planícies aluviais ou deltáicas, as planícies de marés e lagunares, assim como áreas lacustres colmatadas entre outras. Posteriormente classificam as superfícies de aplainamento como sendo "superfícies rochosas horizontalizadas formadas pela ação erosiva, apresentando declives apenas suficientes para a ocorrência do escoamento superficial livre das águas e dos fluxos fluviais", estas superfícies truncam indistintamente rochas e estruturas do embasamento cristalino e coberturas sedimentares. Algumas superfícies poderiam apresentar escalonamento, e a maior parte dos autores aceita a ideia de que as mais altas são mais antigas, podendo também apresentar características poligênicas. Os autores reconhecem também que as superfícies são definidas por muitos autores como sendo peneplanos, pediplanos e até ultiplanos, de acordo com as várias teorias em voga.

Outros pontos são levados em consideração em Peulvast & Claudino Sales (2002). Um deles é o fato de que para Davis (1899) o aplainamento deve se dar em consonância com a suavização do perfil longitudinal do rio. Outro ponto é a perspectiva processual do aplainamento, sendo este o "processo erosivo capaz de destruir as influências estruturais e de agir uniformemente em função do nível de base regional ou geral" (Peulvast e Claudino Sales, *op. cit.*, pg 141). Para os mesmos é essencial assumir que todo o progresso obtido na compreensão dos fenômenos e processos de aplainamento, e de seu lugar na evolução das formas das terras emersas, se referem ao entendimento das condições subjetivas quanto à ação tectônica, além da avaliação das taxas de erosão e por quanto tempo estão atuando.

Neste sentido, percebe-se uma não-especificidade quanto ao conceito de Superfície de Aplainamento, além de pouca uniformidade quanto às características necessárias para sua identificação. Nota-se, a propósito, um grande número de singularidades e subjetividades referentes aos trabalhos analisados, entre outros. Mesmo em regiões semelhantes, diferentes superfícies são identificadas. Isto se deve ao fato de cada autor utilizar seus próprios critérios e sua própria escala de análise, ao mesmo tempo que o conceito de topos planos, e superfícies horizontalizadas é muito geral e dependente do observador.

Desta forma podemos ressaltar que não existe um único conceito acerca do que seriam Superfícies de Aplainamento, sendo o mesmo variável de acordo com a região estudada, com o arcabouço técnico disponível ao observador e dos modelos pré-estabelecidos por ele. Os mesmos podem ser Peneplanos, Pediplanos ou Etchplanos, tendo sido concluídos em seu processo ou abortados em alguma fase, estando rebaixados ou soerguidos por movimentos tectônicos. Entretanto a existência destas superfícies é questionável quando ocorre uma correlação com a estrutura regional.

Para um melhor entendimento e visualização dos termos e postulados já citados segue-se um apanhado acerca das teorias que tratam sobre as superfícies aplainadas e sobre a evolução dos relevos plataformais.

2.4.3 Teorias de evolução do relevo plataformal

A busca por uma melhor compreensão da dinâmica da paisagem levou alguns autores a propor modelos de evolução do relevo a partir de uma confluência de conhecimentos e técnicas adquiridas e utilizadas nas épocas das respectivas proposições. Estes modelos diferenciam-se no método e na abordagem dada por cada autor, os quais têm por objetivo alcançar um melhor entendimento da evolução da paisagem, mas que têm como principais resultados as classificações das formas de relevo e a regionalização de processos.

Cada teoria tem sua abordagem específica, umas com o processo de desenvolvimento da rede de drenagem e conseqüente aumento de ação destrutiva sobre as formas, outras com uma busca de equilíbrio entre a denudação e o soerguimento onde a relação das forças destes processos daria origem a diferentes formas, outras ainda buscando relacionar a dureza da rocha e a capacidade do clima em intemperizá-la e posteriormente retirar seus fragmentos modificando então a forma como este relevo se apresenta. Mas o elemento que aparece como fator comum a todas as teorias é a escarpa. O modo como a escarpa se desenvolve é fator fundamental para a compreensão da evolução das formas de relevo, e conseqüentemente da evolução das paisagens naturais.

Um dos primeiros a tratar dessa temática a partir deste novo olhar foi William Morris Davis, quando trabalhou com as paisagens temperadas úmidas da Nova Inglaterra e escreveu sua grande obra “O Ciclo Geográfico” (1899), que se transformaria em um dos pináculos das teorias que iriam se desenvolver a partir de então. A perspectiva de Davis foi norteada pela hipótese de que a atuação da denudação em longa duração de tempo destruiria as formas de relevo. O mesmo adotou então uma abordagem para a compreensão da história da paisagem física fundamentada na metodologia das ciências históricas, trabalhando com a idéia de sucessivas fases de elaboração e destruição do relevo. Seu antecessor no estudo das paisagens norte-americanas Gilbert (1880) utilizava uma perspectiva baseada na compreensão dos processos atuantes no ambiente natural, sem enfatizar a ação do tempo sobre as formas resultantes. Para ele, o estudo dos processos esclareceria a dinâmica da paisagem natural e a sua compreensão resultaria em um melhor entendimento de como a paisagem física se desenvolveria (CHRISTOFOLLETI, 1974).

A perspectiva das superfícies de aplainamento se tornaria então a procura por um maior entendimento de como se daria a evolução do modelado sob a perspectiva da formação e destruição das cadeias montanhosas ao longo do tempo geológico, e essas duas principais correntes, a temporal de Davis e a processual de Gilbert, seriam a base para as diversas formas de pensamento acerca dessa temática a partir de então. Algumas destas principais correntes de pensamento e conceitos nelas cunhados,

decorrentes do emprego das hipóteses com elas relacionadas serão expostas, de uma forma sintetizada a seguir.

2.4.3.1 Teorias Cíclicas do Relevo

A Perspectiva Temporal: Davis, O Ciclo Geográfico e o Peneplano

William Morris Davis foi um dos primeiros autores a trazer este tipo de abordagem sobre o relevo. Seus antecessores e contemporâneos, entre eles Gilbert, não explicavam as formas de relevo colocando-as em seqüências evolutivas coerentes. Entretanto convém lembrar que os trabalhos de Gilbert eram relatórios para as associações de geólogos e para órgãos do governo. Nestes relatórios pretendia-se apenas entender, de uma forma bastante pragmática, as formas de relevo, e não classificá-las.

Para Baulig (1950, *apud* CHRISTOFOLLETI 1980) a maior contribuição de Davis foi “sistematizar a sucessão das formas em um ciclo ideal e procurar uma terminologia”. Após alguns trabalhos geológicos/geomorfológicos realizados nos Estados Unidos Davis propôs que o relevo se desenvolvia através de um ciclo que passava por Juventude, Maturidade e atingia a Senilidade, retornando posteriormente à juventude numa fase de rejuvenescimento, sendo estas fases resultantes do recuo das vertentes e rebaixamento do relevo. Este processo, considerado por ele como uma *imensurável parte da eternidade* foi chamado de “O Ciclo Geográfico” (DAVIS 1899).

Cada fase do ciclo possuía um conjunto de formas característico, sendo este conjunto de formas utilizado para a identificação e posterior classificação da paisagem.

Para Davis todas as formas da paisagem são funções de três variáveis definidas como a Estrutura, os Processos e o Tempo. Onde no princípio, quando as forças de deformação e soerguimento estão atuantes, estas irão determinar a estrutura e a altitude da região estando as formas de acordo com o arranjo interno das rochas. Os processos atuam rebaixando o relevo, mas não podem, porém, completar seu trabalho instantaneamente, sendo as alterações geradas a partir da forma inicial, para Davis, função do Tempo, que para o mesmo é o mais importante dos três controles (DAVIS, 1899 pg 482).

Davis estabelece neste momento uma perspectiva temporal de interpretação da Paisagem, pois define a mesma como tendo estágios evolutivos os quais podem ser observados. Entretanto ele reconhece que a classificação das formas deve ser elaborada levando em consideração os outros controles, processo e estrutura, mesmo dando maior ênfase ao fator temporal. Em seu trabalho Davis (op cit) critica as classificações propostas até então, que utilizavam unicamente a estrutura como parâmetro e se propõe a reconhecer dois grandes grupos estruturais: primeiro, o grupo de estruturas horizontais com planícies, platôs e suas derivações; e segundo, o grupo de estruturas desordenadas incluindo montanhas e suas derivações.

Neste momento percebe-se claramente a preocupação de Davis em subdividir as formas entre as que já passaram pela ação do tempo e estão em estágio final de aplainamento (planícies, platôs e derivações), e aquelas que ainda não passaram por um período de tempo suficiente para que suas formas tenham sido rebaixadas (montanhas e derivações). Os outros controles são subordinados ao tempo reconhecendo, entretanto que um período maior de tempo é necessário para estruturas mais resistentes.

Davis reconhece que um esquema de classificação geográfica fundamentado em Estrutura, Processo e Tempo deve ser indutivo em alto grau, mas afirma ser isto intencional, pois o esquema é teórico (DAVIS, 1899 pg 483). Os três estágios propostos por Davis (Figura 2.4) estão basicamente baseados no nível de atuação da gravidade produzindo detritos provenientes das encostas e da capacidade dos rios em retirar este material.

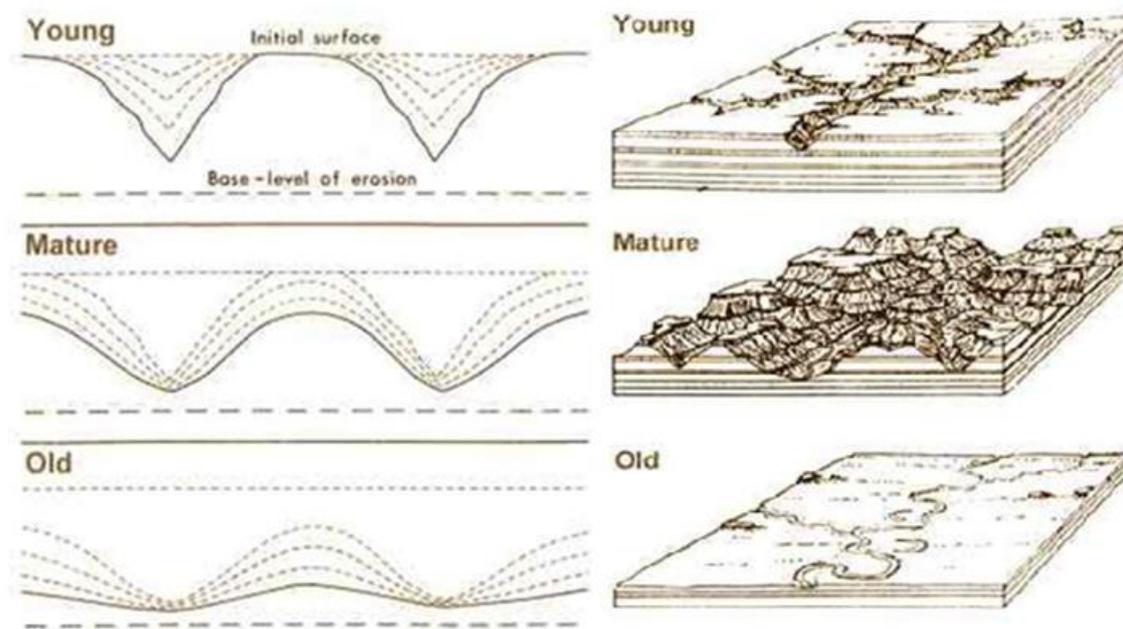


Figura 2.4 – Esquema demonstrando a evolução proposta por Davis.

A evolução do relevo se daria por uma constante mudança na granulometria dos detritos provenientes da encosta, sendo eles mobilizados pela ação da gravidade até a base da encosta onde seriam removidos de acordo com a capacidade de carga do rio que drena aquela área. Partindo desse raciocínio o relevo na sua fase de **Juventude (Youth)** passaria por um soerguimento uniforme e rápido devido à tectônica ou movimentos eustáticos, e alteraria o nível de base geral, que é o nível dos oceanos, no qual desembocam os rios. Com o súbito aumento da declividade os rios se encaixariam aumentando o poder erosivo tanto no curso principal como nos afluentes. Devido a este entalhe, as vertentes possuiriam declives acentuados com a ocorrência de desmoronamentos e ravinamentos. A partir daí a paisagem possuiria encostas inclinadas com uma espessa cobertura de material detrítico na base que seria levado como parte da carga do rio. Neste momento o relevo é máximo, e a velocidade da descarga dos rios também (CHRISTOFOLETTI, 1980; BIGARELLA, 2003).

Em condições *normais* nesta fase se dariam as maiores e mais rápidas mudanças das formas, o relevo (diferença de altura entre topo e vale) seria incrementado devido ao aprofundamento dos talvegues. As formas dependeriam então da amplitude do soerguimento, a diferença entre o nível de base e as partes

mais altas da superfície primária. A partir deste momento, devido à declividade, os detritos passam a ser levados com maior competência pelo curso fluvial e as formas são rebaixadas.

Quando a encosta passa a ser bastante recortada por canais e com inclinação bastante suavizada, inicia-se a fase de **Maturidade (Maturity)**. Nesta fase o sistema erosivo está suficientemente desenvolvido e a drenagem torna-se mais organizada à medida que o perfil longitudinal do rio se regulariza. Com a suavização das formas, a erosão linear decresce e os vales se alargam, ocorrendo principalmente deslizamentos de detritos. Restam ainda na paisagem alguns interflúvios compostos por cristas e morros em diversos níveis altimétricos. Os detritos são carregados aos sopés das vertentes e até o nível de base, tornando as áreas mais baixas grandemente suavizadas com vales bastante alargados e apresentando uma cobertura contínua de aluvião. O processo de rebaixamento do relevo sofre decréscimo considerável de velocidade (CHRISTOFOLETTI, 1980; BIGARELLA, 2003).

Posteriormente é atingida finalmente a **Senilidade (Senility)**, onde o sistema fluvial não tem mais capacidade de carrear todo o material, também devido à diminuição do gradiente altimétrico. Não há mais interflúvios consideráveis e toda a rede de drenagem passa a estar interligada decorrente do rebaixamento do relevo. A área reduz-se a suaves colinas rebaixadas separadas por um vale fluvial de largura considerável entulhado por diversas camadas de detritos derivados das encostas e o canal passa a meandrar sobre uma superfície quase plana, o **Peneplano**. A superfície primitiva será rebaixada a este nível e desaparecerá não importando qual tenha sido o desnível provocado pelo soerguimento inicial (CHRISTOFOLETTI, 1980; BIGARELLA, 2003).

Após a Senilidade com completa destruição das formas e aplainamento do relevo ocorreria um soerguimento brusco de duração quase que momentânea se comparado com o tempo de desgaste do relevo, mas de grande eficiência trazendo novamente o relevo a uma fase de juventude.

Inúmeras críticas foram direcionadas ao modelo davisiano, entre elas as mais recorrentes são às referentes ao nível de base e ao soerguimento quase que momentâneo (DERRUAU, 1966; CHRISTOFOLLETI, 1980; HACK, 1972). Este modelo não seria aplicável em áreas onde as variações climáticas são marcadamente comprovadas, pois as alterações climáticas provocam deslocamento do nível de base, alterando a dinâmica fluvial e impossibilitando o processo *normal* de evolução do relevo descrito pelo autor. Com uma subida do nível de base verifica-se uma diminuição nos processos de encostas devido à falta de gradiente altimétrico, provocando um acúmulo de material que não é levado pelos canais atuantes na vertente. Processo inverso é destacado no caso de rebaixamento do nível de base, que acelera o processo erosivo, proporcionando uma retirada mais rápida do material da encosta.

Davis (1930) cita ainda a diferença na evolução do ciclo em climas úmidos e áridos. Para ele, em clima úmido o ângulo da encosta sofreria uma diminuição no desenvolvimento do ciclo, enquanto que no clima árido a encosta preservaria sua inclinação original. O Ciclo Geográfico considera o soerguimento gerador de formas como quase que momentâneo, possuindo uma duração desprezível no tempo, seguido de uma calmaria tectônica de longa duração que permitiria a atuação da denudação na destruição das formas (DAVIS, 1899). O problema é que tanto o soerguimento episódico quanto a calmaria tectônica de longa duração não são verificados mesmo em margens continentais passivas, sendo assim difíceis de serem aceitos por outros autores (HACK, 1972; BIGARELLA, 2003).

2.4.3.2 Perspectiva Processual Cíclica: Uma Interação de Fatores Diversos

O pioneiro na análise do relevo sob a perspectiva processual foi Grove Karl Gilbert, que em seu *Report on the Geology of the Henry Mountains* (GILBERT, 1880) já apresentava noções de estudos em que se devem considerar os diversos componentes da paisagem como interativos e interdependentes. Gilbert propôs muito mais do que uma geomorfologia pautada em alguns fatores atuantes na superfície da Terra. Suas idéias foram melhor aplicadas quando relidas por Hack a partir da década de 1960. Entretanto algumas de suas proposições tornaram-se bastante influentes na geomorfologia do Século XX, principalmente em pesquisas de autores que não

vislumbravam nas teorias davisianas uma explanação plausível para a geração das formas do relevo. A seguir veremos dois destes autores e suas principais proposições influenciadas, em parte, pelas idéias de Gilbert.

Penck e o *Primärrumpf*

Em 1924 Walter Penck abordou a evolução das paisagens a partir da perspectiva de interação entre dois fatores que deveriam agir em conjunto: o soerguimento crustal e a denudação. Penck era um dos maiores críticos da idéia de ciclo geográfico de Davis. Para ele o soerguimento brusco e a calma tectônica prevista por Davis não possuía registros aceitáveis. Formou então a idéia de que o soerguimento não apenas poderia ocorrer de forma brusca, mas também de forma mais lenta, o que para ele seria mais comum, e que a capacidade de denudação do clima em relação a determinado grau de soerguimento é que iria determinar as formas do relevo (PENCK, 1953). De acordo com esse autor as encostas evoluiriam da seguinte forma ilustrada na figura 2.5 (BIGARELLA, 2003):

a) desenvolvimento côncavo (*waning development*) onde a denudação é mais rápida do que o soerguimento (perfil côncavo).

b) desenvolvimento estacionário (*stationary development*), quando o soerguimento ocorre com a mesma velocidade da denudação (perfil paralelo ou retilíneo das encostas);

c) desenvolvimento convexo (*waxing development*), quando o levantamento crustal ocorre de forma mais acelerada do que a denudação (perfil convexo);

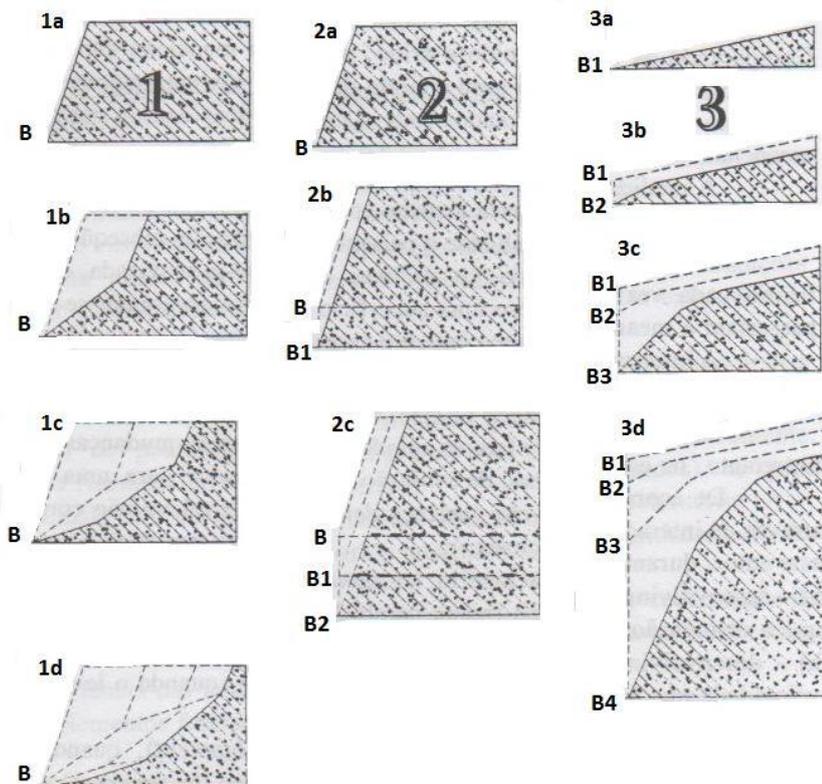


Figura 2.5 – Modelo demonstrando a evolução das encostas como indicado por Penck (1953). 1 – Perfil Côncavo (*Waning development*); 2 – Perfil Retilíneo (*Stationary Development*); 3 – Perfil Convexo (*Waxing Development*). (Retirado de BIGARELLA, 2003).

Mas para a verificação desses perfis devem-se levar em consideração alguns fatores, a saber:

i) em rochas sãs e homogêneas, em uma dada unidade de tempo, se formaria na encosta uma camada de detritos alterados de espessura constante;

ii) o tempo requerido para a redução do material aumenta em progressão geométrica na medida em que os detritos diminuem em tamanho;

iii) de acordo com a inclinação da encosta a remoção do material alterado requer uma maior ou menor diminuição da textura (declividades suaves correspondem a uma granulação fina);

iv) a remoção do material é feita pelo deslocamento de sucessivas camadas do manto de alteração, com exceção da porção mais inferior da encosta, a qual tem estabilidade pela ausência de declive.

De acordo com estas premissas Penck afirmava ser a ascensão de massa terrestre lenta, tão lenta que quando relacionada à intensidade de denudação esta não iria produzir uma elevação real da superfície, ou mesmo um acréscimo de relevo, gerando então o que o autor chama de **Primärrumpf** ou superfície primária (Fig. 2.6).

Penck estudou o maciço da Floresta Negra alemã reconhecendo a existência de vários patamares dos quais afirmava ser resultado de um domo em contínua expansão onde a área de cimeira seria o resto da superfície primária (*Primärrumpf*), sendo os patamares representativos de ciclos de erosão cada vez mais recente originados pelo movimento ascensional rápido atuante na região, e não por ciclos interrompidos como pensava Davis (CHRISTOFOLETTI, 1980).

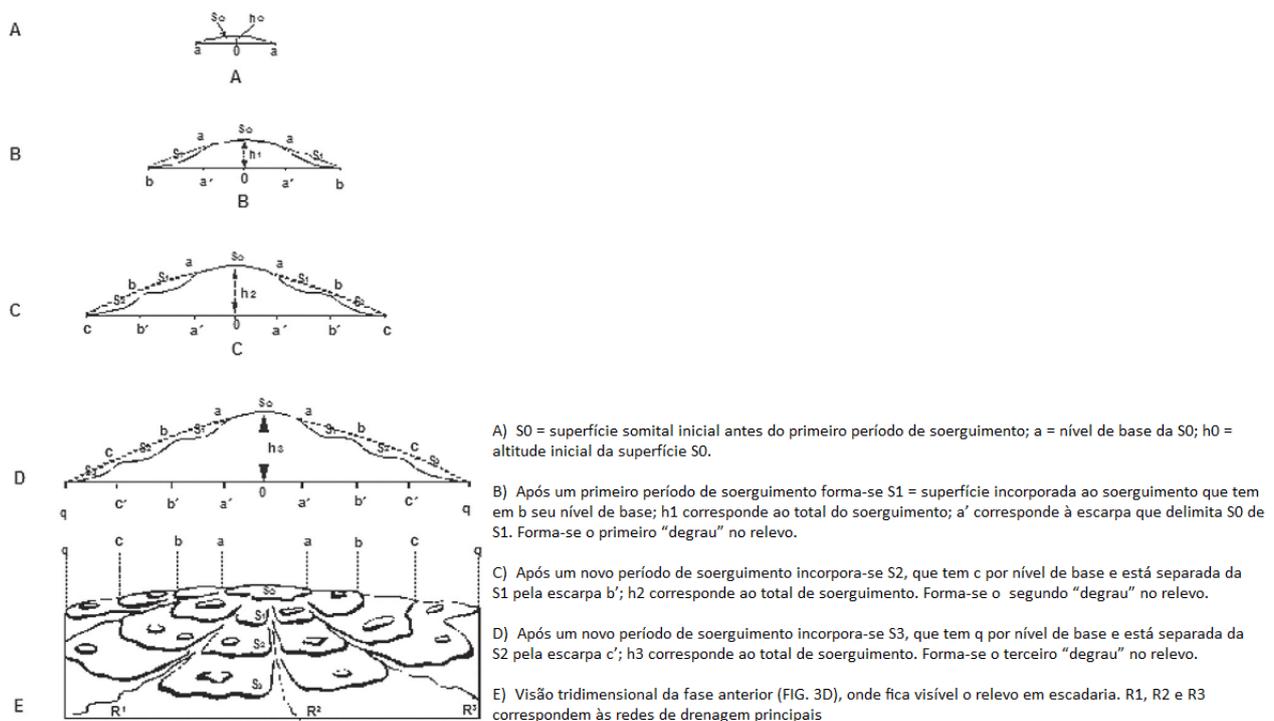


Figura 2.6 – Modelo do *Primärrumpf*. Retirado de Salgado (2007)

Penck concluiu que todos os processos de denudação dependem dos efeitos da gravidade e, portanto, deveriam ser os mesmos para áreas submetidas a climas diferentes (BIGARELLA, 2003). Penck foi também um dos primeiros autores a propor a regressão paralela da encosta. Para ele a partir do momento em que a encosta atingisse seu estado de equilíbrio, iria regredir de forma a manter seu ângulo de inclinação, supondo, ao contrário de Davis, não ser a gravidade e o entalhe dos rios ao

longo do tempo os principais fatores modeladores da paisagem. Para Penck (1953) denudação e soerguimento trabalhariam, quando atingidos o equilíbrio, de forma a manter o ângulo de equilíbrio da mesma.

Se supormos condições endogenéticas iguais, os processos de denudação deveriam agir de forma similar, variando apenas em grau e não em natureza de acordo com o tipo climático. Ou seja, o clima apenas interfere na intensidade da denudação que vai agir de forma conjunta com o soerguimento crustal (PENCK, 1953). A variação de relação entre estas duas forças pode ser verificada até mesmo em um único maciço montanhoso. Assim, seria possível verificar a existência de patamares constituídos por diferentes formas de encosta, variadas em função das diferentes relações entre denudação e soerguimento crustal. Bigarella (2003) cita o mérito de Penck por ter chamado a atenção para as vertentes como unidade básica para a compreensão da evolução das paisagens. A proposta de Penck relacionou a forma das vertentes às mudanças da intensidade do soerguimento em face à erosão (HACK, 1972), entretanto, Bigarella (2003) considera que assim como Davis, Penck elaborou um esquema bastante dedutivo e extremamente teórico, de difícil aplicação à complexidade em que se apresenta a realidade prática.

Pedimentação e Pediplanação

Ao final da década de 1940 e início de 1950, Lester King começou a publicar artigos voltados à proposição da idéia de que na paisagem natural ocorreria a formação de pedimentos (Fig. 2.7) no sopé das encostas através do processo de regressão paralela das vertentes (Fig. 2.8). Essas idéias de acordo com Chistofolletti (1980) foram anteriormente propostas por diversos autores como McGee (1897), Paige (1912) e Bryan (1932) para áreas semiáridas. Entretanto King as generalizou para explicar o modelado em outros regimes climáticos (KING, 1956; 1962). King (1956) deu uma nova estrutura à proposta de Penck (1953), com maior elaboração e expansão do conceito de desenvolvimento das escarpas do mesmo (HACK, 1972).

Aplicando suas idéias a um maior número de áreas e estendendo as mesmas a regiões mais amplas, King (1956) tornou sua proposição universal, ou seja, o processo

de pedimentação, para o autor, se daria em todas as regiões da Terra, variando apenas em grau e não em gênese.

King baseou suas novas abordagens conceituais nas idéias de que a encosta ideal deveria apresentar de cima para baixo uma seção convexa (*waxing slope*), uma face nua (*free face*), uma seção detrítica (*debris slope*) e um pedimento. Verificando formas semelhantes do relevo em diferentes zonas climáticas, King afirma, de acordo com Bigarella (2003), que o clima tem pouca influência no desenvolvimento das encostas, mas admite que exceções existam em climas glaciais, periglaciais e muito áridos. Para o autor alguns fatores como diferenças litológicas e espaçamento da rede de drenagem, entre outras, podem alterar o perfil ideal de uma encosta, mas uma vez atingido o estágio de equilíbrio, a encosta evoluiria em recuo com inclinação constante e paralela (KING, 1956).

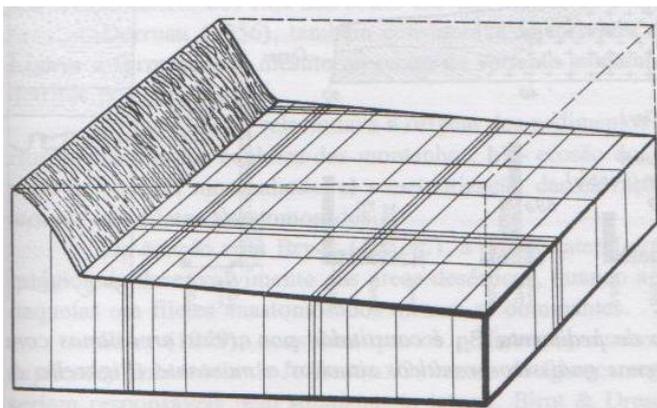


Figura 2.7 – Bloco diagrama ilustrando o conceito básico de pedimento. A superfície de erosão suavemente inclinada desenvolvida pelo recuo das vertentes corta todas as estruturas e rochas independente de sua natureza. Retirado de Bigarella (2003).

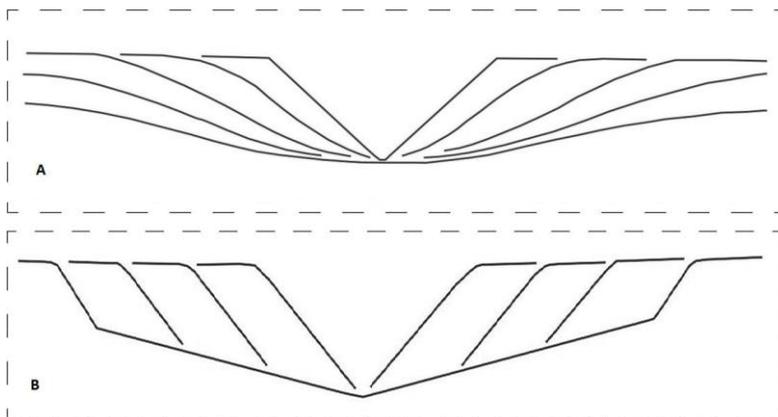


Figura 2.8 – Modelos de evolução da paisagem propostos por Davis (A) para o desenvolvimento das vertentes através de seu contínuo rebaixamento vertical, levando à peneplanação e por King (B) para o desenvolvimento das vertentes através do recuo paralelo das encostas, segundo Valadão (1998). Retirado de Bigarella (2003).

King interpreta os sedimentos continentais derivados de deposições de ambientes de clima semi-árido, encontrados em larga escala, como sendo uma afirmação de que no clima semi-árido é onde ocorrem os processos ditos *normais* de evolução do relevo, entretanto ressalta que estes processos podem ocorrer em outros tipos climáticos (KING, 1962). O processo denominado normal por ele seria quando a partir de um soerguimento regional e formação de uma ruptura abrupta no declive (*knickpoint*) a rede fluvial começaria a erodir esta encosta de forma remontante, a erosão regressiva, em direção ao divisor de águas.

Desta forma a parte inferior da encosta, com um declive mais suave e ocasionalmente com uma cobertura detrítica, se expandiria acompanhando a regressão da encosta, em direção à cabeceira de drenagem, a essa forma ele denominou **pedimento**. No caso de coalescência de pedimentos, forma-se um **pediplano**.

Seguindo por essa linha de pensamento King define os *inselberg's* como formas ainda em processo de evolução, sendo o remanescente de um antigo divisor de águas. King (1962) admite ainda a ocorrência de soerguimentos enquanto ainda estivesse ocorrendo o processo de rebaixamento do relevo, o que resulta nas morfologias escalonadas e remanescentes de antigas superfícies em áreas elevadas do continente.

Bigarella (2003) faz críticas ao modelo de King, observando que apesar dos depósitos decorrentes de climas semi-áridos serem os mais preservados, não parece válido afirmar que a evolução semi-árida seria a normal para o modelado, pois cada região climática tem suas características próprias e definidas quanto à normalidade do desenvolvimento das escarpas. Conclui também que não é um clima específico e sim uma alternância climática que produz com maior eficácia os modelados do relevo (BIGARELLA, 2003). Já Monteiro et al (2007) afirmam, analisando alguns trabalhos feitos no ambiente semi-árido, que não é necessariamente no clima semi-árido ou numa alternância climática que se geram formas de relevo com maior eficácia, mas sim em decorrência dos eventos extremos de grande magnitude, com uma enorme competência desagregadora de partículas, que elaboram as formas com maior capacidade.

King (1956) traz em sua obra grandes contribuições para a compreensão da gênese de formas do relevo brasileiro, como por exemplo, quando indaga duas principais hipóteses para o afogamento dos rios junto à costa: uma elevação eustática antes que os rios pudessem escavar seus leitos e a inclinação da costa devido ao soerguimento. Para Bigarella (2003), provavelmente as duas sugestões são verdadeiras. Afirma ainda que com exceção da faixa adjacente à costa e à depressão subandina o Brasil não apresenta formações marinhas desde tempos pós-paleozóicos e que sua morfologia se divide em duas principais classes: agradação e degradação sendo a degradação a mais comum. A agradação é exemplificada pelos extensos aluviões amazônicos e a degradação pelas chapadas e planaltos dissecados.

O grande problema da assertiva de King reside nas suas demasiadas generalizações, utilizando-as na busca de uma melhor compreensão da gênese geomorfológica ou até mesmo por um modelo mais explicativo (MONTEIRO, 2008; 2010).

King explica que “os aplainamentos são aparentes a qualquer observador, que podem defini-los em várias altitudes sendo estes aplainamentos mergulhantes em uma mesma direção” (KING, 1956). Ele utilizava o método de topos concordantes para a identificação de superfícies aplainadas. Em áreas onde ocorressem topos nivelados

em uma altitude próxima e onde uma linha formada pelo agrupamento desses topos tivesse uma suave inclinação em uma mesma direção, isto seria uma superfície de aplainamento. Estes topos poderiam ter diversos níveis topográficos, e essas diferenciações iriam determinar se haveria uma ou mais superfícies na paisagem.

Em seu trabalho, para dar confiabilidade a sua metodologia de identificação de superfícies aplainadas, cita como até o motorista de sua excursão após alguns dias de campo já era capaz de identificar com certa facilidade as superfícies existentes em determinadas áreas. Menciona também que dois ciclos de aplainamento são separados por uma escarpa erosiva, que não pode apresentar nenhuma evidencia de tectônica senão, logicamente, descartaria o seu caráter regressivo.

Para ele, as unidades de aplainamento podem ser facilmente mapeadas se tomarmos as escarpas como limite de um ciclo (KING *op. cit.*). Mas a principal generalização de processos e formas se dá quando ele alega que

“a paisagem brasileira, na extensa região estudada, mostra, portanto, que evoluiu, e evolui pela regressão de escarpas e pedimentação, uma conclusão em concordância satisfatória com observações realizadas em outras regiões do globo terrestre.” (KING, 1956 – pág. 155, 4º parágrafo).

Toma-se por área estudada o Brasil Oriental que o próprio autor define como sendo a região limitada a Sul pela porção norte do Estado do Paraná, a Norte e Oeste pelo Rio São Francisco e a Leste pelo Oceano Atlântico. Compreende então os estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo, São Paulo, Bahia e Sergipe por completo e partes do Paraná e Minas Gerais.

King cita ainda que a evolução cíclica do relevo se daria pelo recuo das escarpas podendo estas escarpas se encontrarem em dois lugares principais: na costa e nas adjacências dos vales dos rios. Isto é provocado pelo soerguimento do continente e conseqüente descida do nível de base que vai fazer com que a escarpa regrida à partir da costa e no interior do continente a partir do vale do rio que passa a escavar com maior competência devido à descida do nível de base (KING, 1956).

Crickmay (1959) considera desigual, no espaço, a atuação das forças exógenas no modelado. Uma vertente manteria seu declive apenas se um rio meandrante erodisse lateralmente sua base. Caso isso não ocorresse haveria uma diminuição do declive da encosta sem que houvesse uma regressão da sua base. O que ocorreria seriam movimentos de massa em busca do ângulo de repouso, quando a partir daí se daria o recuo paralelo e retilíneo, mas se o material fosse coerente o recuo se daria paralelo, mas não retilíneo, principalmente através de desmoronamentos que guardariam suas cicatrizes.

Bigarella (2003) aceita a teoria de Crickmay (1959), de que os agentes atuam diferentemente no espaço, mas afirma ainda que as variações também são verificadas no tempo, e em um período rápido e relativamente próximo ao nosso, lembrando também que podem ter ocorridos situações climáticas e processos morfodinâmicos não observáveis no presente.

Entretanto Bigarella (2003) se restringe excessivamente ao seu modelo, baseado em grande parte na adaptação da teoria Bioresistásica de Ehart (1956). Para Bigarella (2003) o modelado só evoluiria a partir de uma alternância climática onde em um determinado momento a rocha mãe seria intemperizada por um clima mais úmido atuante sob uma cobertura vegetal densa e que impediria o transporte de material em grande escala (Fig. 2.9-1). Em outro momento, em função de uma mudança climática do úmido para o semiárido, os processos atuariam em uma superfície desnuda, ou quase, de cobertura vegetal, carreando o material desagregado para os leitos fluviais, modificando assim a paisagem (Figuras 2.9-2 e 2.9-3). Posteriormente uma retomada de fase úmida recortaria os sedimentos depositados e agregaria novas morfologias à paisagem (Fig. 2.9-4).

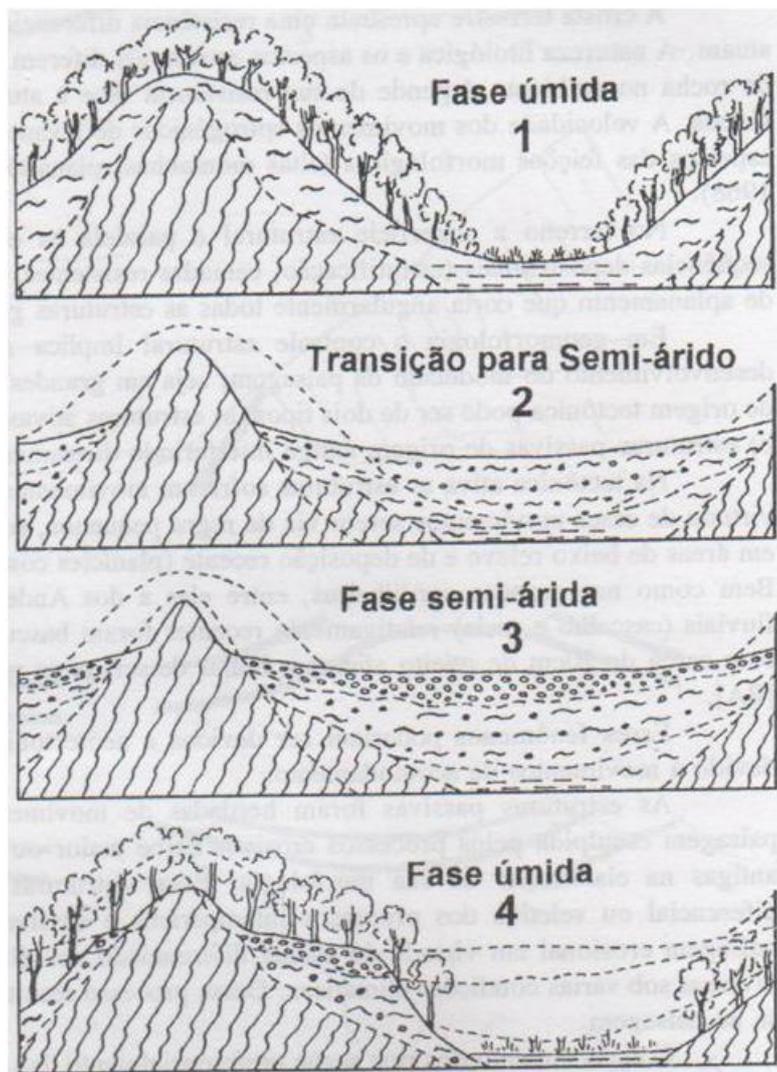


Figura 2.9 – Modelo de alternância climática para a modelagem da paisagem proposto por Bigarella (2003).

Estes eventos ocorreriam em ciclos alterando a morfologia da paisagem dependendo da intensidade dos processos atuantes e da capacidade do material em resistir às forças erosivas.

Etchplanação e Duplo Aplainamento

O etchplano, ou plano de corrosão, constitui mais uma tentativa de se compreender a evolução morfológica das paisagens. É fato que os processos de denudação constituem, junto com as concepções geotectônicas, as principais

preocupações da ciência geomorfológica. Entretanto, mesmo exhaustivamente investigados por grandes geomorfólogos durante o último século, esses processos ainda estão longe de ser compreendidos. Para Leeder (1991, *apud* Salgado & Valadão, 2003), em parte, isto se justifica pelo fato de que a denudação total é o resultado da somatória das denudações mecânicas e geoquímicas, que variam no tempo e no espaço, mas atuam sempre em sinergia, sendo a mensuração dos seus saldos de difícil obtenção.

Carson & Kirby (1972) definem erosão como o processo de remoção, transporte e deposição de material na superfície terrestre. Esta definição exclui os processos geoquímicos atuantes em sub-superfície. Vitte (2005) por sua vez define intemperismo como “a resposta das propriedades físicas, químicas e mineralógicas das rochas às condições existentes na superfície da Terra”, sendo o intemperismo resultante da interação entre litosfera, atmosfera, hidrosfera e biosfera.

O papel do intemperismo na morfodinâmica passou a receber atenção com o surgimento da Teoria da *Etchplanação*, desenvolvida inicialmente por Wayland (1933), a partir de trabalhos realizados em Uganda. Para ele a alternância entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial seriam os grandes responsáveis pelas peneplanícies de Uganda. Enfatiza ainda que o processo de Etchplanação é marcado por uma paisagem profundamente alterada, que posteriormente sofreu a ação de um ciclo erosivo com a exposição do saprolito, formando uma planície rochosa (VITTE, 2005). Este processo poderia se repetir várias vezes, o que deixaria exposta à superfície as suas irregularidades e zonas de maior resistência estrutural criando *inselbergs* na paisagem (OLLIER, 1975 *apud* VITTE, 2005).

O etchplano ganhou maior relevância nos trabalhos geomorfológicos quando Büdel (1982) propôs a idéia de duplo aplainamento (Fig. 2.10). O primeiro plano se desenvolveria na superfície e estaria condicionado aos processos atmosféricos e da dinâmica fluvial superficial. O segundo plano ocorreria em sub-superfície e se desenvolveria através da alteração geoquímica da rocha e avanço daquilo que Büdel denominou de plano de corrosão (etchplano), já Millot (1983) chama essa discordância entre o saprolito e a rocha de *Front* de alteração.

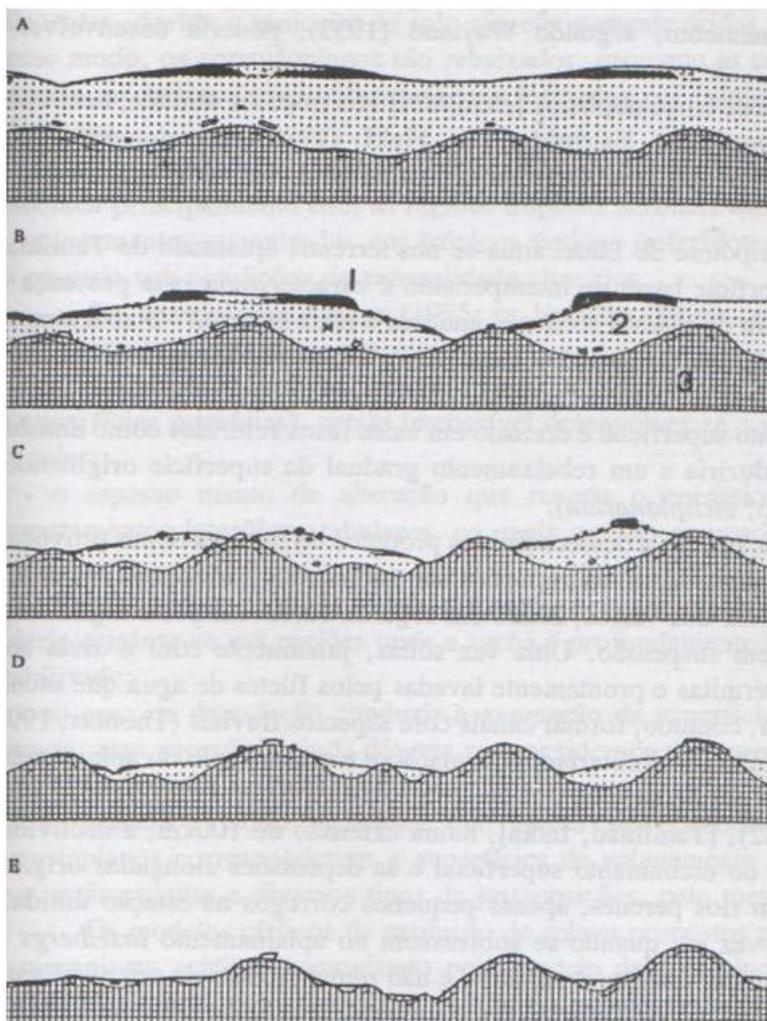


Figura 2.10 – Duplo Aplainamento. Modelo demonstra o *Front* de alteração da rocha. Após a retirada do manto de alteração o *Front* é exibido. 1 – crostas lateríticas. 2 – Saprolito. 3 – Rocha-mãe. Retirado de Bigarella (2003).

Este *Front* de alteração está condicionado à capacidade da rocha resistir à alteração provocada pelo intemperismo químico. Esse *Front* também seria melhor desenvolvido em porções das rochas que apresentam fraturas, o que alteraria o grau de resistência litológica. A existência de rochas mais ou menos resistentes ao intemperismo, juntamente com maior ou menor ocorrência de diáclases definem o perfil do *Front* de alteração, e é isto que vai determinar, anteriormente ao entalhe fluvial, as feições do relevo.

A concepção de etchplanos trouxe novo interesse de investigação para conceitos como o de “erosão diferencial”, que explicaria a alteração mais veloz de

rochas mineralogicamente mais frágeis frente às aquelas com maior resistência mineralógica. Foi a partir das idéias de Büdel que Bremmer (1977) desenvolveu o conceito de que com o “intemperismo divergente” as características estruturais e geoquímicas da rocha vão determinar o grau de intensidade da alteração, o que em última instância resultaria em um rebaixamento superficial sobre litologias menos resistentes e *inselberg's* em rochas mais competentes.

Vitte (2001) menciona que provavelmente por conta da escala de análise Büdel não especificou o papel dos processos pedogeoquímicos na dinâmica das formas da paisagem, falta esta, compensada por Georges Millot (1980, 1983) que passou a relatar que o intemperismo e a pedogênese são fatores muito ativos na formação do relevo, intermediando o embasamento e a erosão superficial.

Millot (1983) ressalta ainda que o intemperismo tem o papel de desagregação, transformando a rocha volumetricamente, sem afetar as características e as propriedades do relevo e cabe a pedogênese, por sua vez, o processo de dissolução, hidrólise e lixiviação que são intensos próximos à superfície e promovem a transformação dos produtos do intemperismo.

Mas para que todos estes processos possam se desenvolver devem-se observar alguns pontos como o regime cratônico de margem passiva, crucial para o desenvolvimento de um perfil profundo de intemperismo, variações climática que alternem o aprofundamento do manto de alteração e retirada dos detritos superficiais, mudanças no nível de base que influenciam diretamente no entalhe fluvial e na formação de solos, dentre outros.

Embora a proposta da Etchplanação considere os processos geoquímicos como atuantes diretamente na morfogênese, a mesma não tem sido largamente aplicada para a análise de grandes áreas, principalmente as continentais. Isto se deve ao fato de que um dos principais fatores observáveis nesta proposição é a pedogênese, além da dissolução da rocha entre outros fatores de micro-escala, elementos que fazem desta proposta como de difícil aplicação em análises de larga escala. Além dessas dificuldades, agrega-se também o fato de que as análises voltadas para o estudo de

corrosão e dissolução das rochas requerem intermediação instrumental sofisticada. A mensuração e quantificação dos elementos dissolvidos são de singular complexidade. Determinar quais elementos da rocha e em que quantidade estão sendo retirados do sistema são procedimentos fastidiosos e de alto custo, fato que dificulta ou detém o desenvolvimento deste tipo de estudos. Atenta-se ainda para dificuldades inerentes à metodologia tais como determinar se o produto da pedogênese ainda está no sistema, dentro do perfil do solo, ou da encosta, ou mesmo se já foi levado pela drenagem de superfície ou sub-superfície. Essas limitações têm restringido sua aplicação a poucas tentativas espacialmente ainda pouco representativas.

Gilbert, Hack e a proposta de um Equilíbrio Dinâmico entre as forças da morfogênese

As formas, os materiais e os processos são a tríade necessária para o estudo geomorfológico. Grove Karl Gilbert já em 1880 observava estes fatores como sendo os necessários para a compreensão da morfogênese. Para Gilbert, ao contrário de seu contemporâneo Davis, os processos são o elemento principal dentre os fatores atuantes na gênese das formas. Para ele não seria o passar do tempo o principal fator da morfogênese, mas quais os processos e como os mesmos estão atuando na paisagem. A escola pragmática norte americana não deu a Gilbert espaço para formulação de suposições acerca de modelos evolutivos. Ao contrário da metafísica kantiana, o método prático proposto na corrente de pensamento pragmática influenciou o autor a buscar um entendimento onde os processos observáveis na paisagem seriam os fatores preponderantes em sua análise (VITTE, 2004).

Gilbert faz relações entre os elementos da paisagem na sua análise de compreensão da mesma. Em seu estudo sobre as *Henry Mountains* (GILBERT, 1877) utiliza-se de relações entre a declividade, as características da rocha e o clima para determinar os graus de erosão no local estudado. Para ele, clima e declividade são fatores preponderantes na determinação dos processos erosivos, cujo potencial vai variar de acordo com as características da rocha atacada.

Além disso, também adiciona ao estudo da evolução do relevo fatores como o tipo de transporte, a quantidade de água, a cobertura vegetal, textura da rocha, entre outros que, para ele compõem o arcabouço de processos erosivos e esculpturadores das formas (GILBERT, 1877). Estes elementos em conjunto resultam em formas peculiares que estão ajustadas com o todo e regulam os mesmos, ou seja, as formas são tanto resultado quanto agentes reguladores dos processos e do material subjacente. Os processos modelam as formas, variando de acordo com o material, sendo estas formas condicionantes dos processos, que produzem material condicionante da atuação dos processos.

Estes fatores então, para Gilbert (1877) são interdependentes entre si, compondo um sistema aberto de equilíbrio onde cada forma está ajustada a todas as outras. Entretanto as propostas de Gilbert não foram disseminadas tão amplamente, em parte devido à expansão da teoria davisiana, mais simples e com uma aplicação satisfatória, na época, para a classificação das formas, e em parte pela dificuldade de observação e mensuração dos processos atuantes na paisagem.

Mais de meio século depois, quando as propostas de Davis já não satisfaziam mais a grande maioria dos estudiosos da paisagem, a proposição de Gilbert foi revisada. John T. Hack trabalhando nos Apalaches Centrais em 1952 não vislumbrou êxito em uma aplicação das teorias cíclicas para os problemas geomorfológicos encontrados naquela região.

Hack (1975) afirma ter feito um “esforço consciente” para abandonar a perspectiva cíclica como explicação para as formas de relevo. Para ele as formas de relevo observadas (escala local) e mapeadas (escala regional) poderiam ser explicadas pelos processos que agem atualmente, focando os estudos na relação entre os fenômenos e como os mesmos se distribuem no espaço (HACK, 1972).

Hack (1972) relata que ao fazer uma releitura de autores clássicos da geomorfologia americana observou que Gilbert usou a abordagem processual da relação entre os fenômenos e como se distribuem no espaço no seu essencial. Afirma também que procurou seguir as idéias de Gilbert tendo herdado diretamente dele ou

de alguns de seus colegas o seu modo de pensar (HACK, 1975). Para ele, embora não tivesse orientado o desenvolver da geomorfologia nos 50 anos seguintes, o estudo sobre as *Henry Mountains* apresenta uma base completamente satisfatória para o estudo das paisagens (HACK, 1975).

Em sua crítica ao modelo davisiano, Hack considera o Ciclo Geográfico como insatisfatório não lhe parecendo haver conceitos sólidos (HACK, 1972). Para ele, apesar da suposição ser lógica, a proposta davisiana não condiz com o observado na paisagem. Para o autor existe uma diferença entre o aplainamento “observado e descrito” por Gilbert e o “imaginado” por Davis (HACK, op cit).

Com vasta experiência no estudo fluvial Hack passa a elaborar sua crítica ao modelo davisiano e sua proposta de equilíbrio dinâmico baseando-se na idéia do perfil do rio equilibrado. Cita Mackin (1948) cujo conceito de rio equilibrado reside na idéia de que o rio está em equilíbrio quando não está entalhando verticalmente, passando a erodir apenas lateralmente e seu perfil longitudinal é alterado de modo muito lento, sendo esta idéia concordante com a proposta por Davis.

Lembra ainda Leopold e Maddock (1953) que consideram o rio equilibrado em relação à geometria hidráulica do canal, sendo a seção transversal indicativa de um padrão entre as variáveis largura, profundidade, velocidade e carga de sedimentos. Estes autores propuseram o termo *quase equilíbrio* para rios em estágios de equilíbrio ainda não alcançado.

Entretanto para Hack (1972) o equilíbrio de um rio é atingido quase que imediatamente no desenvolvimento de um vale. Como todos os componentes do sistema estão em equilíbrio, a partir de uma mudança em qualquer elemento, todos os outros se ajustam na busca do re-arranjo, não necessitando de milhões de anos para que isso ocorra. Para Hack (1972) o estágio de equilíbrio é alcançado quando “em um único sistema erosivo todos os elementos da topografia estão mutuamente ajustados de forma que se modifiquem na mesma proporção”. Este conceito necessita de uma condição de balanço entre forças opostas, de maneira que elas atuem em proporções

iguais e seus efeitos se cancelem mutuamente a fim de produzir um estado estável, onde a energia permanece continuamente entrando e saindo do sistema (HACK, 1972).

Levando em conta estes preceitos, nota-se que no modelo davisiano, que pressupõe um equilíbrio atingido quando há um balanço entre o material detritítico fornecido pelas cabeceiras e a capacidade do rio de transportá-los, este equilíbrio pode ser atingido apenas em partes do sistema de drenagem. Ou seja, para Davis (1902), poderia haver partes do sistema de drenagem em equilíbrio e partes buscando o equilíbrio. Geralmente esta condição de equilíbrio se daria gradativamente, através do tempo, da jusante para todo o sistema de drenagem. Isto para Hack (1975) não possui validade observável. Para ele o estado estável é atingido quase que imediatamente à imposição da drenagem (considerando o tempo geológico) e esse estado permanecerá com formas imutáveis desde que a intensidade de soergimento e de erosão não sejam alteradas e que rochas semelhantes sejam expostas à superfície.

A partir do momento que as forças de soergimento e de erosão se alterem ou um tipo diferente de rocha seja exposto à superfície, o rio buscará um novo equilíbrio e todos os elementos do sistema serão atingidos proporcionalmente ao grau de alteração. Esta proposta vem sendo amplamente utilizada nos últimos 30 anos, pois satisfaz, em grande parte, desde os estudos locais voltados para a análise de um perfil de encosta até o estudo de grandes cadeias montanhosas.

A idéia de retirada de material e manutenção das formas de grandes corpos montanhosos se deve em grande parte à disseminação da idéia do equilíbrio dinâmico. Esta proposta se baseia no balanço entre a retirada de material das montanhas por erosão e a compensação de massa advinda de uma adição de material vindo da astenosfera. Como esta camada da Terra tem propriedades plásticas oriundas de sua constituição pastosa e fluida, ela se torna bastante moldada pelo peso do material subjacente. A partir do momento que parte desse peso é retirado de determinado local e carregado para outro há uma redistribuição de massa compensando as áreas que estão perdendo material devido à erosão. Este processo ocorre enquanto as forças internas elevam as cadeias montanhosas.

No momento em que se encerra este movimento ascensional e a compensação de massa é reduzida, as formas tendem ao rebaixamento, finalizando com a destruição da cadeia montanhosa (ítem 2.3 da presente tese). Do mesmo modo, a perspectiva do equilíbrio dinâmico é utilizada em escala local, observando-se como se dá o comportamento de um perfil de encosta, ou mesmo de um setor da mesma. Observa-se também a ação do intemperismo, atuando de forma a dissolver os solutos no processo de pedogênese, ou mesmo por ocasião do transporte do material na encosta, além da maneira como a encosta vai responder aos processos atuantes e como estes processos estão condicionados à forma e ao material.

Em suma, a proposta do equilíbrio dinâmico surgiu como uma alternativa não cíclica para o entendimento do relevo. Não procurando uma classificação genérica ou genética das formas, mas buscando entendê-las em relação aos seus componentes e às trocas de energia e matéria dentro do sistema. Esta perspectiva, como nova proposta de abordagem metodológica, onde as formas, os materiais e os processos são relacionados, será utilizada no presente trabalho, de forma sucinta e limitada por diversos fatores, para tentar trazer uma melhor compreensão de como se deu a morfogênese da área em questão e como as formas estão evoluindo ao longo do tempo geológico recente.

3. MATERIAIS E MÉTODOS: ANÁLISE MORFOMÉTRICA DO RELEVO

3.1 Materiais

Para a elaboração da presente tese foram utilizados dados topográficos do projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), com resolução espacial de 90 x 90 metros, trabalhados em *softwares* específicos de geoprocessamento, tais como ArcGis 9.3, Surfer 8.0 e MicroDem. Os dados SRTM foram obtidos em ambiente digital da Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias - EMBRAPA (MIRANDA, 2005). Os recortes utilizados correspondem às subdivisões cartográficas SB-24, SB-25, SC-24 e SC-25 que abarcam a borda oriental do Planalto da Borborema.

As informações relativas às drenagens, como extensão das mesmas, respectivos nomes e composição hidrológica foram obtidos através de mapas e relatórios dos órgãos oficiais dos respectivos estados (CONDEPE/FIDEM, 2005; PARAIBA, 2004) além de monografias, dissertações, teses e artigos publicados.

Os dados referentes à geologia da área, assim como as estruturas regionais, foram retiradas de ambiente digital no Zonamento Agroecológico do Nordeste - ZANE - (2000) e do Zoneamento Agroecológico de Pernambuco - ZAPE - (2001) sendo utilizadas para a confecção dos mapas geológicos e estruturais da área, bem como no auxílio à identificação de lineamentos de relevo.

Os mapas de drenagem da área, gerados através da manipulação de dados SRTM, foram confrontados com diversas cartas topográficas em escala de 1:25.000 elaboradas pela SUDENE no intuito de se obter uma maior precisão na localização das mesmas. Entretanto estas cartas não foram utilizadas de forma mais ampla devido à escala cartográfica utilizada neste trabalho (1:250.000 - 1:100.000) que demandaria um grande número de cartas devido à extensão regional da área.

3.1.1 Técnicas de Geoprocessamento

Técnicas de geoprocessamento foram utilizadas na presente tese, como ferramenta no intuito de subsidiar os estudos morfométricos e morfoestruturais a partir da geração de cartas temáticas, aquisição de parâmetros morfométricos e cruzamentos de dados em Sistema de Informação Geográfica.

O Modelo Digital de Terreno (MDT) foi gerado através da manipulação de dados SRTM, das subdivisões supracitadas, de escala 1:250.000, constituindo a base para confecção das cartas temáticas e perfis morfológicos apresentados nesta tese. O intervalo utilizado para a digitalização das curvas de nível (isoípsas) foi de 25 metros, obtido através das interpolação dos dados digitais no *software* ArcGis 9.3. Considerou-se este intervalo o mais apropriado para a escala proposta.

Estes dados foram utilizados para a composição de modelos altimétricos, de direção de fluxos e direção das vertentes, para por fim realizar a geração das drenagens em ambiente digital e Modelos Digitais de Terreno (MDT) além dos perfis topográficos e plotagem de pontos de verificação em campo.

3.2 Caracterização da Área

A região citada, a Escarpa Oriental da Borborema e seu piemonte, tem grande importância para a ciência geomorfológica devido ao seu contexto geotectônico e climático. Estes elementos se localizam no Nordeste Oriental e são componentes de uma estrutura maior, de caráter regional, denominada de Planalto da Borborema (Fig. 3.1).

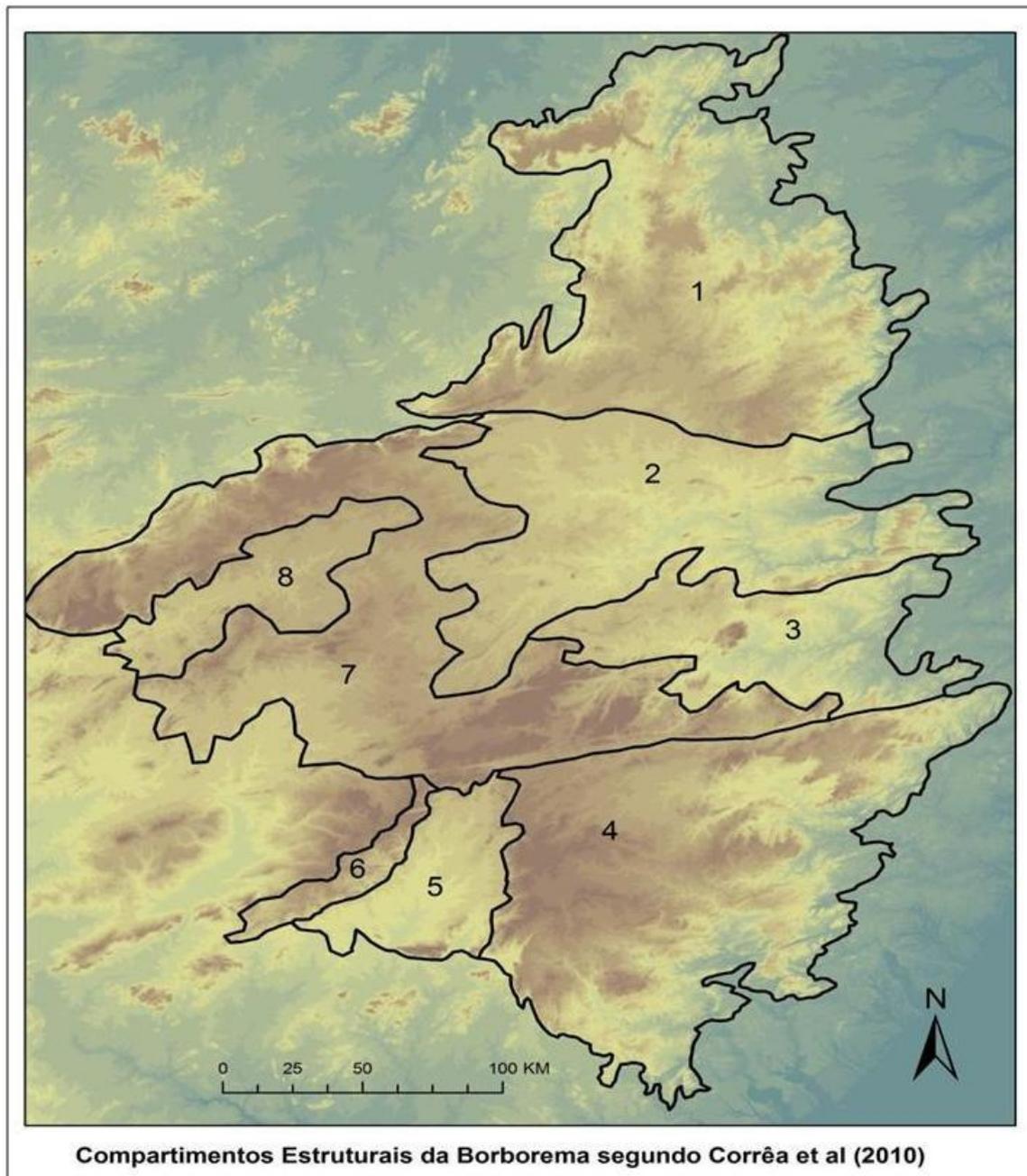


Figura 3.1. Nordeste Oriental e Compartimentos Estruturais da Borborema (CORREA et al 2010). 1- Cimeira Estrutural São José do Campestre; 2 - Depressão Intraplánáltica Paraibana; 3 - Depressão intraplánáltica Pernambucana; 4 - Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas; 5 - Depressão Intraplánáltica do Ipanema; 6 - Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco-Alagoas; 7 - Maciços Remobilizados da Zona Transversal; 8 - Depressão Intraplánáltica do Pajeú.

O Nordeste Oriental é composto de estruturas oriundas de colagens de orogenias antigas, rochas intrusivas mais recentes e de grandes áreas de metamorfismo regional, com rochas de alto grau de metamorfismo (MATOS, 1987

apud LIMA, 2008). Sofre também a atuação de impulso epirogênico que pode estar gerando um domeamento em sua morfologia (OLIVEIRA, 2008). Junto à costa estas rochas são cobertas por sedimentos de origem fluvial e flúvio-marinha constituintes das mais diversas formações, havendo maior destaque para o Grupo Barreiras, cuja expressão morfológica principal é a de tabuleiros e morros que acompanham toda a área da costa (LIMA, 2008).

Na conjuntura climática esta região se caracteriza por possuir uma borda úmida e uma região sub-úmida de transição, ambas bordejando um *core* semiárido, onde se alojam as cabeceiras das principais drenagem que demandam o Atlântico, fatos que provocam diferenciação de processos tanto em tipos quanto em intensidade em relação a outros setores da fachada atlântica brasileira (AB SABER, 2003). Estas diferenciações se refletem em uma grande diversidade de formas de relevo e de comportamentos de drenagem da região, estabelecida como a escarpa do maciço e seu piemonte.

Ao tratarmos da escarpa e da área de piemonte do maciço da Borborema devemos levar em consideração as principais estruturas dominantes da região. Duas das principais estruturas regionais são as zonas de cisalhamento Pernambuco e Patos. Estas zonas de cisalhamento, quase paralelas, se caracterizam por ter direção preferencial E-W com ligeiros desvios nas porções ocidental e oriental. Sua gênese está atrelada ao ciclo Brasileiro (700-500 Ma) tendo sido reativadas durante a ruptura do Pangea (Brasil-África) (MAGNAVITA, 1992).

Essas reativações criaram zonas miloníticas de direção E-W e também nas suas ramificações de direção NE (SOUSA et al, 2012). Estudos recentes também têm demonstrado reativações sismogênicas atribuídas a estas estruturas (FERREIRA et al., 2008; LOPES et al., 2010; BEZERRA et al, 2011; OLIVEIRA e MEDEIROS, 2012). Esses pulsos tectônicos têm reativado antigos falhamentos do Neoproterozóico gerando deformações de idade cenozóica e criando espaços de acomodação para a deposição dos sedimentos neogênicos (BEZERRA et al, 2008; BEZERRA et al, 2011; GURGEL et al, 2013).

A área compreendida entre as duas zonas de cisalhamento foi denominada por Trompette (1994, *apud* BRITO BEVES *et al*, 2001) de Zona Transversal (Fig. 3.2). Estas estruturas possuem correspondentes no lado africano (Zonas de Cisalhamento Garoua e Adamoua) constituindo uma estrutura maior denominada de *Median Shear Corridor* (BRITO NEVES *et al*, 2001).

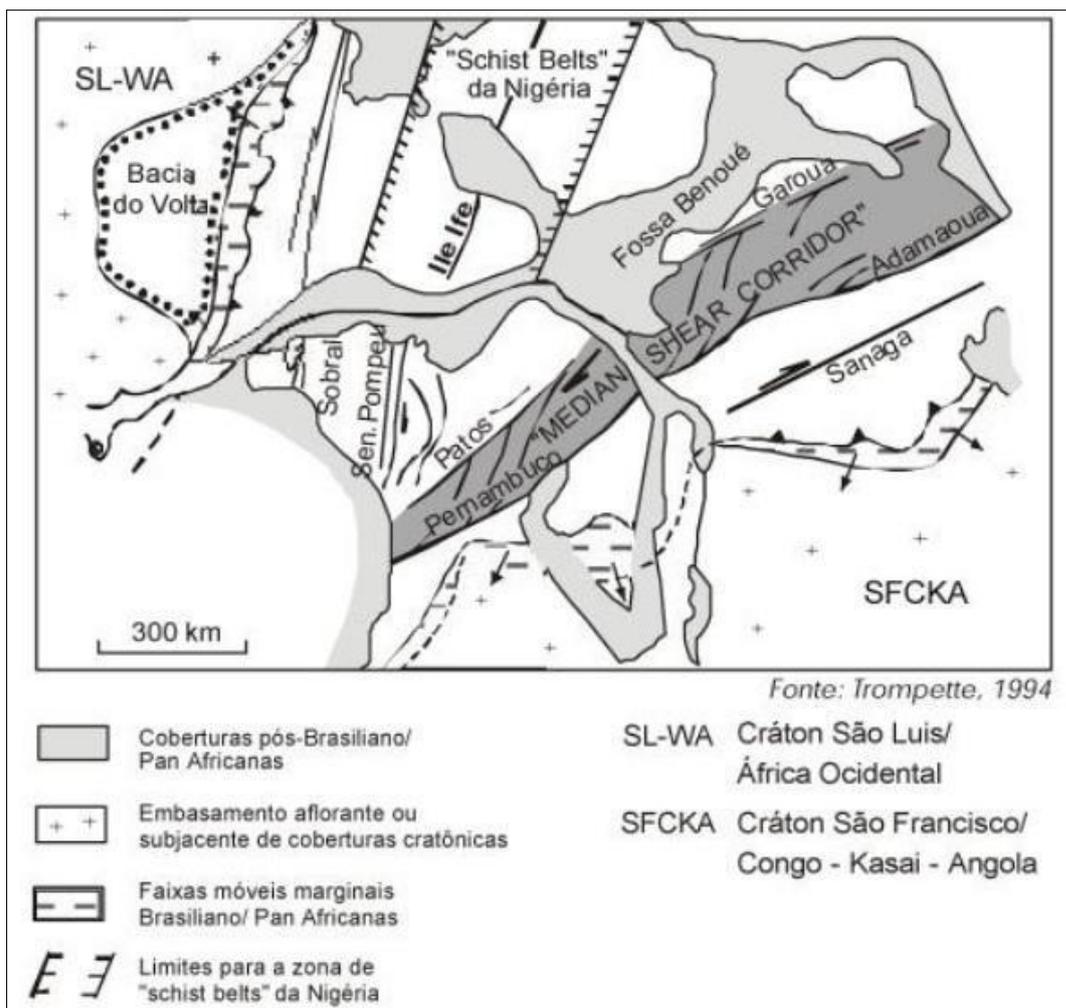


Figura 3.2 - Contexto estrutural do Nordeste Oriental. Destaque para o Median Shear Corridor, estrutura da qual faz parte a Zona Transversal. Retirado de Brito Neves *et al* (2001).

Esta estrutura é herdada do Ciclo Brasileiro, gerada na formação de Gondwana por tectônica extrusional, e possui uma forma irregularmente retangular. Caracteriza-se como área de movimento transcorrente composta por um complexo esquema de zonas de cisalhamentos onde ocorrem muito comumente falhas de direção NNE-SSW que acomodam deslocamentos das falhas mestras paralelas E-W (BRITO BEVES, *et al*

2001). Alguns autores atribuem a esta zona o último elo entre América do Sul e África, mais conhecida como *Land Bridge* (RAND 1976; 1985; RAND & MABESSONE, 1982).

Ponte & Cesero (1997) aventam a possibilidade de que entre o Turoniano e o Coniaciano aparentemente houve a quebra do elo entre o NE do Brasil e Camarões na África, e posterior movimento transcorrente na margem norte brasileira. Já Rand (1985) e Rand & Mabessone (1982) levantam considerações sobre a ligação entre a América do Sul e África supondo que houve um afinamento da crosta derivado do estiramento durante o processo de separação dos continentes. Este estiramento teria gerado uma rampa homoclinal ao norte da Zona de Cisalhamento Pernambuco. Wilson *et al* (2003) apontam uma área de ligação no passado geológico entre Camarões e a Guiné Equatorial na África e o NE brasileiro. Esta área comum está presente também em Castro Junior (1987) que mostra este elo na fase pré-*drift* Atlântico, na região do Delta do Níger.

Enquanto essas áreas permaneciam emersas, as áreas a norte e a sul já contavam com a existência de mares rasos, o que condiciona o sistema de deposição, diminuindo o processo erosivo e estruturando o sistema de drenagem de forma diferente.

Durante a fase rift e pós-rift ocorre na borda continental um processo conhecido como flexura. Este processo se dá devido ao afinamento crustal na borda dos continentes em face de separação. Entende-se esta flexura como um encurvamento da borda continental, em parte gerado pela presença de uma célula ascendente do manto e em parte pela ação da isostasia. Esta flexura leva a uma dobra homoclinal podendo haver quebra em alguns setores ou não. Esta quebra varia com a reologia das rochas existentes (CORRÊA, 2001; McKNIGHT & HESS, 2004).

Quando da ocorrência de reologia rúptil a borda se quebra, formando diversos patamares, que variam com o grau de soerguimento flexural. Este tipo de estruturação gera uma deposição proximal de escarpa de falha com sedimentologia diferente de depósitos de escarpa erosiva (CORRÊA, 2001).

A diferenciação geotectônica entre a região ao norte da Zona de Cisalhamento Patos, a sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco e dentro da chamada Zona Transversal provocam diferenciações na expressão das macroformas de relevo e nos processos de evolução da Escarpa Oriental da Borborema (Fig. 3.3). Estas diferenças serão levadas em conta na elaboração das análises estruturais desta escarpa.

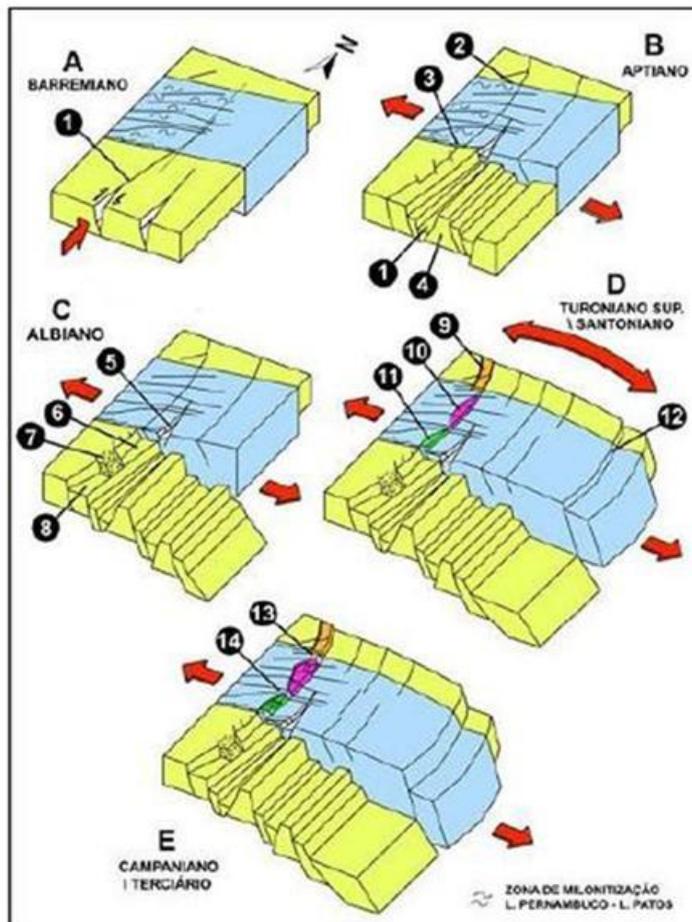


Figura 3.3. Evolução Tectônica das bacias de Pernambuco e Paraíba (retirado de LIMA FILHO *et al* 2005). 1 – Rift do Cupe; 2 – Zona de Cisalhamento de Patos; 3 – Zona de Cisalhamento Pernambuco; 4 – Alto de Tamandaré; 5 – Gráben de Olinda; 6 – Gráben de Piedade; 7 – Cabo de Santo Agostinho; 8 – Graben do Cupe; 9 – Sub-Bacia de Canguaretama; 10 – Sub-Bacia de Alhandra e Miriri; 11 – Sub-Bacia de Olinda; 12 – Talude da Bacia da Paraíba; 13 – Alto de Mamanguape; 14 – Alto de Goiana.

Em relação à formação e dinâmica geológica da Zona Transversal no Proterozóico superior, Brito Neves *et al* (1995), Santos & Medeiros (1999) e Brito Neves *et al* (2000) sugerem a evolução tectônica desta área com base no modelo de acreção de terrenos tectono-estratigráficos. Um modelo de colagem tectônica de

terrenos é sugerido por Santos & Medeiros (1999), subdividindo o Domínio da Zona Transversal em um mosaico de terrenos tectono-estratigráficos alóctones amalgamados e retrabalhados em diferentes orogenias na evolução da área, situados entre as Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco originadas em regime compressional NW, acompanhados de zonas milinotizadas e linhas estruturais de encurvamento flexural para NNE (TAVARES JUNIOR, 2008).

Já na figura 3.4 pode-se observar que, diferente do que aconteceu nas estruturas a norte e a sul, a Zona Transversal (limitada entre as ZC's Patos e Pernambuco) é considerada uma rampa estrutural flexionada, desenvolvida em falhas de pequeno rejeito e *grábens* de pouca profundidade (LIMA FILHO *et al*, 2005 apud TAVARES JUNIOR, 2008).

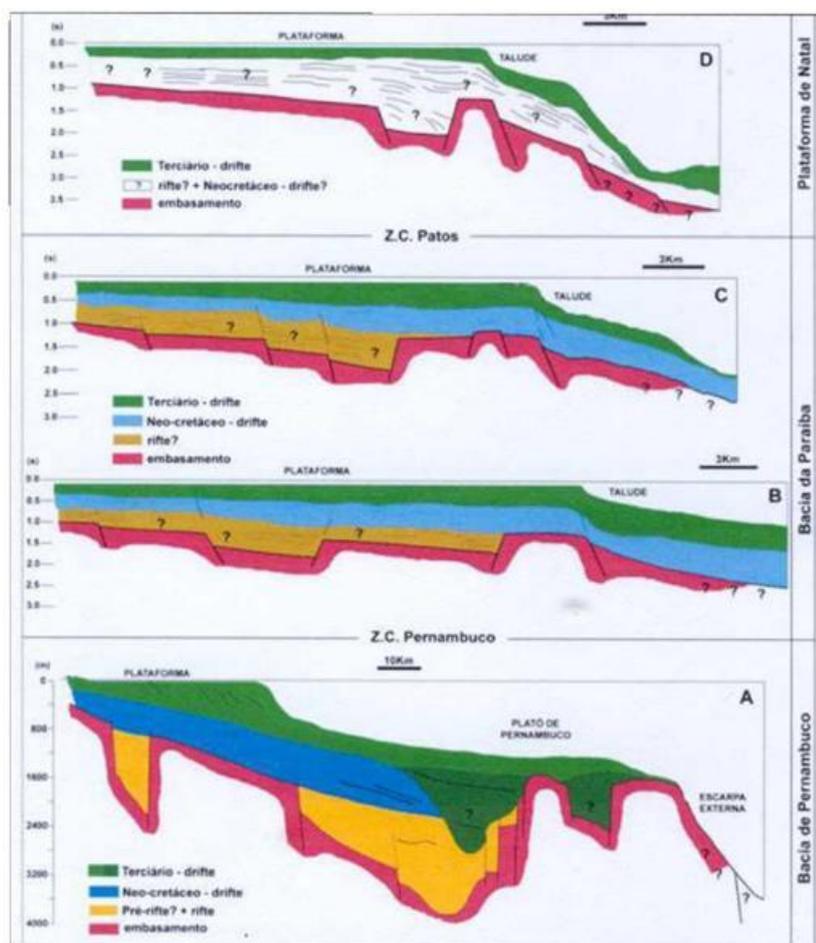


Figura 3.4 - Perfis da plataforma da Bacia Pernambuco, Bacia Paraíba e Plataforma de Natal. Adaptado de Barbosa e Lima Filho (2006).

Isto em parte se justifica na estruturação pré-, sin- e pós-rift atlântico. Barbosa (2004) traz uma vasta revisão sobre a estruturação no Nordeste Oriental desde a fase pré-rift.

Após algumas discussões sobre esta temática Barbosa (2004) conclui, entre outros fatos, que:

- a área da Bacia Pernambuco–Paraíba (área compreendida entre o sul do Estado de Pernambuco e o Lineamento Patos) sofreu um soerguimento na fase pré-rift que a tornou mais elevada que as áreas adjacentes ao sul e a norte (Bacias Sergipe-Alagoas e Potiguar);

- durante o estágio inicial da fase rift, do Albiano ao Santoniano, a área da Bacia Pernambuco-Paraíba e áreas adjacentes permaneceram emersas e sujeitas à erosão.

Ocorre na região também áreas com um embasamento gnáissico-migmatítico de idade arqueana e paleoproterozóica, sequência metassupracrustais de idade proterozóica e granitóides de idade pré-brasiliana e brasiliana (JARDIM DE SÁ, 1994; BRITO NEVES et al, 2000). Na ruptura de Gondwana Ocidental e abertura do Oceano Atlântico durante o Mesozóico, as descontinuidades arqueanas foram reativadas por uma tectônica rúptil (MATOS 1987, 1992 apud LIMA 2008). Para Matos (op cit) os esforços oriundos desta quebra propiciaram a instalação de um conjunto de bacias intracontinentais de pequeno porte e também pela geração de bacias marginais, sendo parte da evolução do sistema de *riftes* cretáceos do Nordeste brasileiro.

O regime tectônico atual na região do Nordeste Oriental se caracteriza por um campo de tensões com compressão E-W e distensão N-S. Este campo é atribuído a movimentos de expansão da cadeia meso-oceânica e compressão da cadeia andina (ASSUMPÇÃO, 1992 apud LIMA 2008).

3.2.1 O papel do arqueamento regional

Inúmeros autores durante as décadas de 1950 e 1960 postularam a ideia da existência de um arqueamento ou bombeamento do Planalto da Borborema, entre eles podemos citar Ab Saber (1953). Entretanto pouco foi dito sobre uma morfogênese regional. Correa et al (2010) traz destaque para o trabalho de Czajka (1958) que estabeleceu as bases morfoestruturais para a análise do relevo do Nordeste.

Czajka observou um comportamento diferenciado da morfologia do setor oriental do nordeste em função do arqueamento, identificando duas principais zonas de arqueamento regional, definidas pela presença de alinhamentos de relevo nas direções preferenciais ENE-WSW e E-W. O primeiro seria o mais oriental dos arqueamentos, com direção NNE-SSW e coincide com os patamares de Garanhuns (PE), 900 - 1000 metros, e Arcoverde (PE) em 1000 - 1100 metros. O segundo eixo de arqueamento corresponde ao nível mais elevado, estruturado pelas serras da Baixa Verde, em 1000 - 1185 metros, e Teixeira em 1000 - 1197 metros (CORREA et al, 2010).

Já para Domingues (1961 apud CORREA et al 2010) o Planalto da Borborema seria um grande domo alçado por um bombeamento pós-Cretáceo, que teria removido as coberturas sedimentares antes existentes e exumado o embasamento cristalino. Barbosa (1966 apud CORREA et al 2010) no entanto sugere que a Borborema seja uma antéclise gerada por uma série de arqueamentos epirogenéticos lentos manifestados ao longo do Fanerozóico e possivelmente desde o Paleozóico.

Matsumoto (1973 apud CORREA et al 2010) define o Planalto da Borborema como um grande bloco montanhoso que apresenta, em muitas áreas, uma superfície de erosão com altitude inferior a 400 metros, flanqueada por escarpas em muitos pontos. O autor sugere que estas escarpas estariam associadas a movimentos tectônicos, sugerindo estudos mais avançados para o reconhecimento destas falhas.

Oliveira (2008), utilizando dados gravimétricos e magnetométricos para o estudo da isostasia e das causas do magmatismo cenozóico na Província Borborema, atribuiu o alçamento do Planalto da Borborema ao magmatismo continental gerado por um mecanismo de convecção de borda impulsionada (*Edge Drive Convection* -

EDC). Este mecanismo explicaria a geração de correntes de convecção em pequena escala decorrente da instabilidade no contato entre a crosta continental fria e espessa e o manto adjacente quente.

Para Oliveira (2008) o magma teria sido aprisionado no limite da raiz da litosfera e da crosta continental, gerando uma assimilação subsuperficial de magma (*underplating*). Como resultado da diferença de densidade, a área do Planalto da Borborema foi alçada por empuxo devido ao *underplating* (Fig. 3.5). Esta proposta corrobora com os postulados de Matsumoto (1973).

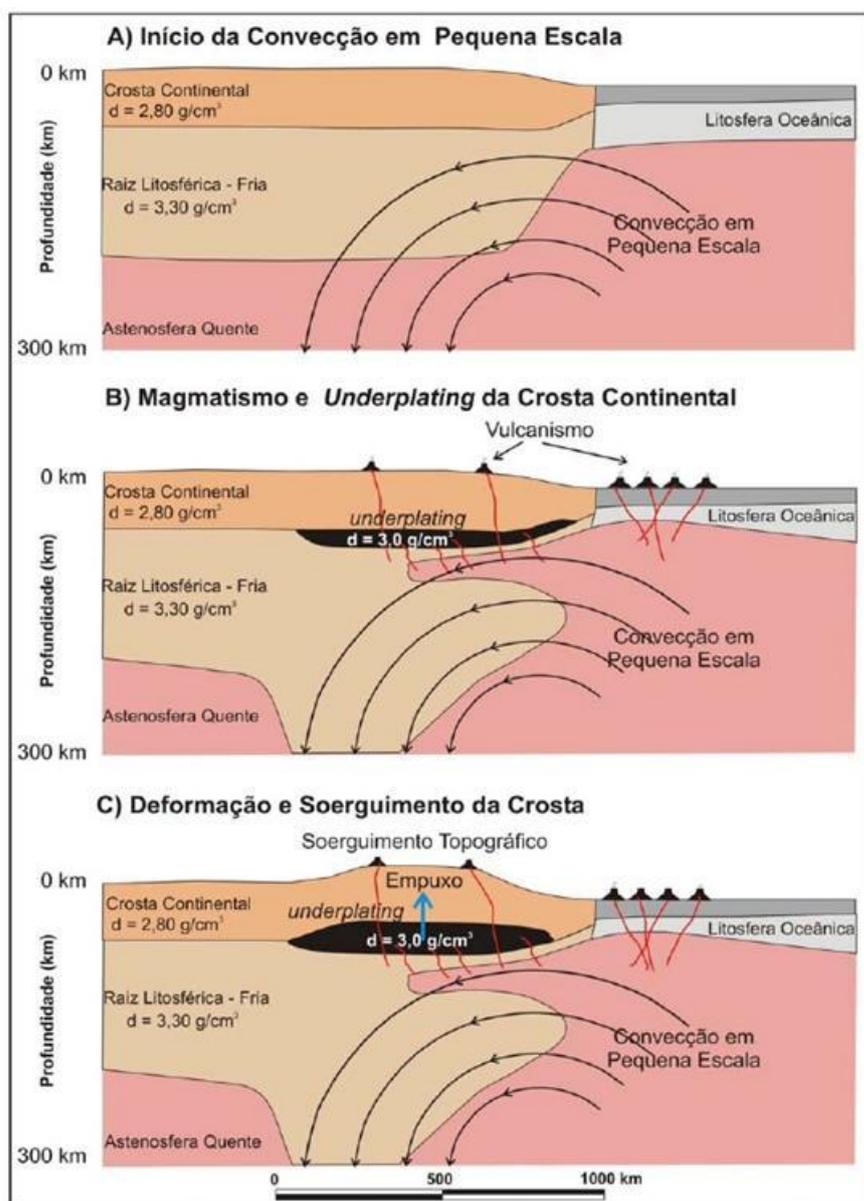


Figura 3.5 - Modelo de *underplating* magmático. Retirado de Oliveira (2008).

Correa et al (2010) aceitam o fato de que este *underplating* pode estar contribuindo para a manutenção do arqueamento da Borborema, tendo gerado novas fases de soerguimento do núcleo arqueado mantendo estas formas regionais elevadas sendo associadas aos patamares escalonados encontrados. Entretanto não aceitam a hipótese de que estes processos formaram o planalto *strictu sensu*. Suas negativas se baseiam nas idades de traços de fissão de apatita indicando idades próximas de 200 Ma para a geração do domo na região de Triunfo (PE).

3.2.2 A Borborema pode ser definida como possuindo "uma" escarpa?

Escarpas podem ser genericamente definidas como seções do relevo de longa extensão e com declividade acentuada. Como vimos, as escarpas podem ser geradas ou destruídas de várias maneiras. Entretanto sua destruição é obrigatoriamente relacionada à existência de uma unidade geomorfológica necessária para o processo de erosão, o nível de base (KING, 1953). Ou seja, para toda escarpa existe um nível de base, seja ele uma drenagem interior de grande porte, um grande lago ou o oceano. Desta forma a identificação dos níveis de base nos dá o alicerce para identificar as diferentes escarpas que podem ocorrer regionalmente.

Na ausência de grandes lagos na região Nordeste do Brasil, podemos definir para esta porção regional a existência de alguns níveis de base, sendo eles o Oceano Atlântico à Leste, o Oceano Atlântico à norte, o Rio São Francisco à sul e o Rio Parnaíba à oeste. Portanto, teríamos de início quatro faces de escarpamentos da Borborema, a face norte, a sul, a oriental e a ocidental. Entretanto para melhor definirmos estas faces devemos verificar quais são as principais drenagens e como se relacionam com seus níveis de base.

Ao identificarmos níveis de base e escarpas regionais, segue-se posteriormente para verificar a existência de níveis de base locais e suas respectivas escarpas, a partir da identificação de *knickpoints* nos perfis de drenagem. Estas rupturas na escarpa, se identificadas, irão demonstrar um escalonamento, ou não, da(s) escarpa(as) regional(is), ou um abaulamento/basculamento do conjunto estrutural.

Por nível de base deve-se entender a porção mais baixa do relevo, onde os processos erosivos superficiais cessam e os processos de deposição se tornam predominantes. O ponto mais baixo onde o rio pode chegar sem que haja prejuízo de seu fluxo. O nível de base geral é o mar, entretanto níveis de base locais podem controlar o sistema de erosão-deposição de setores da escarpa (GUERRA & GUERRA,2008).

O termo "*knickpoint*" caracteriza uma ruptura no perfil longitudinal do rio ou da encosta, podendo haver uma ruptura muito abrupta e com grande altura, como as cachoeiras, ou de menor amplitude e não tão abruptas, gerando pequenos desníveis no perfil longitudinal (GUERRA & GUERRA,2008). Esta ruptura, ou inflexão, tende a ser destruída pelos agentes erosivos, de maneira remontante, ou seja, contrária ao sentido dos fluxos. O seu grau de evolução vai depender da estrutura, da litologia e da competência dos processos erosivos.

Isto posto, torna-se necessária a identificação de *knickpoints* ao longo da(s) escarpa(s) da Borborema, para auxiliar na compreensão da estrutura regional e da competência do sistema erosivo que a região possui, para assim poder-se aventar uma estruturação regional e melhor classificar o conjunto morfoestrutural regional.

3.3 Índices Morfométricos

No fim do século XIX, de acordo com Christofolletti (1969), a análise morfométrica de bacias foi bastante utilizada, sendo, no entanto, deixada de lado com o surgimento dos postulados de Davis (1899) acerca da evolução cíclica do relevo. O pensamento davisiano atribuía à morfogênese uma temporalidade muito mais ampla, na escala de milhões a centenas de milhões de anos, escala esta que menosprezava um estudo mais detalhado da drenagem (BIGARELLA, 2003; MONTEIRO, 2010).

Apenas no fim da primeira metade do século XX, com a publicação do trabalho de Horton (1945) sobre a hierarquia da rede de drenagem houve um retorno aos estudos morfométricos. Horton (1945) procurou estabelecer leis, mediadas pela linguagem matemática, de desenvolvimento dos rios e suas bacias, iniciando uma nova

fase dos estudos de morfometria de drenagem, abrindo espaço para diversas abordagens sobre o tema.

Posteriormente diversos autores postularam considerações acerca de parâmetros e índices morfométricos em canais e bacias de drenagem. Strahler (1952) propôs um método de hierarquização de canais fluviais que continua sendo utilizado até os dias atuais devido à sua agilidade e eficácia de aplicação. Esta proposta de ordenamento de canais entende que cada ordem deve ser estudada e comparada separadamente a fim de se analisar a rede hidrográfica de uma bacia. Outra proposta que merece destaque é a de Shreve (1966) que apresentou o conceito de magnitude de drenagem, estando junto com a proposta de Strahler entre as grandes contribuições para estudos posteriores, visto que uma vez estabelecidos ordem e magnitude das drenagens, os cálculos de outros atributos tornam-se mais fáceis.

A partir da década de 1960 ocorreu uma crescente utilização da perspectiva sistêmica em geomorfologia. O modelo interpretativo davisiano, dominante até meados do século XX, foi sendo gradativamente substituído pela análise processual, que considera a dinâmica da superfície como de extrema importância para o desenvolvimento das formas (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Este período coincide com uma retomada da perspectiva positivista físico/matemática que aliada à geomorfologia processual culminou na geração de uma grande quantidade de tentativas de entendimento da dinâmica evolutiva do relevo baseadas na observação e mensuração dos fatos geomorfológicos, intermediadas pelo uso da linguagem matemática e embasadas nas leis físicas (CHRISTOFOLETTI, 1980; MONTEIRO, 2010).

Na tentativa de estabelecer um método quantitativo que demonstrasse de forma numérica se um rio estaria em equilíbrio geomorfológico, a partir de uma relação entre a declividade e a extensão do canal fluvial, Hack (1973) desenvolveu o *Stream Length-Gradient Index (SL Index)*, também conhecido como Índice de Hack (IH). No Brasil este método foi também denominado de Relação Declividade-Extensão (RDE) por Etchebehere (2000).

Hack (1973) propôs este índice para servir como elemento de fácil identificação de anomalias nos cursos d'água, onde a partir da elaboração do perfil longitudinal do rio, seria possível identificar alterações no seu curso, relacionando o potencial hidráulico ($\Delta h/\Delta l$, onde Δh é a diferença altimétrica ou projeção vertical e Δl é a projeção horizontal) do canal e o efetivo trajeto (L) que o mesmo percorre em cada setor desde o ponto de interesse até a cabeceira do rio, fornecendo índices que permitiriam comparar trechos fluviais de diferentes magnitudes de vazão (MARTINEZ, 2005). Estas comparações revelariam setores processualmente “anômalos” ao longo da drenagem, onde o valor do índice oscilaria de acordo com o substrato e sua estrutura. Em áreas de margem continental ativa este método vem sendo utilizado para análises do ajuste da drenagem aos movimentos tectônicos (TROIANI & DELLA SETA, 2008; SARP et al, 2011), além de ser ferramenta para identificação de áreas susceptíveis a deslizamentos (GALVE et al 2014; TROIANI et al 2014). Sobre os setores de margem continental passiva, o índice tem sido aplicado no intuito de corroborar as pesquisas relativas à erosão diferencial, além de ser ferramenta importante na identificação de deformações neotectônicas intraplaca (MISSURA, 2005; ETCHEBEHERE et al., 2006; MONTEIRO, 2010; MARTINEZ et al 2011).

3.3.1 Perfil Longitudinal de um Rio

O perfil longitudinal de um rio é entendido como sendo a curva obtida através de dados plotados em gráfico de coordenadas cartesianas, cujas coordenadas correspondem à altitude (H) em relação à distância da jusante (L) expressa pela equação:

$$H=f(L)$$

da qual a tangente resultante expressa o gradiente do canal no trecho estudado (MARTINEZ, 2005).

McKeown et al (1988) enfatizam que a forma do perfil longitudinal de um curso fluvial deve ser entendida como em equilíbrio (*graded*) ao apresentar uma típica forma côncava. Para Hack (1957) o perfil vai refletir o estado de equilíbrio da drenagem e

qualquer alteração no mesmo levaria o rio a se ajustar na busca de um novo equilíbrio, erodindo seu próprio leito ou gerando agitação.

A partir desta ideia, entende-se que trechos da drenagem que estejam fora da curva de equilíbrio indicam que a drenagem encontra-se desajustada. Nestes casos pode-se interpretar as anomalias como indicativas de atividade tectônica recente (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004), assim como de diferença estrutural ou litológica sobre a morfologia do sistema (MONTEIRO, 2010).

3.3.2 "Índice de Hack" (IH ou SL) ou Relação Declividade-Extensão (RDE)

Ao propor o emprego de um índice que relacionasse a declividade e a extensão do rio para identificar trechos fora do padrão considerado normal, Hack (1973) contribuiu para evidenciar e favorecer a identificação de setores anômalos no gradiente do perfil longitudinal, tomando como pressuposto que este deveria apresentar uma diminuição gradativa da declividade desde a cabeceira até a foz (MARTINEZ, 2005).

O emprego deste índice permite identificar, ao longo do perfil longitudinal do rio, alterações em seu curso "ideal", pois relaciona a declividade do canal fluvial com a extensão do trecho em apreço, fornecendo um índice comparativo entre trechos de um curso d'água de diferentes magnitudes.

O índice de Hack por trecho é calculado através da seguinte fórmula:

$$SL_{\text{trecho}} = (\Delta h / \Delta l) * L$$

onde Δh é a diferença altimétrica entre dois pontos selecionados do curso d'água, Δl corresponde à projeção horizontal do trecho analisado e L é a extensão total do canal desde a nascente até o ponto final para onde o índice está sendo calculado. A figura 3.6 apresenta de forma ilustrativa a relação:

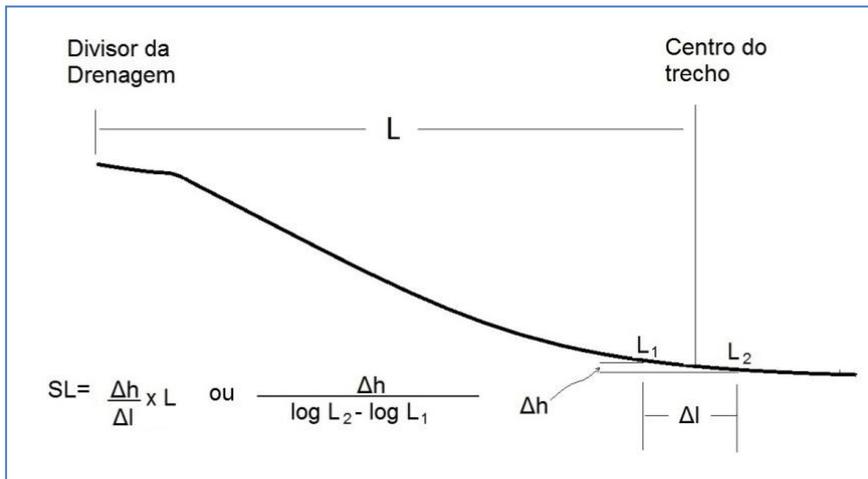


Figura 3.6 – Esquema, modificado de Hack (1973), utilizado para cálculo do índice SL.

Hack também apresentou uma segunda forma de calcular o índice, de maneira que não se precise obter a projeção horizontal (Δl), mas apenas a projeção vertical Δh e a distância do trecho em análise até sua cabeceira (L). Nesta segunda opção divide-se o Δh pelo valor da diferença do logaritmo natural do ponto mais distante do trecho até sua cabeceira (L_2) e do logaritmo natural do ponto mais próximo do trecho até sua cabeceira (L_1) (Fig. 3.6).

Da mesma forma é possível calcular o IH de um canal fluvial em toda a sua extensão. Para isto considera-se a diferença altimétrica entre a cota superior e a inferior do canal, ou seja, o ΔH da cabeceira até a foz (em metros) e o logaritmo natural da extensão total do curso de água, sendo a fórmula:

$$SL_{total} = \Delta H / \ln L$$

Seeber & Gornitz (1983) consideraram como anômalos os índices de SL_{trecho} que, quando divididos pelo índice de SL_{total} , resultaram em valores acima de 2 (dois). Estas anomalias se subdividem em anomalias de segunda ordem, cujo os valores estão entre 2 (dois) e 10 (dez) e as anomalias de primeira ordem que possuem valores iguais ou superiores a 10 (dez). As anomalias de primeira ordem são encontradas em trechos onde a declividade é bastante elevada, ou seja, setores em que o rio não teve tempo ou competência para suavizar o perfil, enquanto que as anomalias de segunda ordem

são encontradas em trechos com declividade pouco acima da curva normal para o padrão da drenagem.

Desta forma, a partir da análise do perfil longitudinal de um rio e da aplicação de parâmetros morfométricos, a exemplo do índice de Hack, pode-se apresentar um esboço das características de uma drenagem, no que diz respeito às feições estruturais e tectônicas desenvolvidas.

Utilização do índice de Hack para identificação de patamares de relevo

Tratando do equilíbrio dinâmico HACK (1975) asseverou que as drenagens são estabelecidas quase que instantaneamente ao desenvolvimento do relevo. Desta forma, o autor propôs um índice para quantificar a competência erosiva das drenagens e sua relação com o perfil longitudinal. Esse perfil é o resultado morfológico da disputa entre as forças erosivas, que retiram material, a força tectônica que adiciona material e as estruturas que aceleram ou retardam tais forças. Hack portanto estabelece o índice de forma a determinar um valor indicativo da competência erosiva de uma drenagem, que por sua vez traduziria o estágio de equilíbrio da mesma em função de sua relação com a declividade do terreno.

Na proposição do índice foi sugerido que os trechos analisados fossem delimitados a cada entrada de um afluente no tronco principal, pois ao receber uma carga adicional de água e sedimentos a competência da drenagem principal é alterada. Esses afluentes também eram quantificados. Diversos artigos foram publicados reproduzindo tal proposição com resultados bastante satisfatórios e contribuíram de forma excepcional para o desenvolvimento dos estudos de drenagem (BEZERRA, D. P., 2011; FONSECA et al, 2013 ; ZIMMERMAN et al, 2008; PAZZAGLIA et al 1998).

Entretanto esta ferramenta pode também nos dar um indicativo mais preciso de localização de áreas onde ocorram importantes rupturas de gradiente, *knickpoints* (LARUE, J.P., 2011; ZIMMERMAN et al, 2008), havendo então a possibilidade da identificação mais objetiva de patamares de relevo por meio dos valores de anomalias

encontrados. Não obstante, ao se calcular o IH com base unicamente na definição de trechos delimitados pela chegada de afluentes de maior porte, pode-se subestimar a identificação mais pormenorizada de *knickpoints*, sobretudo em circunstâncias morfoclimáticas semiáridas onde não ocorram tributários de vazão significativa.

Embora, à época de sua proposição as discussões acerca dos controles exercidos pela tectônica sobre a drenagem ainda fossem incipientes, a aplicação contemporânea do IH permite um maior entendimento sobre feições de relevo de pequena escala e sua relação aos eventos rasos de deformação crustal mesmo dentro do contexto intraplaca.

Na presente proposta o índice de Hack (IH) foi aplicado de forma a identificar rupturas de gradiente (*knickpoints*) de maneira prolífica. Para tal, os trechos foram delimitados a cada curva de nível de 25m, ou seja, para cada variação de 25 metros de altitude se estabeleceu um trecho a ser calculado e quantificado, produzindo maior detalhamento na identificação das rupturas de declive ao longo dos canais principais dos principais rios que cortam a Escarpa Oriental da Borborema. Após a elaboração de uma tabela de valores com os índices de SL_{trecho} , foi realizada a relação destes com o SL_{total} para identificação de anomalias, como proposto por Seeber & Gornitz (1983).

As anomalias de primeira ordem são interpretadas como ocorrendo em áreas de *knickpoint*, rupturas em trechos onde o rio não teve competência para suavizar o perfil, ou não houve tempo para tal devido à atividades neotectônicas.

A partir de então foram elaborados mapas para melhor ilustrar a distribuição de tais anomalias. Posteriormente foram feitas visitas à campo para verificação das áreas onde foram identificadas anomalias de primeira ordem no intuito de comprovar a ocorrência ou não de rupturas de declive e seus elementos de controle geológico subjacentes.

Este método também foi utilizado para definir qual o limite superior e inferior da escarpa em questão, delimitando assim a Escarpa Oriental da Borborema e seu Piemonte. Nesta abordagem se propõe utilizar as primeiras rupturas identificadas nos perfis longitudinais das drenagens, e que possuem elevados valores de IH,

interpretando os mesmos como a transição entre o topo e a encosta leste do Planalto da Borborema. Da mesma forma, nos perfis longitudinais das drenagens, as isolinhas que apresentam os maiores valores de IH próximas à costa serão interpretadas como sendo a transição entre a escarpa e seu piemonte.

A demarcação das isolinhas superior e inferior da escarpa leste do Planalto será de grande importância para a definição do índice de sinuosidade, explanado a seguir.

3.3.3 Índice de Sinuosidade

O índice de sinuosidade acaba por ser mais um método de determinação da influência da atividade tectônica em unidades geomorfológicas. Entretanto este índice não vai atuar na identificação de pontos ou setores que podem estar sofrendo atuação ou influência tectônica, mas ao longo da extensão de uma escarpa montanhosa ou de um planalto.

Este índice foi proposto por Bull & McFadden (1977) e buscava uma metodologia que quantificasse o balanço entre as forças erosivas e tectônicas na elaboração morfológica da linha do *front* de escarpas montanhosas. Para tal quantificação é necessária a delimitação da frente da montanha em seções, tal como exemplificado na figura 3.7. Este *front* de escarpa de montanhas e planaltos deve ser entendido como uma zona de transição entre a montanha e a planície, composta pela escarpa e o seu piemonte (KELLER & PINTER, 2002).

O índice, como proposto, deve ser calculado da seguinte forma:

$$Smf = Lmf / Ls$$

onde:

Smf (*sinuosity of mountain front*): índice de sinuosidade da frente de montanha;

Lmf (*length of mountain front*): comprimento da linha atual da frente de montanha;

Ls (*straight line length*): comprimento da linha reta.

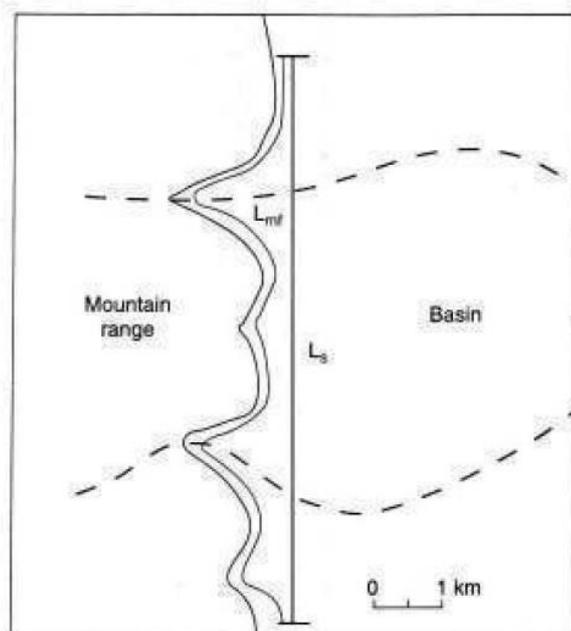


Figura 3.7: Ilustração relativa à aplicação do Índice de Sinuosidade da Frente de Montanha, de acordo com Keller & Pinter (2002).

Os valores de comprimento da linha atual (L_{mf}) e da linha reta (L_s) possuirão unidades de acordo com a convenção utilizada pelo autor. No caso da presente tese os valores serão calculados em metros. O índice não possui unidade, pois é uma razão de dois valores de mesma unidade (KELLER & PINTER, 2002).

Este método, por possuir larga aplicação, possui também diferentes interpretações quanto a seus resultados. De um modo geral têm-se a compreensão de que os valores próximos à 1 são indicativos de caráter morfotectônico das feições mensuradas, com atividade tectônica ou alta influência desta. Valores superiores a 3 indicam inatividade tectônica ou nenhuma influência da mesma. Enquanto valores próximos a 2 indicam atividade moderada. Entretanto divergências entre as classes e intervalos são comuns (SARP et al 2011; ILDOROMI, 2013; MARQUES NETO & PEREZ FILHO, 2013). Tomaremos para este trabalho os limites descritos acima.

3.4 Análise morfológica em bases digitais

A análise das formas de relevo tem passado por grandes transformações ao longo do último século, principalmente no âmbito da coleta de dados e das técnicas implementadas em campo e gabinete. Quanto às técnicas de gabinete, as cartográficas são as mais utilizadas, visando a identificação, localização e muitas vezes a quantificação dos problemas morfológicos. A utilização de base cartográfica, como cartas morfológicas com isoípsas com os mais variados intervalos, a depender da escala da carta, foi e continua sendo o principal material utilizado pelo geomorfólogo em gabinete. Entretanto esta base cartográfica vem, ao longo dos últimos anos, sendo transformada e ganhando versões digitais com cada vez maior número de informações. Inclui-se nesta base digital um número cada vez maior de informações remotas, como dados de radar e imagens de satélites, assim como de sensores orbitais ou aerotransportados.

Estas novas tecnologias estruturadas em bases digitais vêm propiciando um nível mais apurado de análises do relevo e com maior fidedignidade aos fatos geomorfológicos. Dentre as análises que ganharam a implantação de uma nova "roupagem" digital, uma das mais importantes tem sido a análise de lineamentos de relevo.

3.4.1 Fotolineamentos do relevo

Originalmente proposto por Hobbs (1912, *apud* VENEZIANI, 1987) o termo Lineamento caracterizava as relações espaciais de feições, tais como cristas, bordas de áreas levadas, alinhamentos de contatos geológicos ou tipos petrográficos, ravinas ou vales, e fraturas ou zonas de falhas visíveis como tais. Este termo pode então ser empregado na designação de feições definidas por alinhamentos de relevo e de drenagem, englobados pelas definições de Hobbs (VENEZIANI, 1987).

Para Veneziani (1987) primeiramente se faz necessária uma distinção entre os lineamentos estruturais e os falhamentos na interpretação dos produtos de sensoriamento remoto, e isto se deve a dois fatores principais:

- os lineamentos não se restringem a apenas um tipo de movimento tectônico ao longo de toda sua extensão ou durante o decorrer dos diferentes ciclos ou fases tectônicas que afetaram uma determinada área;
- uma zona de falha pode dar origem a vários lineamentos paralelos a 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.

Os elementos da drenagem que são fortemente estruturados (com disposição regularmente ordenada), retilíneos ou em arco, são denominados de Lineamentos de Drenagem e são interpretados como traços de fratura (SOARES & FIORI, 1976). Estes traços de fratura correspondem a zonas de concentração de juntas. Já o termo Fratura é definido como sendo um plano de ruptura onde a coesão da rocha foi perdida (RAMSAY & HUBER, 1987). Este plano pode corresponder a juntas ou falhas.

A região caracterizada por possuir um "conjunto de zonas de juntas" vai ser definida como uma zona de juntas paralelas entre si e com uma gênese comum (PLICKA, 1974). Características importantes destas zonas de juntas podem ser utilizadas na prospecção mineral (PLICKA, 1974; NICKELSEN, 1974), e estas podem responder em duas situações principais:

- os conjuntos de zonas de juntas podem emergir de rochas mais antigas e se estender verticalmente através de rochas sobrejacentes mais novas;
- os padrões de fraturamento são cumulativos e persistentes.

Para fins metodológicos, o conceito adotado na presente tese é o proposto por Ethcbehere et al (2007), que define lineamentos como sendo "feições lineares topográficas ou traços observáveis nas imagens fotográficas, que podem representar discontinuidades estruturais". Estes traços foram anotados com a preocupação de se evitar interferências de extensões ou continuidades no terreno, limitando-se mais

fielmente possível, ao aspecto factual observado nas imagens de sensores remotos, conforme recomendado por diversos autores (LIU, 1984; TAYLOR, 1988).

Para extração dos lineamentos foi gerado um MDE a partir de dados SRTM, que posteriormente foi tratado de forma a possuir um sombreamento. Este sombreamento possuiu duas iluminações de azimutes, em 315° e 45°. A partir destes sombreamentos os lineamentos foram traçados através da visualização de cristas alinhadas, fundos de vales e drenagens. Este método foi utilizado por Fonseca & Correa (2011), baseados na proposta de Chiessi (2004), obtendo resultados satisfatórios.

A extração destes lineamentos vai permitir a definição dos *trends* regionais, possibilitando um conhecimento apriorístico das estruturas que ocorrem na região.

3.5 O mapeamento morfoestrutural

Como visto anteriormente, Gerasimov & Mescherikov (1968) postulam o termo morfoestrutura como sendo uma paisagem em elevado grau de evolução das formas, onde há uma combinação do elemento "estável" (estrutura geológica pré-existente) com o elemento dinâmico (agentes externos) que modelam a superfície. Esta análise da paisagem se vale dos conceitos de geotextura, morfoestrutura e morfoescultura (GERASIMOV & MESCHERIKOV, op cit), que segundo Caseti (2005) são equivalentes aos conceitos de morfotectura, morfoestrutura e morfoescultura propostos por Mescerjakov (1968).

Esta premissa, baseada nas proposições de Penck (1924), busca a compreensão dos fatos geomorfológicos, associando os processos internos e os externos, tendo como produto desta relação as diversas formas de relevo.

A partir destas bases epistemológicas surgiram vários métodos de mapeamento geomorfológico utilizando as mais diversas escalas de análise (CASSETI, 2005). Dentre as mais variadas propostas, duas cabem destaque, a de Tricart (1965) e a de Demek (1976).

Tratando dos princípios de elaboração de uma Carta Geomorfológica Tricart (1965) ressalta as variadas categorias de fenômenos que são representados de acordo com a escala adotada. Elementos de estruturas regionais, macro formas e expressões morfológicas de processos generalizados são melhor representados em pequenas escalas cartográficas, como 1:1.000.000 e 1:5000.000. De acordo com Casseti (2005) estes atributos correspondem à quarta (10^2 km^2) ou quinta (10 km^2) ordem de grandeza proposta por Cailleux & Tricart (1956). Já os elementos esculturais, modelados por processos superficiais são melhor representados em grande escala, na razão de 1:25.000 a 1:5.000. Estas escalas seriam correspondentes à sexta ordem de grandeza (10^{-2} km^2) dos autores supracitados (CASSETI, op cit).

Entretanto, na presente tese, os produtos cartográficos observam as premissas encontradas na proposta de Demek (1976), que sugere a seguinte concatenação de operações do mapeamento de morfoestruturas:

- i. análise de cartas geológicas e tectônicas, incluindo o principais falhamentos;
- ii. análise de cartas topográficas, na busca da identificação de rupturas tectônicas e de lineamentos de relevo, além de seus atributos morfográficos e morfométricos;
- iii. elaboração de perfis geológico-geomorfológicos, no intuito de definir os patamares regionais;
- iv. interpretação de fotografias aéreas e especificar a gênese dos elementos;
- v. levantamento de campo para testagem e correção das interpretações, podendo haver também a coleta de material para pesquisa laboratorial;
- vi. integração da informação obtida em campo com os dados de gabinete. Revisão da carta assumindo um caráter de gênese e explanação do modelado.

Esta proposta, entretanto, será adaptada ao uso de geotecnologias atualmente existentes, que permitem uma otimização da interação da base de dados geológica-geomorfológica e estrutural, bem como elaboração de perfis e uma maior definição de imagens de satélite e dados de radar.

4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Lineamentos

A partir da aplicação do método de extração de lineamentos utilizado por Fonseca & Correa (2011) foi possível identificar de maneira satisfatória os principais lineamentos de relevo ao longo da Escarpa Oriental da Borborema, além das áreas das bacias aqui estudadas (Fig. 4.1).

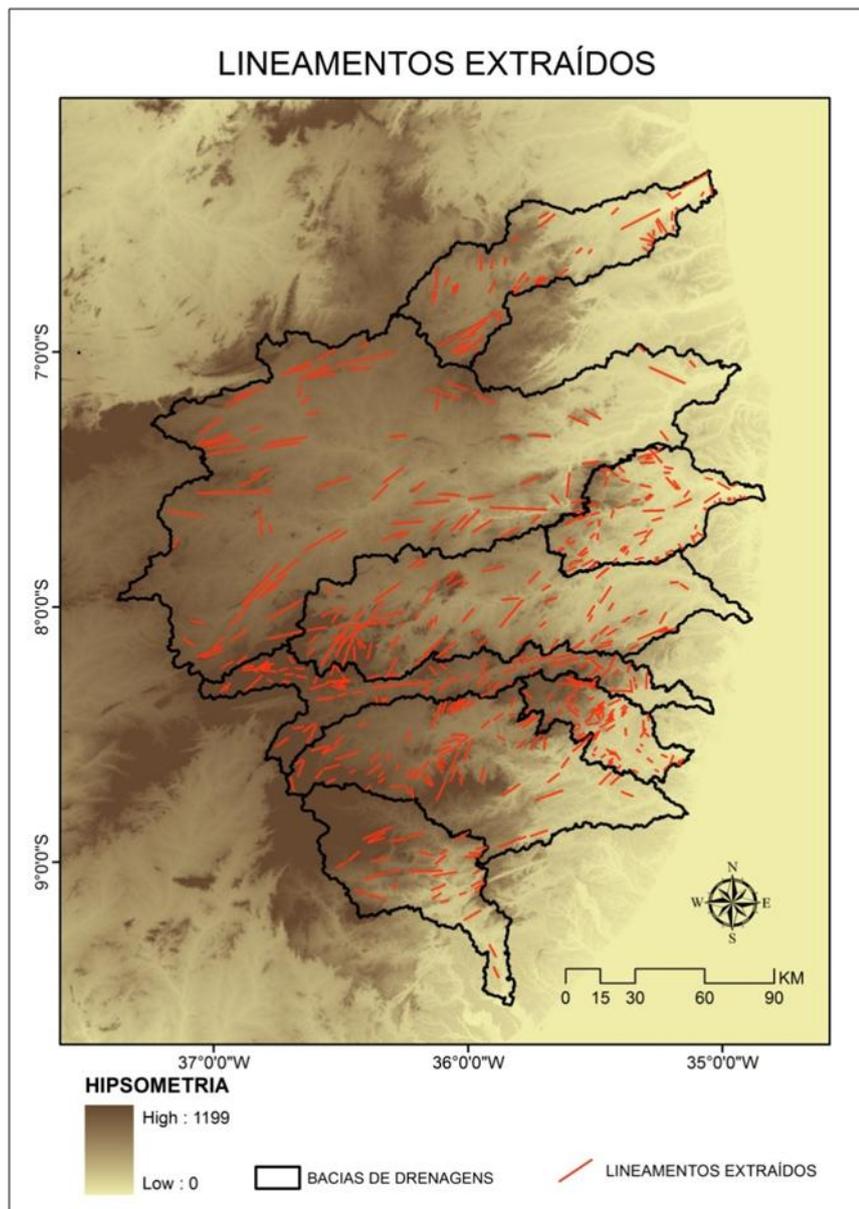


Figura 4.1 - Mapa demonstrando os lineamentos de relevo extraídos e delimitados nas principais bacias situadas ao longo da borda oriental da Borborema.

A partir da extração destes lineamentos foi possível elaborar diagramas de rosetas que demonstram as direções preferenciais das estruturas. Desta maneira é possível observar a predominância de direção de lineamentos em todas as bacias.

Nota-se na figura 4.2 que na bacia do Rio Curimatau as direções predominantes são as de NE, enquanto para a bacia do rio Paraíba os lineamentos são encontrados preferencialmente em direção ENE.

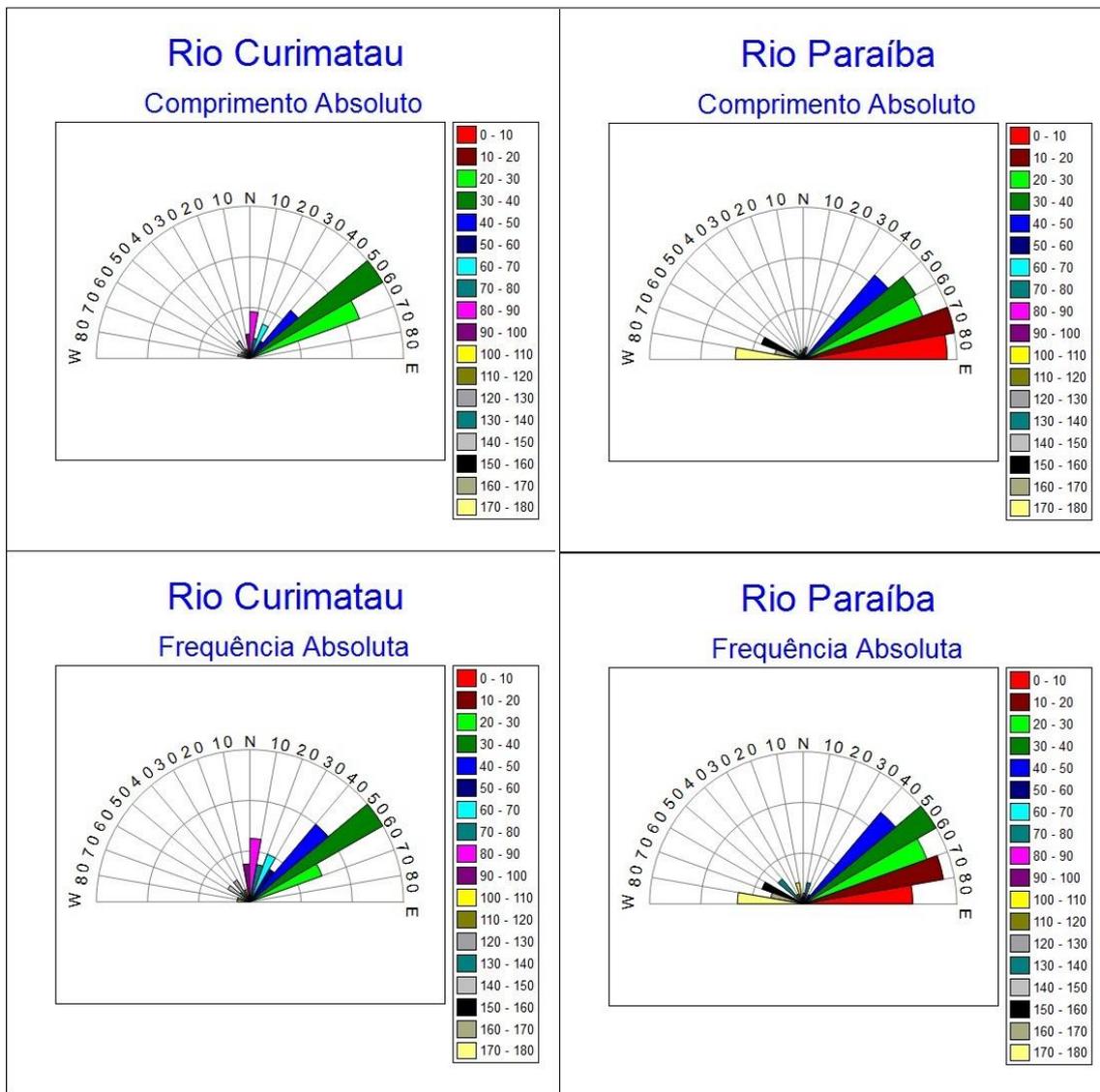


Figura 4.2 - Diagramas de Rosetas dos lineamentos extraídos dos rios Curimatau e Paraíba.

Na figura 4.3 nota-se que na bacia do rio Goiana existem lineamentos distribuídos em praticamente todas as direções, predominando as direções ENE e N. Entretanto os comprimentos dos lineamentos de direção N não são expressivos,

determinando a direção preferencial como NE. Na bacia do rio Capibaribe tanto a frequência quanto os comprimentos estabelecem a direção NE como preferencial.

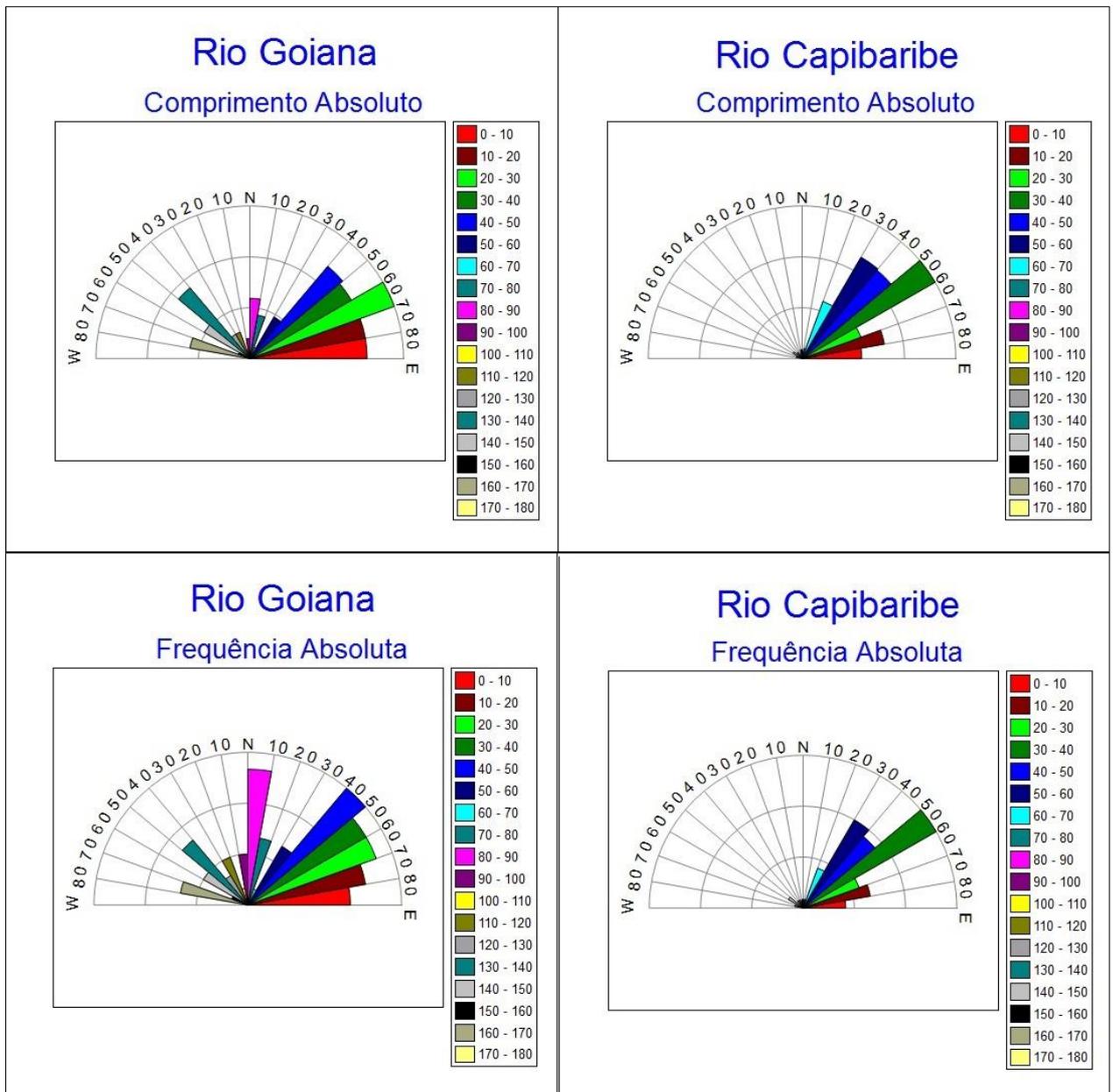


Figura 4.3 - Diagramas de Rosetas dos lineamentos extraídos nas bacias dos rios Goiana e Capibaribe.

Na figura 4.4 observa-se que a direção preferencial dos lineamentos extraídos da bacia do rio Ipojuca é estabelecida em E. Esta direção é definida pelo fato de o rio Ipojuca percorrer por grande parte de seu percurso a ZCPE, de direção geral E-W.

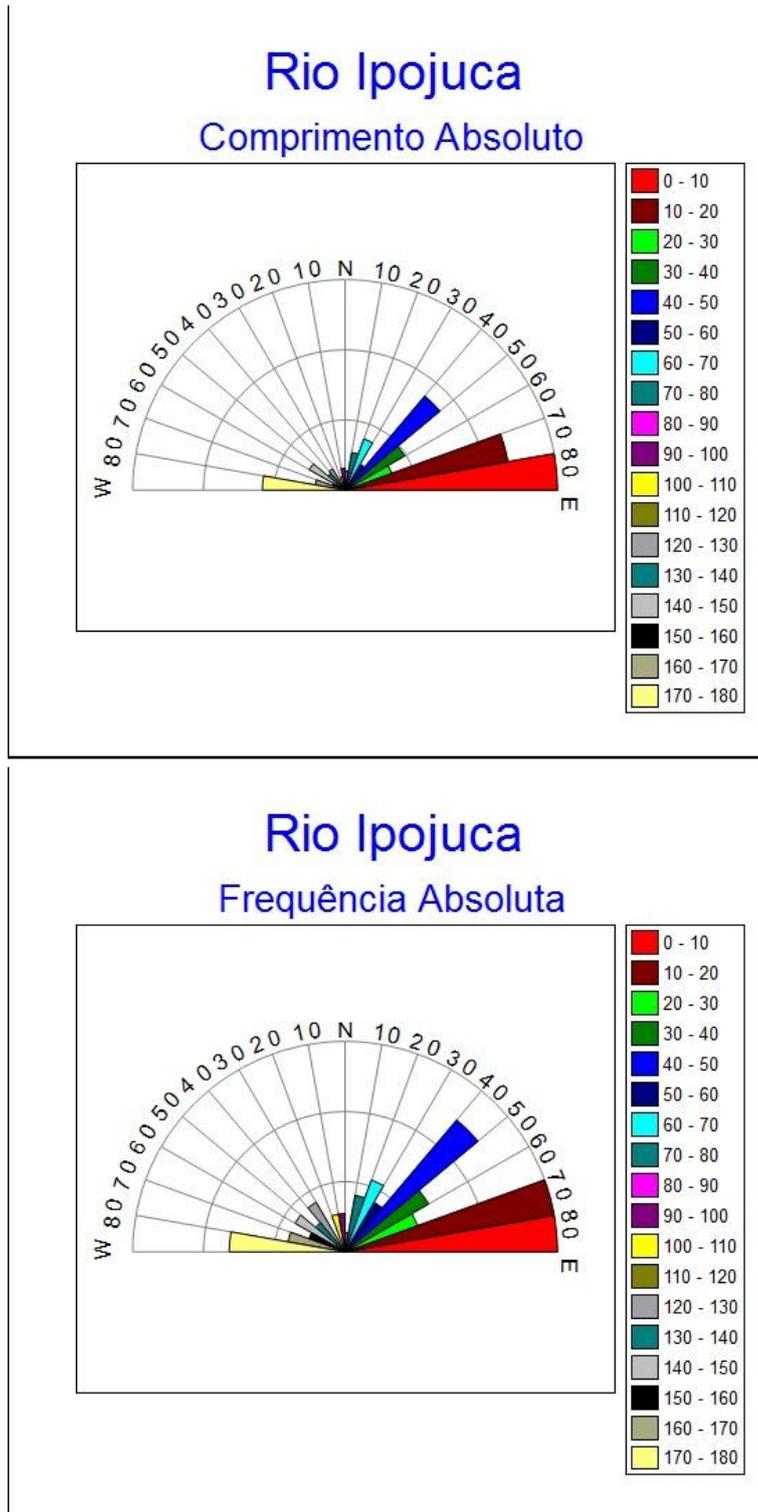


Figura 4.4 - Diagramas de Rosetas dos lineamentos extraídos na bacia do rio Ipojuca.

Na figura 4.5 pode ser observado que ambas as bacias dos rios Sirinhaem e Una possuem lineamentos com direção preferencial NE. Embora deva ser levado em consideração um número importante de lineamentos de direção NW na bacia do rio

Sirinhaem, ainda que estes não alterem a direção preferencial dos lineamentos da bacia.

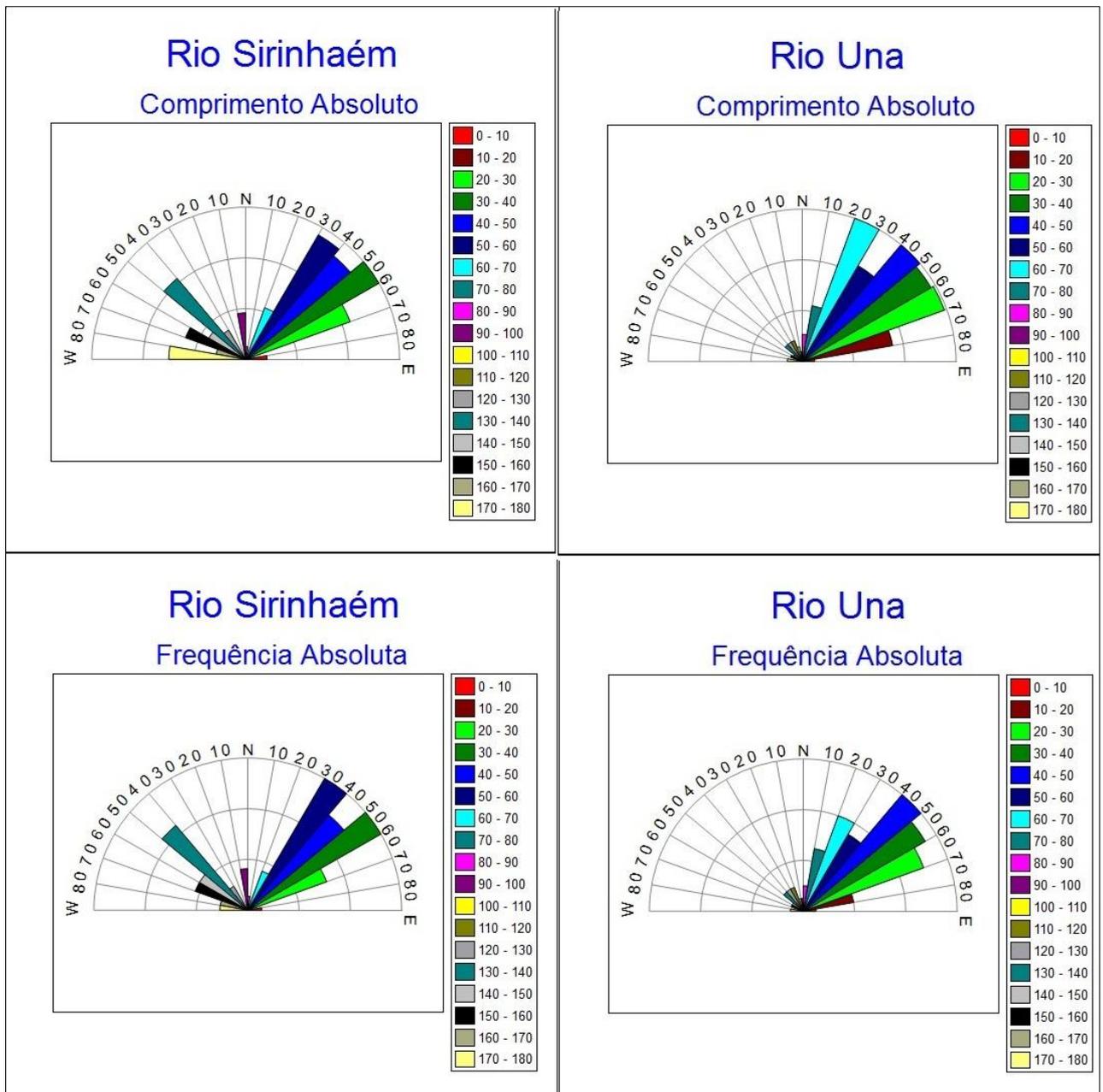


Figura 4.5 - Diagramas de Rosetas dos lineamentos extraídos das bacias dos rios Sirinhaem e Una.

A figura 4.6 demonstra os lineamentos com direção preferencial ENE extraídos dentro dos limites da bacia do rio Mundaú.

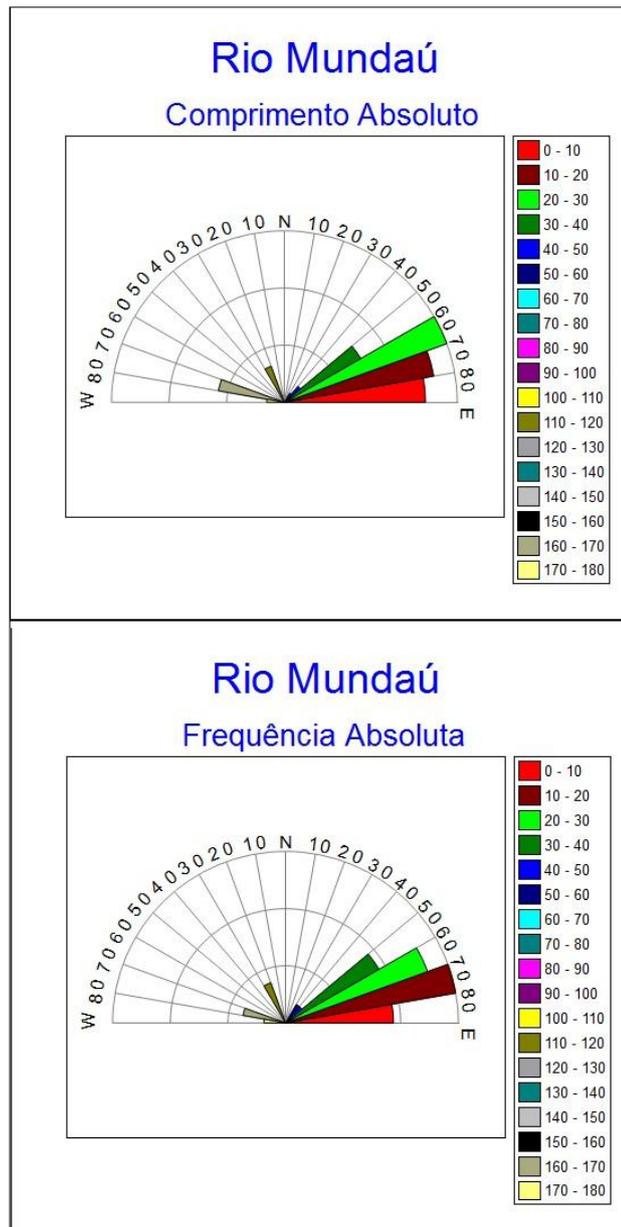


Figura 4.6 - Diagramas de Rosetas dos lineamentos extraídos da bacia do rio Mundaú.

A verificação das direções preferencias dos lineamentos extraídos nas bacias que se encontram ao longo do rebordo oriental do NE corroboram as assertivas de BRITO BEVES *et al* (2001) que define como *trend* regional as direções E-W e NE-SW.

4.2 Perfis Longitudinais, Índices de Hack e Anomalias de Drenagem das Bacias

Assim como proposto, foi aplicado o Índice de Hack em bacias estratégicas localizadas na porção Oriental do Planalto da Borborema, que drenam desde sua

cimeira até o Oceano Atlântico. Este método visa identificar e quantificar os trechos dentro do perfil longitudinal do rio que não possuem uma diminuição gradativa de sua declividade, considerada como "normal".

Para o cálculo destes trechos com o intuito de identificar patamares de rupturas de relevo a partir do perfil longitudinal das drenagens, foi estabelecido, na presente tese, que o Δh seria fixo, em intervalos de 25 metros, de maneira a apreender neste intervalo de altitude qual o comprimento percorrido pela drenagem, estabelecendo assim a existência ou não de patamares de relevo.

Os valores absolutos do índice podem ser relacionados e comparados entre si independente da extensão do rio e formato da bacia, de forma a dar um valor matemático e uma noção acerca da suavidade (ou não suavidade) da inclinação do perfil do rio. Estes valores serão apresentados em tabelas individuais, separados pelas drenagens a quem correspondem, a saber (de norte para sul):

Rio Curimataú

Este rio (Fig. 4.7) nasce na região de Barra de Santa Rosa na Paraíba, ao norte de Campina Grande, e drena sua porção nordeste até desaguar no sudeste do Rio Grande do Norte, entre Baía Formosa e Tibau do Sul. Cortando desde as regiões secas até a úmida, sua bacia é composta por diferentes regimes hídricos, e por conseqüência, por diferentes processos superficiais. Seu trecho superior é intermitente, com presença de leito colmatado, tornando-se perene ao adentrar as regiões mais úmidas próximas à costa.

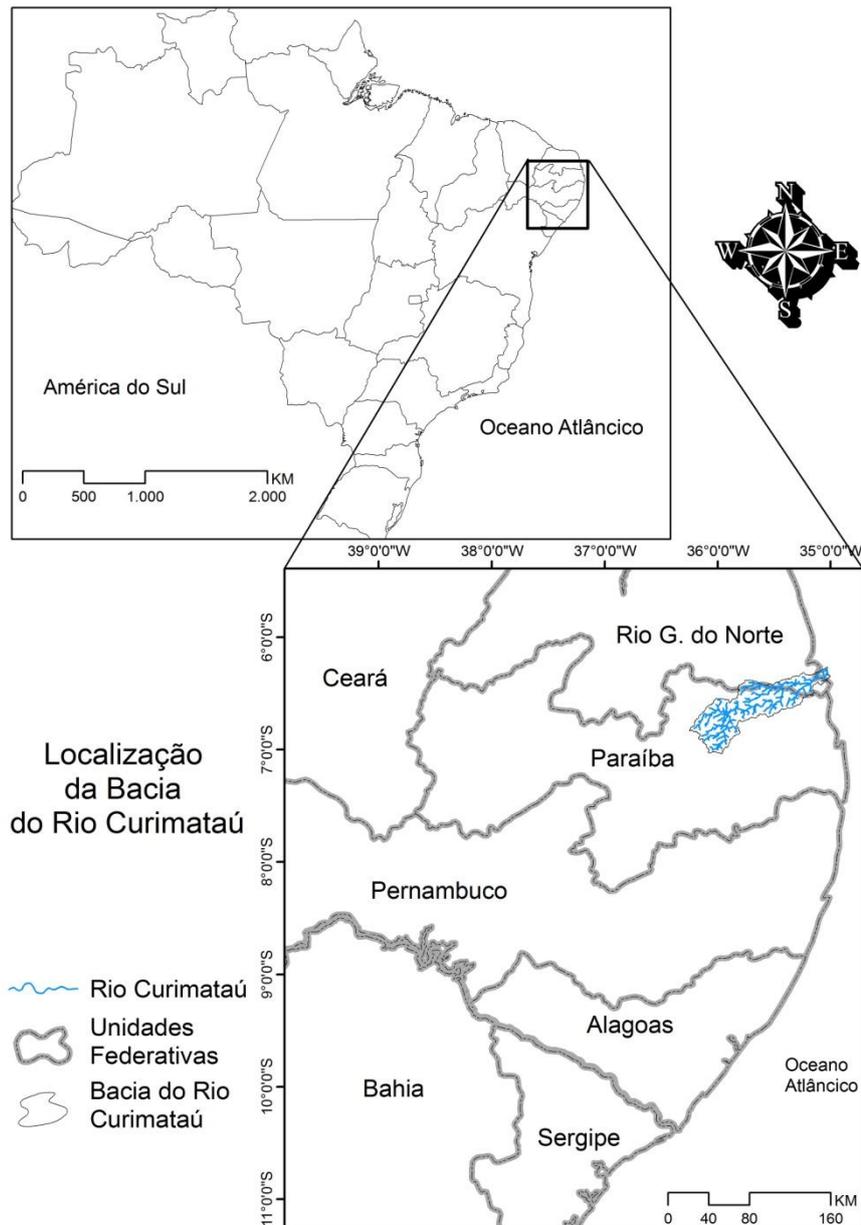


Figura 4.7 - Localização da Bacia do Rio Curimataú.

O perfil longitudinal do Rio Curimataú (Figura 4.8) apresenta poucas quebras e as mesmas são relativamente suaves, quando comparadas com os outros rios analisados. Com cabeceiras em 600 metros de altitude este rio possui suas curvas próximas à linha de tendência o que indica o perfil "normal". Entre 400 e 200 metros de altitude o perfil possui uma convexidade, que indica um setor onde o rio não teve capacidade ou tempo para suavizar o perfil. Este setor se expressa como o único grande patamar de relevo que a região possui.

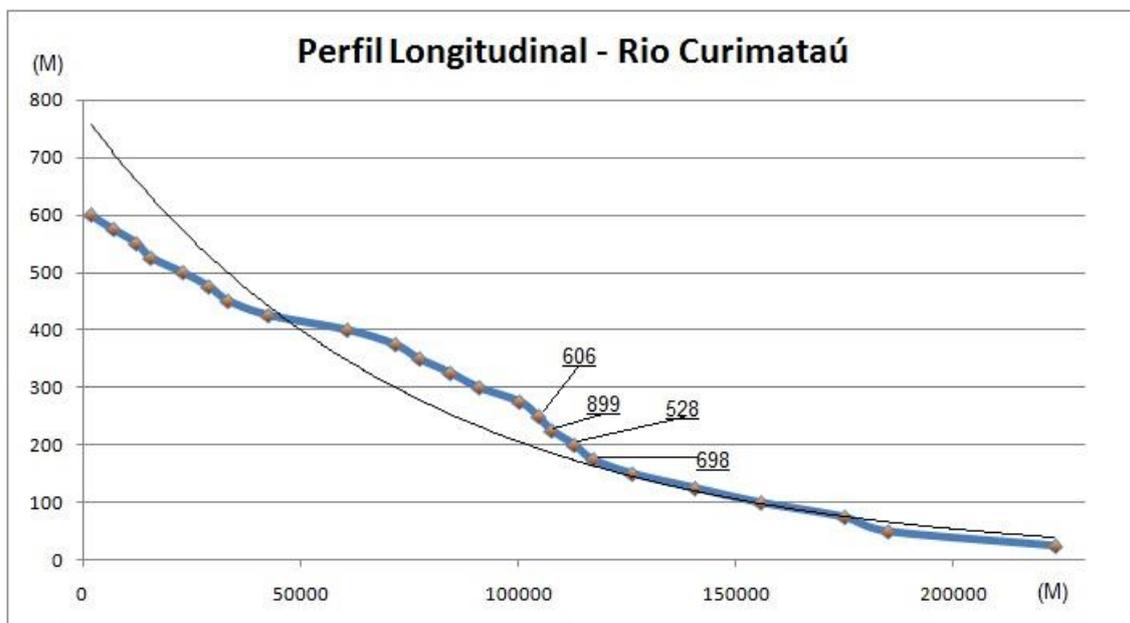


Figura 4.8 - Perfil Longitudinal do Rio Curimataú demonstrando os valores de IH mais elevados encontrados.

O IH aplicado ao Rio Curimataú produziu valores relativamente modestos (Tabela 4.1), sendo 899 o valor mais elevado, correspondendo à isoípsa de 225 metros. A isoípsa superior, de 250 metros, apresentou valor de 606, e as inferiores, de 200 e 175 metros, apresentaram valores de 528 e 698, respectivamente, demonstrando ser este setor o que possui a maior queda de gradiente de relevo em menor comprimento.

Rio Curimataú				IH_{trecho}	
Canal Principal					$(IH_{\text{total}} = 112,17324)$
Isoipsa (limite superior)	Δh	Δl	L (total)	$\Delta h/\Delta l * L$	$IH_{\text{trecho}}/IH_{\text{total}}$
600	25	3.250	1900	14,6154	0,130292969
575	25	4.030	6860	42,5558	0,379375964
550	25	4.220	12240	72,5118	0,646427329
525	25	2.290	15470	168,886	1,50558602
500	25	5.250	22750	108,333	0,965768063
475	25	4.310	28810	167,111	1,489761444
450	25	3.420	33180	242,544	2,162225664
425	25	7.120	42590	149,544	1,333148071
400	25	11.610	60370	129,996	1,158883283
375	25	8.800	71490	160,724	1,432818736
350	25	3.440	77110	560,392	4,995776522
325	25	6.290	84230	334,777	2,984467799
300	25	5.200	90720	337,5	3,008738966

275	25	8.130	100250	269,489	2,402437924
250	25	2.680	104560	606,497	5,406784332
225	25	2.630	107550	899,247	8,016595462
200	25	4.380	112890	528,511	4,711562518
175	25	3.450	117080	698,568	6,227581688
150	25	5.010	126150	347,712	3,099778845
125	25	6.550	140470	245,234	2,186207131
100	25	12.060	155610	256,952	2,290669165
75	25	10.900	174750	228,252	2,034819979
50	25	8.370	184770	461,003	4,10974125
25	25	31.720	223290	144,918	1,291914395

Tabela 4.1 - Valores dos Índices de Hack e anomalias para o rio Curimataú. Este rio não possui anomalias de primeira ordem, apenas trechos sem anomalias e com anomalias de segunda ordem (realce em amarelo). Valores em Metros.

Quando relacionados com o IH_{total} os valores de IH_{trecho} não apresentam anomalias de primeira ordem (> 10), demonstrando a ausência de uma grande ruptura de patamar. Entretanto o maior valor de anomalia (8,016) encontrado para a isoípsa de 225 pode ser considerado como o correspondente ao *knickpoint* de ruptura da escarpa do Planalto da Borborema no Rio Curimataú.

Rio Paraíba

O Rio Paraíba (Fig. 4.9) tem sua nascente na região do município paraibano de Monteiro, na Serra do Jabitacá. Tendo suas cabeceiras no sertão paraibano, em altitudes próximas aos 700 metros, o rio possui grande parte de seu curso com características intermitentes de fluxo, ganhando padrão perene ao adentrar áreas úmidas mais próximas à costa. Drena toda região sudeste do Estado da Paraíba e deságua no Oceano Atlântico no pontal de Cabedelo, ao norte de João Pessoa.

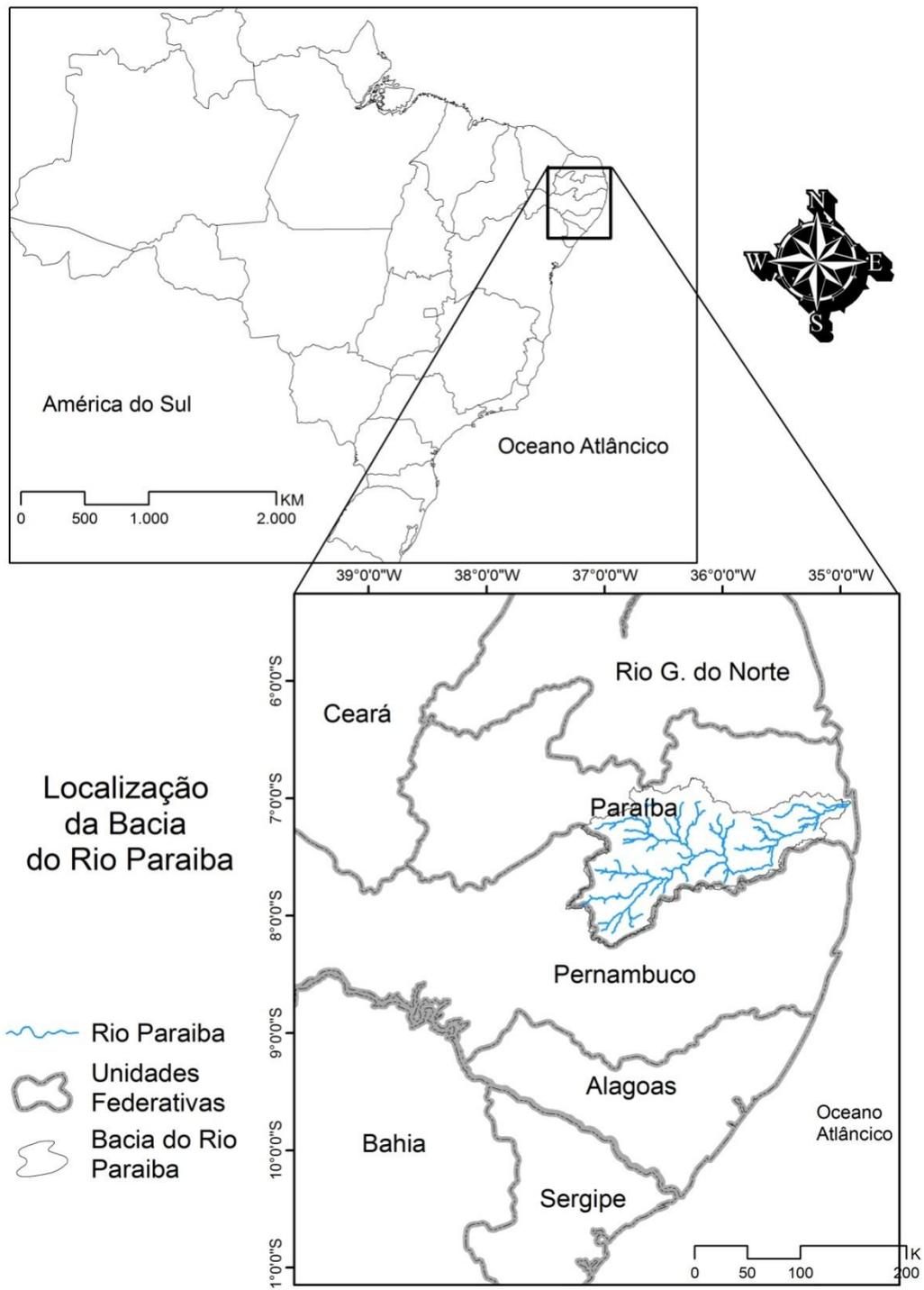


Figura 4.9 - Mapa de localização do Rio Paraíba.

O perfil longitudinal do rio Paraíba (Fig. 4.10) não apresenta uma concavidade suave e contínua, tida como a "normal". Apresenta na verdade algumas quebras sutis em sua linha, quando a partir do trecho equivalente à 325 metros ele possui uma grande ruptura até atingir o trecho equivalente à 250 metros. A partir de então segue uma suavização sem maiores desníveis bruscos.

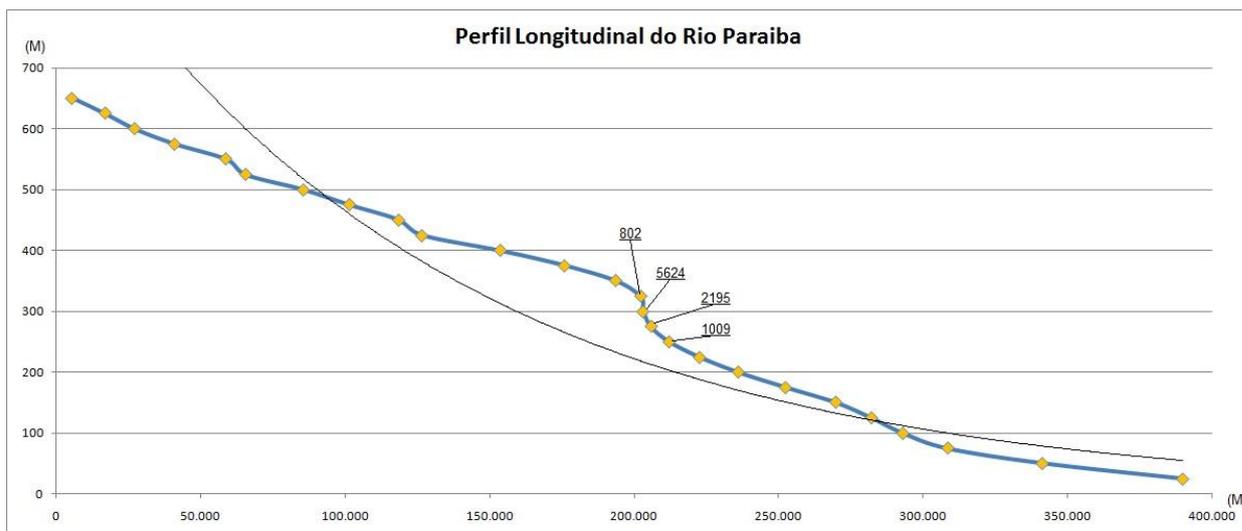


Figura 4.10 - Perfil longitudinal do Rio Paraíba demonstrando os maiores valores de IH encontrados ao longo da drenagem.

No setor onde se encontram os trechos equivalentes às altitudes entre 325 e 250 metros encontramos os maiores valores de IH. O início da ruptura do perfil longitudinal se inicia no trecho de 325 metros com valor de IH de 802, seguido do maior valor de IH para este rio, 5624, correspondente ao trecho de 300 metros. Posteriormente temos os valores de 2195 e 1009, correspondentes aos trechos de 275 e 250, respectivamente. Comparativamente, o maior valor de IH encontrado para o Rio Paraíba é mais de 6 vezes superior ao maior valor encontrado para o Rio Curimataú, evidenciando uma quebra muito mais acentuada na suavização do Rio Paraíba.

Quando comparado à sua linha de melhor ajuste, o perfil do Rio Paraíba apresenta uma convexidade acentuada se iniciando abaixo dos valores de 500 metros de altitude e seguindo até os 150 metros. Esta convexidade denota a incapacidade do rio em destruir as formas, ou tempo insuficiente para tal.

Quando relacionados com o IH_{total} os valores de IH_{trecho} (tabela 4.2) apresentam apenas dois trechos com anomalias de primeira ordem (> 10), as isoípsas de 300 e 275 metros, que indicam o setor de maior ruptura morfológica, evidenciando uma mudança de patamar de relevo regional. Além destes, inúmeros trechos com anomalias de segunda ordem (15 dos 26 trechos analisados) foram identificados, evidenciando pequenas rupturas ao longo da drenagem, fato que denota uma pequena capacidade do rio em suavizar seu perfil. Esta dificuldade pode ser atribuída à

duresa da rocha ou à movimentos tectônicos recentes, postulações discutidas em seções mais adiante.

Rio Paraíba				IH_{trecho}	
Canal Principal					$IH_{\text{total}} = 116,2553$
Isoípsa (limite superior)	Δh	Δl	L (total)	$\Delta h/\Delta l * L$	$IH_{\text{trecho}}/IH_{\text{total}}$
650	25	4.902	5.574	28,42717	0,244523701
625	25	10.003	17.041	42,58972	0,366346554
600	25	7.557	27.396	90,6312	0,779587809
575	25	9.900	41.025	103,5985	0,891129249
550	25	14.686	58.959	100,366	0,863324148
525	25	5.755	65.748	285,6125	2,456770124
500	25	16.087	85.577	132,9909	1,143955945
475	25	13.160	101.675	193,1516	1,66144357
450	25	12.152	118.520	243,8282	2,097351329
425	25	6.706	126.800	472,711	4,06614637
400	25	19.512	154.002	197,317	1,697273683
375	25	20.015	176.052	219,9001	1,891527555
350	25	15.695	193.933	308,9089	2,657159958
325	25	6.310	202.438	802,0523	6,899060959
300	25	904	203.376	5624,3	48,37918796
275	25	2.345	205.939	2195,5	18,88526382
250	25	5.253	212.189	1009,847	8,686458894
225	25	7.882	222.753	706,5244	6,077352607
200	25	10.894	236.378	542,45	4,666024194
175	25	13.330	252.450	473,4621	4,072607242
150	25	11.667	269.973	578,497	4,976092425
125	25	11.483	282.302	614,6086	5,286714938
100	25	8.051	293.084	910,0857	7,828338331
75	25	13.995	308.673	551,3987	4,742999115
50	25	26.795	341.239	318,3794	2,738622695
25	25	37.031	390.071	263,3408	2,26519465

Tabela 4.2 - Valores de IH aplicados ao Rio Paraíba. Foram encontrados duas anomalias de primeira ordem (em vermelho) e 15 anomalias de segunda ordem (em amarelo). Todos os valores são em metros.

Rio Goiana

O Rio Goiana (Fig. 4.11) drena o extremo nordeste do Estado de Pernambuco sendo composto por duas principais sub-bacias, a do rio Capibaribe-Mirim e a do rio Tracunhaém. Estas duas drenagens se encontram próximo à cidade de Goiana, e formam o rio de mesmo nome. Diferente dos primeiros, este rio nasce em ambiente sub-úmido, e não seco, em parte porque o agreste pernambucano é mais extenso do que o paraibano. O canal escolhido para análise foi o relativo ao trecho composto pelo Rio Tracunhaém, pois possui maior distância da foz. Esta drenagem possui suas cabeceiras em Orobó e sua foz em Goiana, entre as praias de Pontinhas e Carne-de-Vaca.

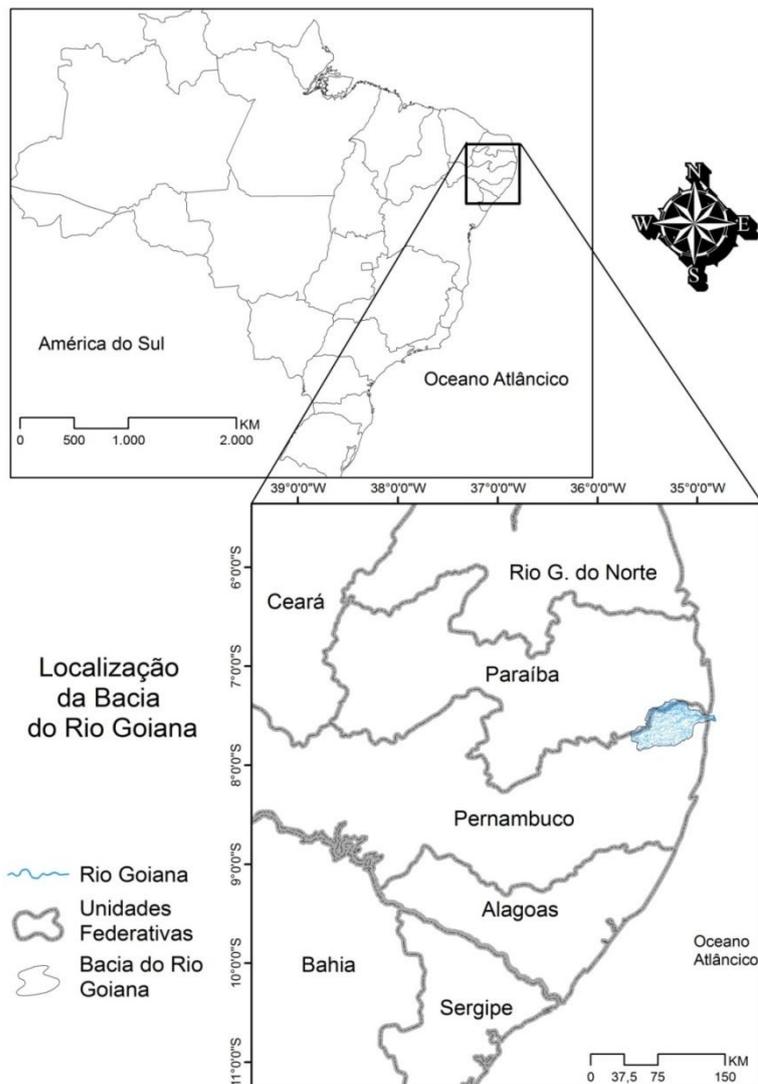


Figura 4.11 - Localização do Rio Goiana.

O perfil longitudinal do Rio Goiana (Fig. 4.12) apresenta duas quebras bruscas em sua curva que posteriormente torna-se suavizada até a foz. Nota-se também pelo perfil que o Rio Goiana possui um desnível de mais de 300 metros em pouco mais de 20 quilômetros, e segue em desnível menor que 200 metros por mais de 100 quilômetros, indicando a forte inclinação de suas cabeceiras e patamares elevados em que seus trechos iniciais percorrem, diferente de grande parte de seu curso, que se mostra suave.

Desde sua cabeceira até o trecho de 425 metros de altitude, o Rio Goiana possui uma inclinação bastante elevada, quando neste trecho gera uma concavidade, diminuindo seu ângulo de inclinação até o trecho de altitude de 300 metros, quando volta a ter uma inclinação muito elevada, possivelmente acompanhando a descida de uma escarpa morfológica até o trecho de 175 metros, onde volta a possuir uma concavidade que suaviza o perfil em uma curva que acompanha em boa parte a linha de tendência elaborada para este perfil.

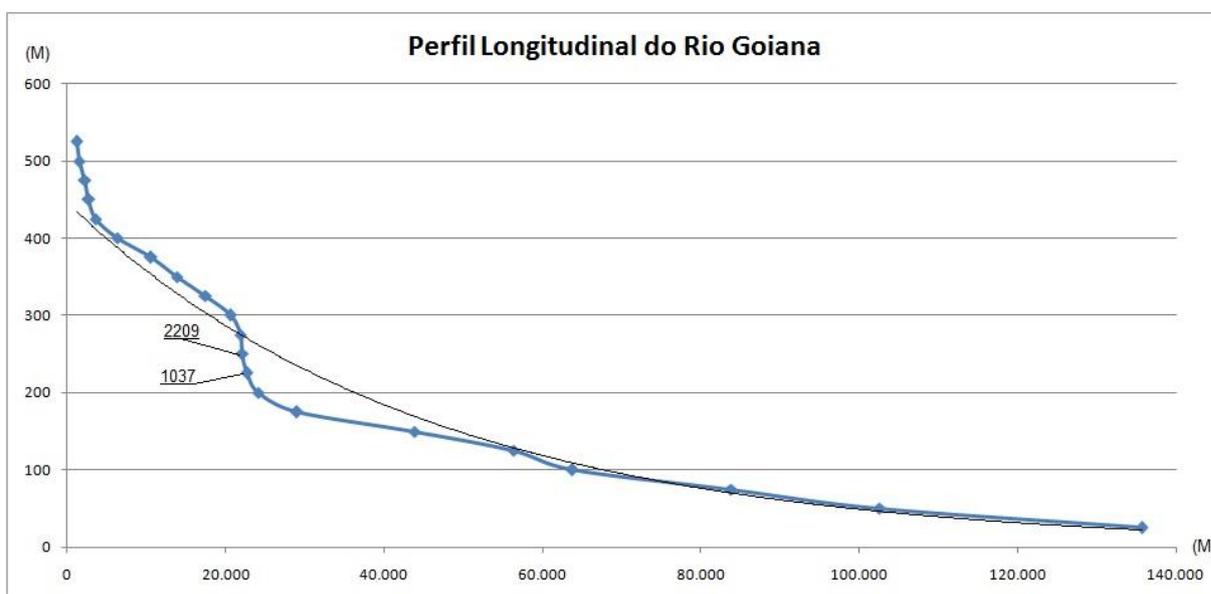


Figura 4.12 - Perfil Longitudinal do Rio Goiana.

No trecho situado entre 275 e 125 metros de altitude temos o perfil longitudinal passando abaixo da linha de melhor ajuste, indicando um recuo da base do relevo, que pode ser consequência de uma erosão remontante efetiva neste setor.

Aplicando o IH ao perfil do Rio Goiana são obtidos dois valores elevados relativos aos trechos de 250 e 225 metros, onde temos 2209 e 1037, respectivamente. Comparativamente, estes valores são bem mais altos que os maiores valores encontrados no Rio Curimataú, entretanto, mesmo possuindo o valor mais elevado pouco acima do segundo maior valor encontrado para o Rio Paraíba, o primeiro maior valor do Rio Paraíba se mostra mais de duas vezes e meia superior ao maior valor encontrado no Rio Goiana, demonstrando um maior gradiente no Rio Paraíba.

Em relação às anomalias, temos apenas dois valores que indicam anomalias de primeira ordem (>10) indicando uma declividade muito alta, quando relacionada ao conjunto do canal como um todo. Estes dois valores são relativos aos trechos de 225 e 250 metros. Temos ainda a ocorrência de 5 trechos com anomalias de segunda ordem, indicando desajustes mais sutis ao longo da drenagem e 14 trechos sem ocorrência de anomalias (Tabela 4.3).

Rio Goiana				IH_{trecho}	
Canal Principal					$IH_{total} = 102,28417$
Isoípsa (limite superior)	Δh	Δl	L (total)	$\Delta h/\Delta l * L$	IH_{trecho}/IH_{total}
525	25	1.081	1.238	28,6309	0,279915232
500	25	345	1.575	114,1304	1,115817181
475	25	705	2.294	81,34752	0,795308965
450	25	450	2.751	152,8333	1,494203185
425	25	805	3.613	112,205	1,09699251
400	25	2.448	6.327	64,61397	0,631710364
375	25	3.900	10.598	67,9359	0,664187793
350	25	2.712	13.953	128,6228	1,257504333
325	25	3.234	17.505	135,32	1,322981224
300	25	2.227	20.673	232,0723	2,26889746
275	25	1.182	21.921	463,6421	4,532882554
250	25	251	22.181	2209,263	21,59926544
225	25	548	22.748	1037,774	10,14598562
200	25	1.291	24.172	468,0868	4,576336223
175	25	3.814	29.069	190,5414	1,86286329
150	25	9.960	43.912	110,2209	1,077594734
125	25	10.017	56.350	140,6359	1,374952921
100	25	5.472	63.845	291,6895	2,851756131
75	25	13.575	83.840	154,4015	1,509534394
50	25	10.375	102.602	247,2337	2,417126069

25	25	26.970	135.756	125,8398	1,230296159
----	----	--------	---------	----------	-------------

Tabela 4.3 - Tabela de valores de IH do Rio Goiana. Foram encontradas duas anomalias de primeira ordem (em vermelho) e 5 anomalias de segunda ordem (em amarelo). Todos os valores são em metros.

Rio Capibaribe

O Rio Capibaribe (Fig. 4.13) possui suas cabeceiras da Serra do Jacarará, na divisa entre os municípios de Poção e Jataúba, no Estado de Pernambuco. Esta região é caracterizada por ser uma transição entre o sub-úmido agreste e o sertão semi-árido, o que incide nos processos superficiais que preenchem os canais com sedimentos e no regime pluviométrico que torna a drenagem intermitente. A perenidade desta drenagem só é alcançada na região de Limoeiro, quando o regime climático passa ao úmido. Segue desta forma até atingir o Recife, onde serpenteia toda a planície em meandros que influenciaram a história de ocupação e desenvolvimento da cidade. No Recife o rio se divide, seu braço norte encontra o Rio Beberibe e encontra o mar por trás do Palácio do Campo das Princesas, sede do poder do Estado. Seu braço sul encontra o Rio Tejipió e deságua na Bacia do Pina.

Este rio tem importância histórica para a região metropolitana do Recife, tanto no período da colonização, por ter sido um facilitador de exploração no início e um escoador de produtos na sua fase posterior, quanto em períodos mais recentes, por ter sido atingido por inúmeras cheias em meados do século passado. Estas cheias alteraram a relação dos recifenses com a drenagem e determinaram a construção de barragens de contenção no médio e alto curso do rio, no intuito de cessar ou ao menos minimizar a incidência e o potencial destruidor das cheias. Estas obras terminaram também por diminuir e praticamente encerrar a navegabilidade de equipamentos de médio porte ao longo da drenagem.

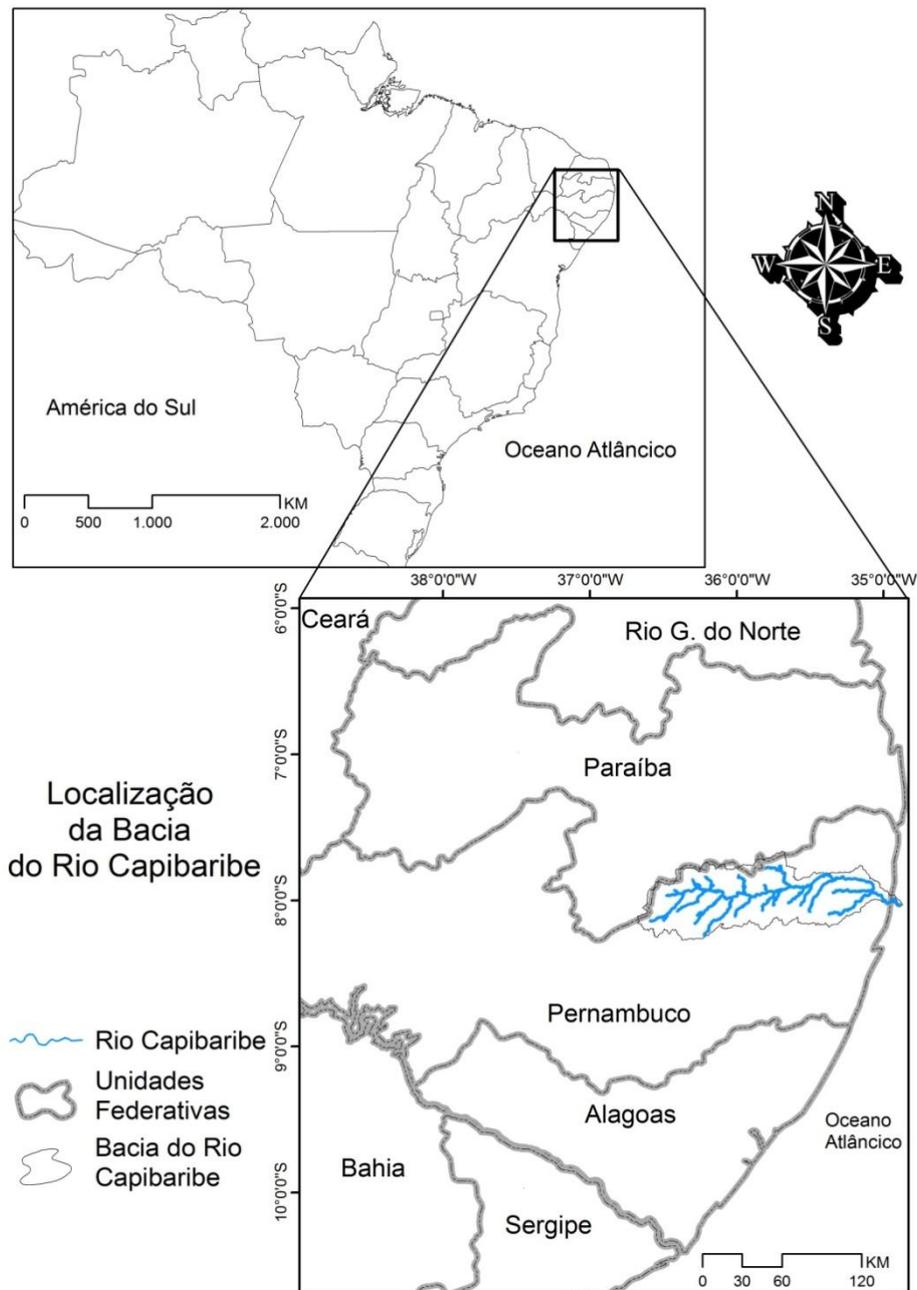


Figura 4.13 - Mapa de Localização do Rio Capibaribe.

Seu perfil (Fig. 4.14) demonstra uma inclinação quase constante com algumas quebras ao longo da curva de descendência. Entretanto estas quebras são sutis e não demonstram uma grande ruptura de patamar de relevo.

Embora sutis, estas quebras denotam uma não continuidade da curva em seu processo de inclinação. Notam-se três interrupções no prosseguimento do ângulo de inclinação da curva, sendo a primeira em 400 metros, a segunda em 200 metros e uma

última em 125 metros de altitude. Estas quebras são interpretadas como barreiras não vencidas pela drenagem, podendo ser tectônicas ou litológicas. Estes setores estão acima da linha de melhor ajuste do perfil, demonstrando que são áreas que precisam ser vencidas pela drenagem e suavizadas para que a mesma atinja o perfil de curva ideal.

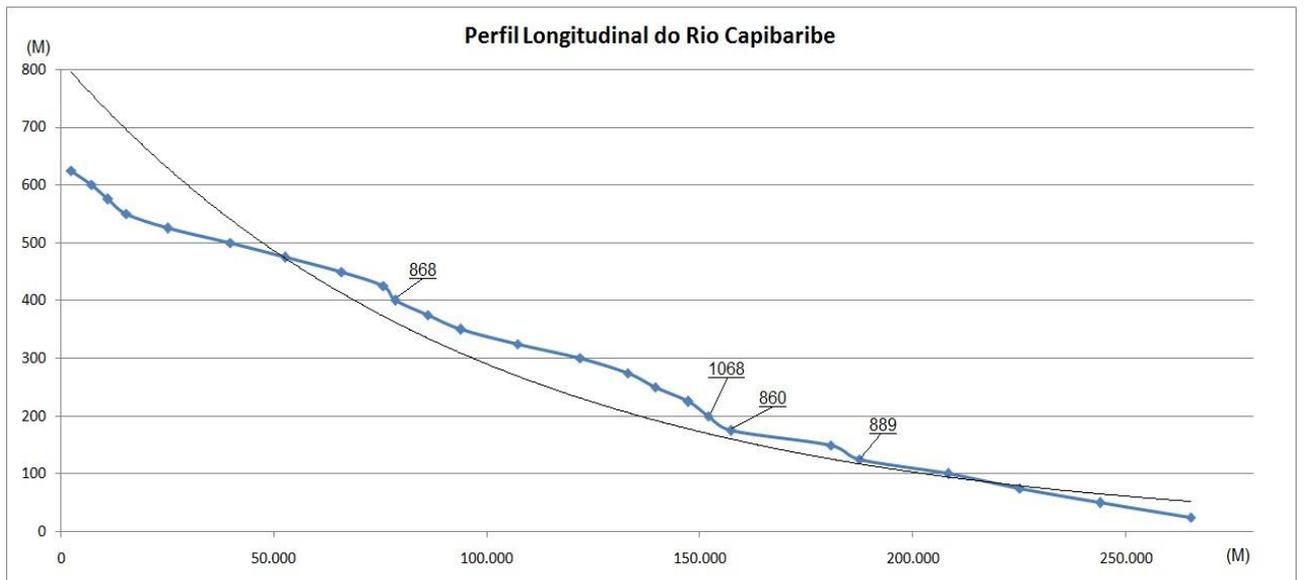


Figura 4.14 - Perfil longitudinal do Rio Capibaribe com os maiores valores de IH.

De modo comparativo, tanto a curva quanto estes valores de IH se assemelham aos maiores índices encontrados no perfil do Rio Curimataú e estão bem abaixo dos maiores valores encontrados para os rios Paraíba e Goiana, especialmente mais próximos. Estes índices indicam quebras sutis e a não-presença de grandes barreiras, como grandes escarpas e a não formação de cachoeiras ou grandes "rápidos" ao longo da drenagem. Entretanto mesmo com curvas e valores semelhantes aos do Rio Curimataú, nota-se uma subjetividade na curva do perfil do Rio Capibaribe. Os valores mais elevados de IH e por conseguinte suas quebras, não estão concentrados em um único setor, com trechos em sequência. Um dos valores se encontra na isoípsa de 400 metros, enquanto o maior valor se encontra na de 200 metros, seguido do quarto maior valor na isoípsa seguinte, de 175, enquanto o segundo maior valor é encontrado na isoípsa de 125. Estes fatos indicam uma perturbação na curva do rio de forma não-concentrada, mas distribuída em três setores principais.

Quanto às anomalias, o Rio Capibaribe não apresenta as de primeira ordem (>10), em semelhança ao Rio Curimatau, apresentando 17 anomalias de segunda ordem em 25 trechos (Tabela 4.4). Estas anomalias de segunda ordem são expressadas, em sua maioria, sob valores baixos, havendo uma delas com o valor de 9,273 que se caracteriza como o valor mais elevado para as anomalias. Este valor é identificado na isoípsa de 200 metros e pode ser considerada como o principal ponto de ruptura morfológica ao longo da drenagem.

Rio Capibaribe				IH_{trecho}	
Canal Principal					$IH_{total} = 115$
Isoípsa (limite superior)	Δh	Δl	L (total)	$\Delta h/\Delta l * L$	IH_{trecho}/IH_{total}
625	25	1.642	2.473	37,65225335	0,326748877
600	25	4.438	7.204	40,58134295	0,352167721
575	25	3.137	11.037	87,95824036	0,763307736
550	25	3.616	15.394	106,4297566	0,923604841
525	25	8.852	25.141	71,00372797	0,616175297
500	25	12.866	39.807	77,34921499	0,671241875
475	25	10.466	52.658	125,7834894	1,091557882
450	25	11.922	65.906	138,2024828	1,199330772
425	25	7.062	75.680	267,9127726	2,324965701
400	25	2.260	78.498	868,340708	7,535521144
375	25	5.547	86.107	388,0791419	3,367777823
350	25	7.462	93.944	314,7413562	2,731347411
325	25	9.679	107.161	276,7873747	2,401980116
300	25	11.510	121.895	264,7589053	2,297596221
275	25	9.905	133.083	335,8985361	2,914950892
250	25	6.026	139.484	578,6757385	5,021788363
225	25	6.811	147.323	540,7539275	4,692700246
200	25	3.555	151.961	1068,642757	9,273756274
175	25	4.568	157.289	860,8198336	7,470254472
150	25	19.220	180.779	235,1443809	2,040599315
125	25	5.268	187.432	889,483675	7,719001285
100	25	16.723	208.174	311,2091132	2,70069436
75	25	15.075	225.129	373,3482587	3,239942193
50	25	14.060	243.859	433,6041963	3,762847416
25	25	14.230	265.306	466,1033029	4,044876927

Tabela 4.4 - Valores de IH relativos ao Rio Capibaribe. Não foram encontradas anomalias de primeira ordem. Foram encontradas 17 anomalias de segunda ordem (em amarelo). Todos os valores estão em unidades métricas.

Rio Ipojuca

A bacia hidrográfica do Rio Ipojuca (Fig. 4.15) mostra-se como uma bacia peculiar no contexto da Escarpa Oriental da Borborema por se estruturar em grande parte sobre a Zona de Cisalhamento Pernambuco.

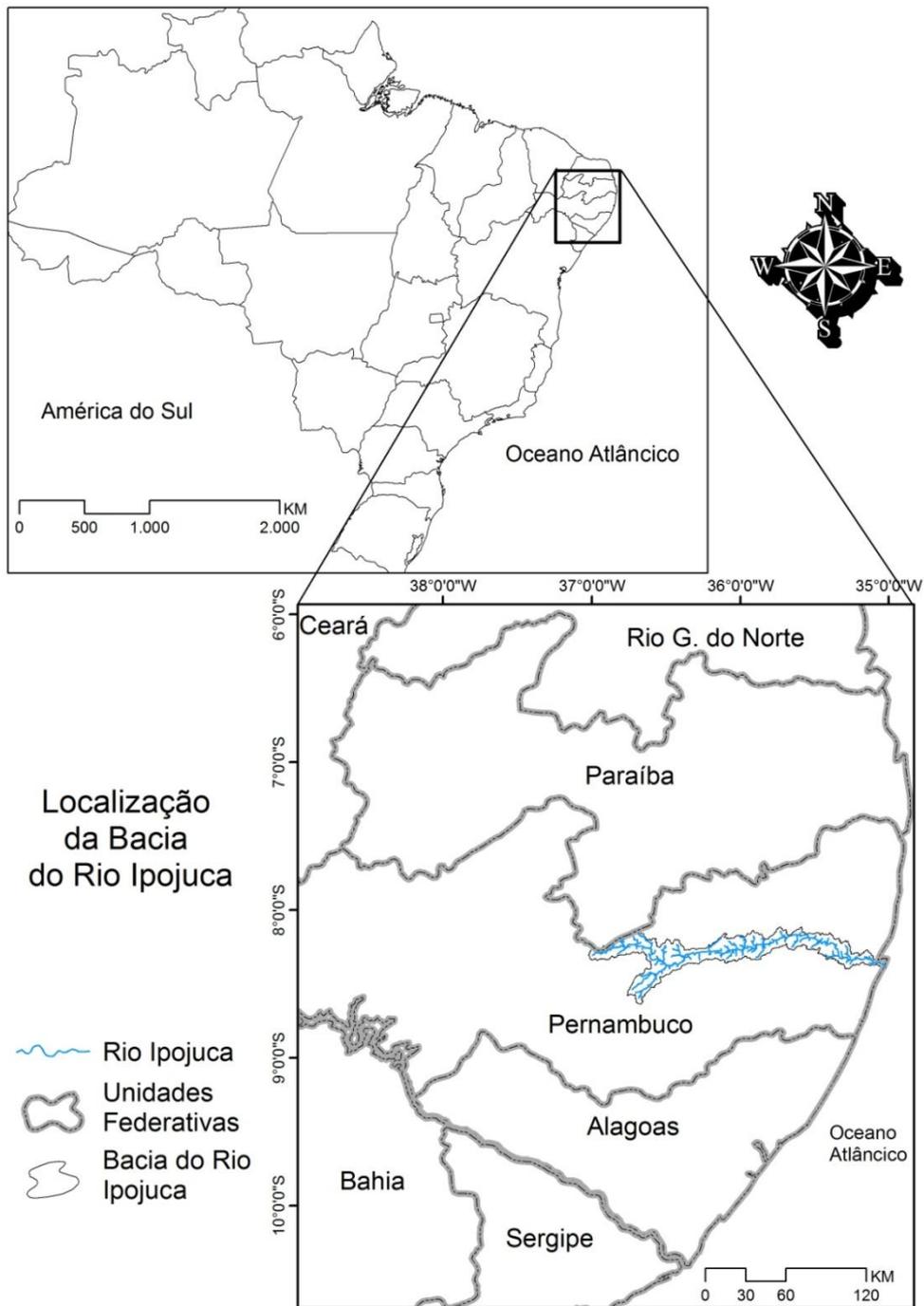


Figura 4.15 - Localização da Bacia do Rio Ipojuca.

Com direção predominantemente W-E, com pequenas alterações nas cabeceiras e junto à sua foz, este rio drena desde áreas secas, com pouca cobertura superficial, até as áreas úmidas costeiras. Suas nascentes são registradas na Serra do Pau D'Arco, no município de Arcoverde, conhecido como "a porta do Sertão". Nesta região seu curso é intermitente devido ao ambiente seco e sub-úmido, tornando-se perene ao passar pelo município de Chã Grande, no Agreste pernambucano, e atingir as cotas pluviométricas de 1200 e 1500 mm de precipitação. Nesta região o rio se afasta da ZCPE e toma uma direção NW-SE até as proximidades do município de Escada, Zona da Mata Sul pernambucana, quando retoma a direção W-E, até desaguar no estuário onde hoje se instaura o Porto de Suape.

Vale ressaltar que por mais de 150 km de extensão o Rio Ipojuca atravessa uma região com *déficit* hídrico, com chuvas concentradas ao longo de 3 meses, sob forma torrencial em sua maioria. A torrencialidade da precipitação responde, em muitos trechos, pela falta de canalização dos rios tributários, sendo a incisão do fundo do vale retomada ou não no próximo evento chuvoso. Este tipo de dinâmica fluvial caracteriza as paisagens descritas como de *cut-and-fill*, típicas dos ambientes semiáridos (BRIERLEY & FRYIRS, 1999; SOUZA, 2014).

O Perfil Longitudinal do Rio Ipojuca (Fig. 4.16) é bastante peculiar pois apresenta uma inclinação com ângulo quase constante desde as cabeceiras em 800 metros de altitude até a isoípsa de 450 metros. Esta inclinação é apenas alterada por pequenas perturbações, recebendo destaque a encontrada na isoípsa de 550 metros com valor de IH em 779. A curva segue uma inclinação de ângulo quase uniforme até uma nova mudança que ocorre a partir da isoípsa de 475 metros, e atinge o valor IH de 1260 na isoípsa de 400 metros. Neste setor, a curva apresenta uma convexidade que segue até a isoípsa de 325 metros, quando os valores de IH tomam uma ascendência não encontrada em nenhuma outra drenagem avaliada. Neste trecho, equivalente à isoípsa de 325 metros temos o valor de IH em 33.407, que comparativamente é inferior ao maior IH identificado no perfil do Rio Paraíba, mas é maior do que todos os encontrados nas demais drenagens.

Entretanto este é um valor que, mesmo alto para o conjunto das drenagens já estudadas, torna-se irrisório quando analisados os valores a seguir. Quando observamos o trecho da isoípsa de 250 metros já identificamos um valor de IH de 10.247, número bastante superior ao maior valor encontrado até então, relativo à isoípsa de 250 metros do Rio Paraíba (IH = 5.624). O trecho seguinte, De altitude em 225 metros apresentou um IH de 60.495, mais de 10 vezes superior ao IH mais elevado do Rio Paraíba. Apesar deste alto valor o maior índice encontrado encontra-se na isoípsa seguinte, de 200 metros, cujo IH foi determinado em 121.016. Este valor é duas vezes superior ao anterior e mais de 20 vezes superior ao índice mais elevado do Rio Paraíba. Posteriormente o valor de IH para a isoípsa de 175 metros cai para 31.871, valor muito elevado quando comparado com as bacias vizinhas, mas bem menos expressivo quando visto dentro de seu próprio canal. A partir de então a curva segue uma trajetória relativamente normal, até atingir os trechos de 75 e 50 metros, onde possuem IH de 1.155 e 3.710, respectivamente. Este trecho é representativo de um *fall-line* regional, ou seja, o limite entre o cristalino de piemonte e o sedimentar costeiro

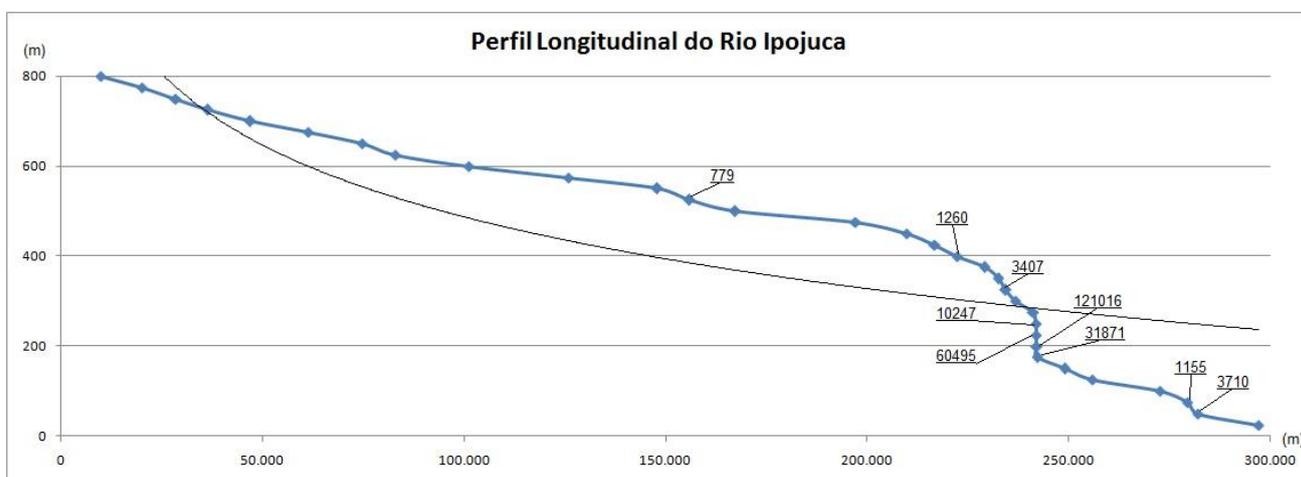


Figura 4.16 - Perfil Longitudinal do Rio Ipojuca com os principais valores de IH.

Estes valores, extremamente elevados denotam que, neste trecho, a curva realizada pelo Rio Ipojuca está completamente distante do traçado de uma curva tida como "normal" para uma evolução de corpos fluviais. Sua trajetória possui uma queda brusca em sua linha, tomando uma inclinação de praticamente 90° no setor entre os trechos de 225 metros e 175 metros. Quando analisados os valores dos trechos entre

250 e 150 metros, encontramos que para um desnível de 100 metros de altitude, a distância em linha reta se deu em 930 metros, tendo o rio percorrido 990 metros, de forma praticamente retilínea, em uma descida extremamente brusca.

Em relação à linha de melhor ajuste do perfil, observamos que desde o trecho de 725 metros o perfil passa por acima da linha, cruzando a mesma apenas no trecho de 275 metros, ponto onde se iniciam os valores extremos. Permanecendo abaixo da mesma até a foz. Nesta porção em que o perfil se encontra acima da linha de melhor ajuste pode-se interpretar que o rio não tem capacidade de destruir as estruturas pelas quais passa, vencendo-as apenas ao atingir cotas abaixo dos 275 metros, ponto em que o perfil passa abaixo da linha.

Quanto às anomalias (Tabela 4.5), o Rio Ipojuca apresenta inúmeras de primeira ordem (>10), fato esperado devido aos altos valores de IH, sendo 9 ao total. Além destas, encontram-se 12 anomalias de segunda ordem, em um total de 32 trechos delimitados pelas isoípsas de 25 metros. A concentração de altos valores de IH entre os trechos de 225 e 175 metros nos indica que este setor é o de maior declividade, e como as anomalias também possuem altos valores, podemos afirmar que este setor é o marcador da escarpa morfológica regional ao longo do perfil do Rio Ipojuca. Além disto, o fato de termos uma anomalia de primeira ordem no trecho de 175 metros, seguido de uma anomalia de segunda ordem no trecho de 150 metros, com valores de IH em 31.871 e 1001, respectivamente, podemos alegar que o trecho de 175 metros de altitude deve ser considerado como o ponto de ruptura de patamar regional ao longo do canal do Rio Ipojuca.

Rio Ipojuca				IH_{trecho}	
Canal Principal					$IH_{\text{total}} = 146,415$
Isoípsa (limite superior)	Δh	Δl	L (total)	$\Delta h/\Delta l * L$	$IH_{\text{trecho}}/IH_{\text{total}}$
800	25	8.652	9.866	28,50786	0,194705664
775	25	8.077	20.197	62,51393	0,426963518
750	25	6.642	28.549	107,4563	0,733915425
725	25	6.968	36.339	130,3782	0,890469023
700	25	7.454	47.046	157,7878	1,077673744
675	25	8.000	61.365	191,7656	1,309738933

650	25	9.352	74.849	200,0882	1
625	25	5.300	83.063	391,8066	2,675997658
600	25	13.770	101.263	183,8471	1,25565646
575	25	21.680	125.896	145,1753	0,991531783
550	25	18.200	147.946	203,2225	1,387988365
525	25	5.005	155.981	779,1259	5,321347303
500	25	8.420	167.346	496,8705	3,393573272
475	25	26.665	197.177	184,865	1,262608337
450	25	8.975	209.739	584,2312	3,99023728
425	25	5.860	216.739	924,6544	6,315291992
400	25	4.410	222.379	1260,652	8,610119311
375	25	4.485	229.174	1277,447	8,724828192
350	25	2.700	232.586	2153,574	14,70868312
325	25	1.720	234.423	3407,311	23,27157402
300	25	2.145	236.831	2760,268	18,8523389
275	25	2.572	241.231	2344,78	16,0146016
250	25	590	241.841	10247,5	69,989341
225	25	100	241.981	60495,25	413,1761582
200	25	50	242.031	121015,5	826,5230638
175	25	190	242.221	31871,18	217,6768168
150	25	6.215	248.975	1001,508	6,840196754
125	25	5.125	255.885	1248,22	8,52520723
100	25	12.700	272.555	536,5256	3,664413029
75	25	6.050	279.515	1155,021	7,888668936
50	25	1.900	282.005	3710,592	25,34295157
25	25	11.280	297.015	658,2779	4,495968598

Tabela 4.5 - Valores de IH relativos ao Rio Ipojuca. Foram encontradas 9 anomalias de primeira ordem (em vermelho) e 12 anomalias de segunda ordem (em amarelo). Todos os valores estão em unidades métricas.

Rio Sirinhaém

O Rio Sirinhaém (Fig. 4.17) é um rio que drena porção sudeste do estado de Pernambuco, partindo da escarpa da Borborema e indo de encontro ao Oceano Atlântico com direção preferencial NW-SE. Possui suas nascentes nas cabeceiras das encostas do município de Camocim do São Felix e corta municípios como Cortês e Gameleira, todos no Estado de Pernambuco. Este rio segue seu caminho até chegar no município de mesmo nome, e encontra o mar, tendo sua foz entre as praias de Barra de Sirinhaém e Toquinho. Mesmo nascendo em ambiente seco, o agreste

pernambucano, o Rio Sirinhaém possui bom aporte hídrico, pois as encostas de Camocim do São Felix são classificadas como sendo Brejos, o que denota o barramento dos ventos alísios do Atlântico e o recebimento de maior umidade que seu entorno. Isto permite ao Rio Sirinhaém ter grande parte de seu percurso como perene, deixando apenas parte de suas cabeceiras como secas em alguns períodos do ano.

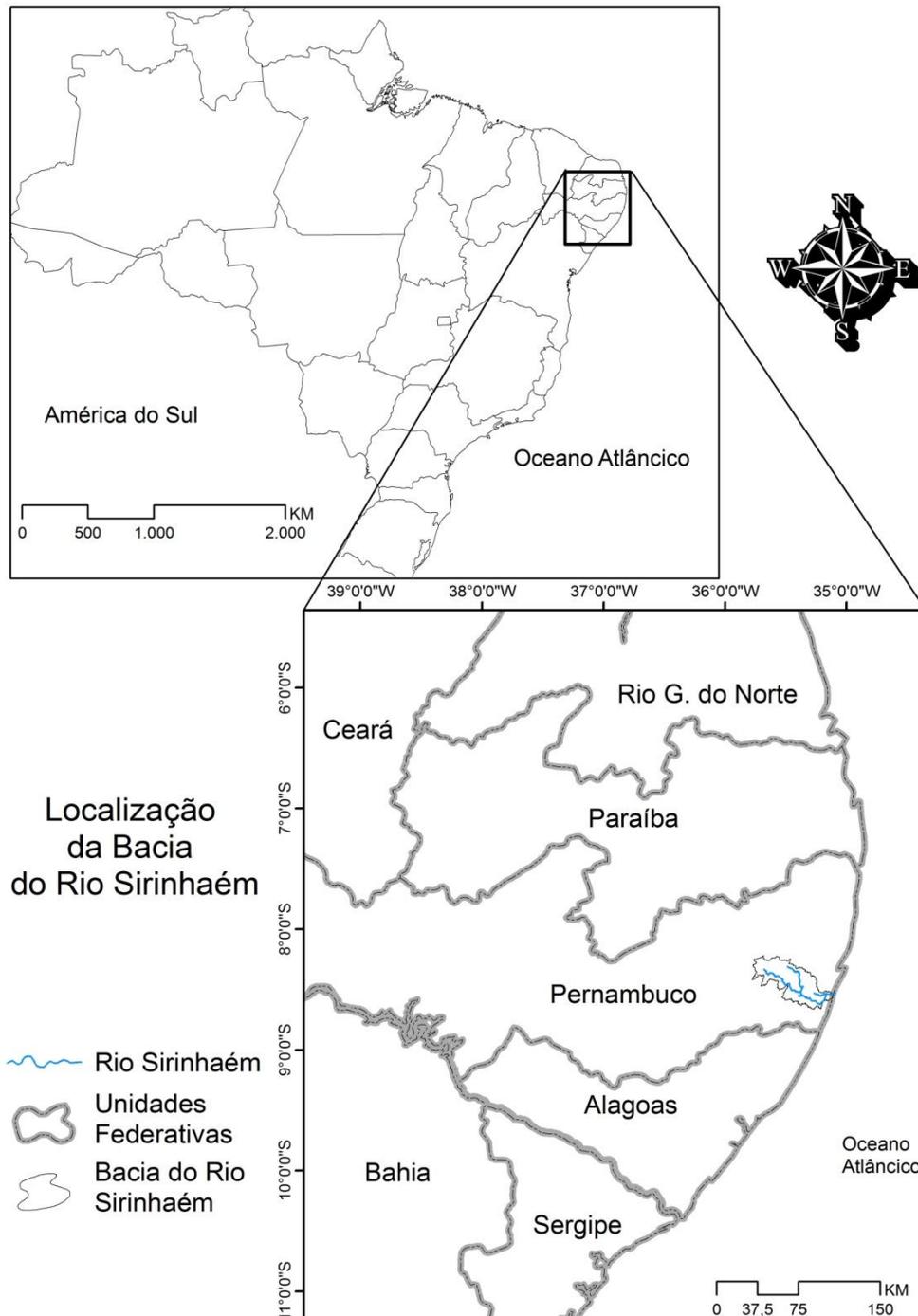


Figura 4.17 - Mapa de localização do Rio Sirinhaém.

O perfil longitudinal do Rio Sirinhaém (Fig. 4.18) se mostra relativamente próximo à linha de melhor ajuste de drenagem, possuindo um setor, entre 500 e 250 metros de altitude, onde o perfil está acima da linha e indica uma seção onde o rio não conseguiu destruir as estruturas do relevo e suavizar a curva indo de encontro ao perfil "normal". Entre 250 metros e 100 metros de altitude o perfil passa abaixo da linha, possivelmente indicando um setor onde a deposição é maior que a erosão e o rio passa a cortar seus próprios depósitos. Este fato se dá devido às características morfológicas e pedológicas que permitem um assoreamento dos rios desta região.

Em relação à sua curva, notam-se diversas quebras ao longo do perfil, indicando uma não-continuidade do ângulo de inclinação. Ao menos seis setores possuem aumento de ângulo de inclinação (550m, 450m, 375m, 275m, 200m e 75m de altitude) produzindo uma forma convexa nesses setores, enquanto mais seis setores retomam um ângulo mais suave de inclinação (525m, 425m, 300m, 225m 150m, e 50m de altitude) produzindo uma forma côncava. Estas várias quebras indicam uma gama de estruturas e obstáculos morfológicos que o Rio Sirinhaém não conseguiu destruir.

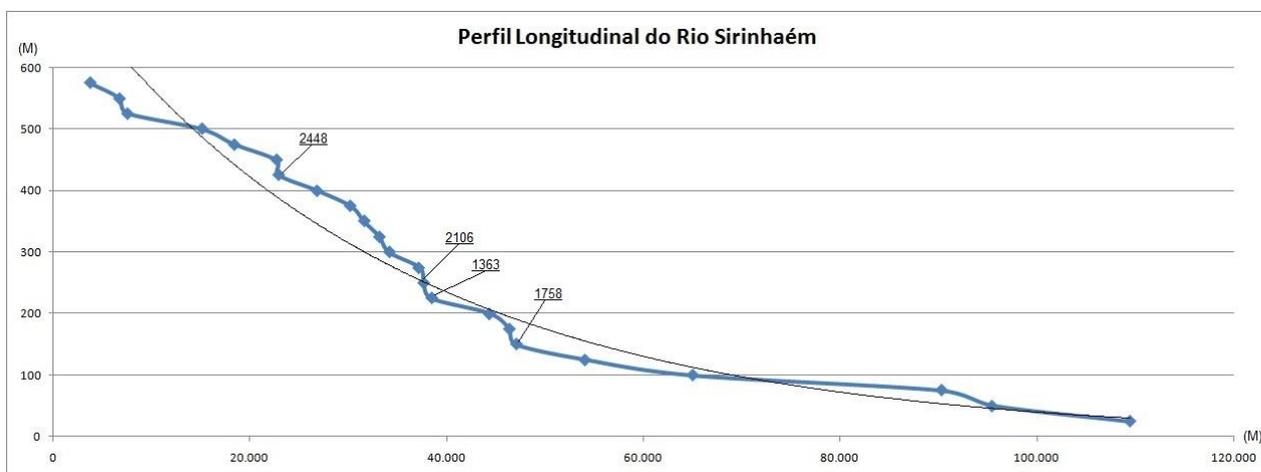


Figura 4.18 - Perfil Longitudinal do Rio Sirinhaém com os maiores valores de IH.

Os índices de IH se mostraram em geral com valores semelhantes aos rios anteriores, com exceção do Rio Ipojuca, sendo identificados quatro índices com valores superiores à 1000. Estes trechos são os que possuem as maiores quebras de inclinação do ângulo do perfil longitudinal e denotam áreas onde o rio possui forte gradiente altimétrico. Estes setores seriam as isoípsas de 425 metros (IH = 2448), 250 metros (IH = 2106), 225 metros (IH = 1363) e 150 metros (IH = 1758).

O maior valor do IH identificado no canal é encontrado na isoípsa de 425 metros e possui o valor de 2448. Logo a seguir temos o IH de 2106 par a isoípsa de 250 metros, e os valores de 1363 e 1758 para as isoípsas de 225 e 150 metros respectivamente. Estes dados evidenciam uma peculiaridade deste rio em relação aos anteriores. Até então todos os maiores valores se encontravam entre as cotas de 200 e 300 metros de altitude. Já no Rio Sirinhaém o maior valor de IH é encontrado no trecho de 425 metros, postulando a existência de uma estrutura não regional controlando este trecho, como um bloco soerguido no interior da bacia, enquanto o segundo maior valor (IH = 2106) encontrado na cota de 250 metros pode ser relacionada com a estrutura regional ligada às demais bacias já avaliadas.

Quanto às anomalias do canal (Tabela 6), foram identificadas quatro anomalias de primeira ordem (>10), relativas aos quatro maiores valores de IH, além de mais de onze anomalias de segunda ordem, onde as quebras de ângulo não são tão bruscas, em um total de vinte e três trechos.

Rio Sirinhaem				IH_{trecho}	
Canal Principal					$IH_{total} =$
Isoípsa (limite superior)	Δh	Δl	L (total)	$\Delta h/\Delta l * L$	IH_{trecho}/IH_{total}
575	25	2.682	3.751	34,96458	0,306439401
550	25	2.180	6.716	77,01835	0,675010468
525	25	725	7.543	260,1034	2,279619771
500	25	4.264	15.086	88,44981	0,775199031
475	25	2.882	18.391	159,5333	1,398194797
425	25	234	22.918	2448,504	21,45938006
450	25	2.808	22.672	201,8519	1,769086398
400	25	3.179	26.773	210,5458	1,845282333
375	25	2.845	30.228	265,6239	2,328002576
350	25	1.214	31.594	650,6178	5,70219731
325	25	1.285	33.112	644,2023	5,645970433
300	25	1.045	34.176	817,6077	7,165743433
275	25	1.723	37.207	539,8578	4,73146564
250	25	447	37.656	2106,04	18,45792921
225	25	705	38.443	1363,227	11,94770438
200	25	4.122	44.372	269,1169	2,358616491
175	25	1.693	46.348	684,4064	5,998329987
150	25	669	47.050	1758,221	15,4095453
125	25	4.882	54.036	276,7104	2,425167456
100	25	8.251	65.033	197,0458	1,726964918

75	25	19.520	90.303	115,6545	1,013628187
50	25	4.931	95.461	483,984	4,241771705
25	25	10.711	109.512	255,6064	2,240206252

Tabela 6 - Valores de IH relativos ao Rio Sirinhaém. Foram encontradas anomalias de primeira ordem (em vermelho) e 11 anomalias de segunda ordem (em amarelo). Todos os valores estão em unidades métricas.

Estas anomalias de primeira ordem se mostram peculiares por se apresentarem separadas. Das quatro anomalias de primeira ordem, apenas suas estão em sequência, as equivalentes aos trechos de 250 e 225 metros. A de valor mais elevado se encontra na isoípsa de 425 metros e uma quarta se encontra na de 150 metros, evidenciando a existência de pelo menos três grandes setores onde a curva do perfil sofre interrupções em seu ângulo de inclinação, fato que denota uma maior variedade de estruturas resistentes à erosão quando esta drenagem é comparada às drenagens anteriormente avaliadas.

Rio Una

A bacia do Rio Una (Fig. 4.19) encontra-se localizada na porção sudeste do estado de Pernambuco, drenando também uma pequena parte do nordeste do estado de Alagoas. Possui nascentes na Serra da Boa Vista, no município de Capoeiras-PE, nas cabeceiras do maciço de Garanhuns, agreste pernambucano, fato que torna o rio intermitente em parte do seu percurso. Nas proximidades da cidade de Altinho o Rio Una torna-se perene devido à entrada em regiões mais úmidas, e ganha um grande aporte hídrico poucos quilômetros antes da cidade de Palmares, quando recebe as águas dos seus principais afluentes, os rios Piranji e Panelas.

O encontro destes rios na cidade de Palmares provocou em 2010 uma enchente histórica. Esta enchente atingiu principalmente as bacias dos rios Piranji e Panelas, atingindo a cidade de Palmares no encontro com o curso principal do Rio Una e devastando a cidade, que é circundada pela drenagem.

Após a cidade de palmares o Rio Una segue seu percurso em direção ENE-SSW para Barreiros onde posteriormente deságua na localidade de Várzea do Una, distrito do município de São José da Coroa Grande, nas proximidades da divisa entre os estados de Pernambuco e Alagoas.

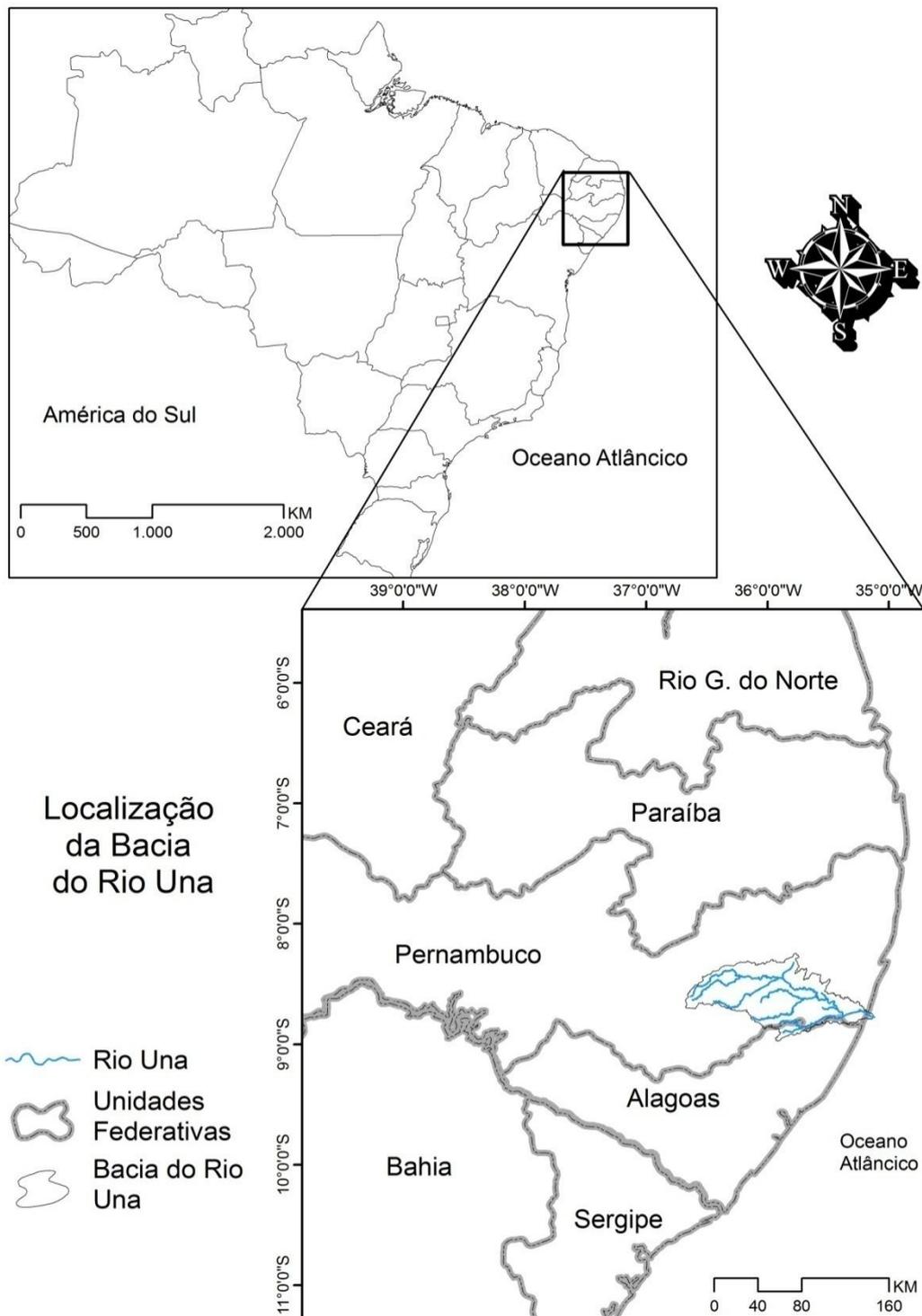


Figura 4.19 - Mapa de localização da Bacia do Rio Una.

O Rio Una possui as cabeceiras em maiores cotas altimétricas registradas para as drenagens aqui avaliadas, atingindo os 900 metros de altitude. Para a elaboração do Perfil Longitudinal (Fig. 4.20) a drenagem foi analisada a partir da isoípsa de 875 metros.

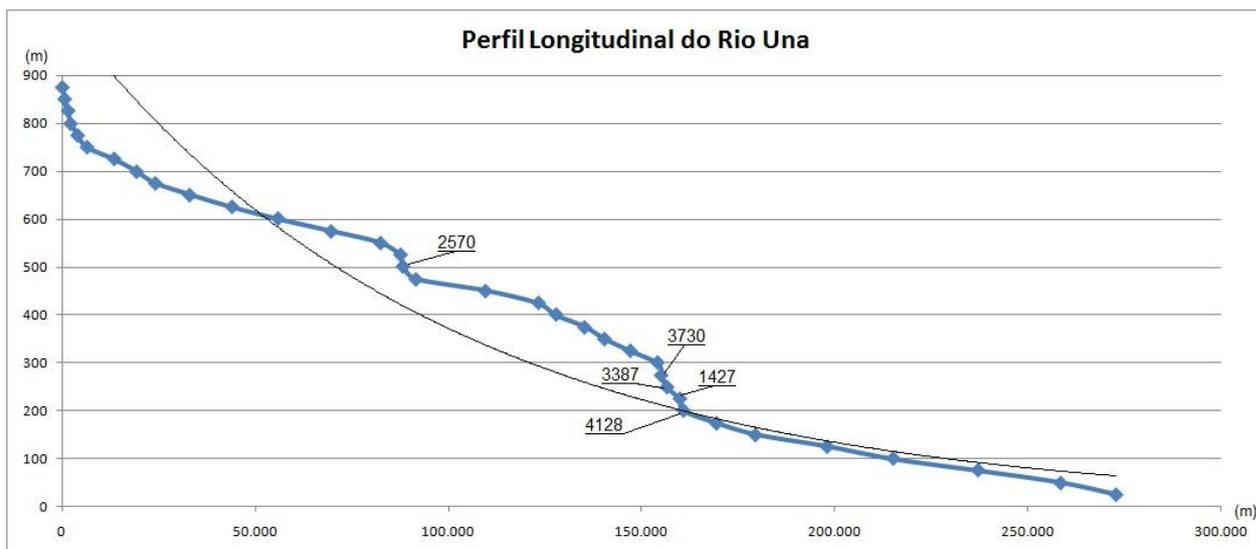


Figura 4.20 - Perfil Longitudinal do Rio Una com os maiores valores de IH.

O perfil do Rio Una apresenta três concavidades mais acentuadas, sendo a primeira à 750 metros de altitude, a segunda à 475 metros e a terceira à 200 metros. Quanto às convexidades, temos duas mais aparentes para esta escala de análise, a primeira ocorrendo entre 550 e 525 metros e a segunda ocorrendo entre 325 e 300 metros de altitude. Visualmente uma outra convexidade pode ser observada, na isoípisa de 425 metros de altitude, entretanto esta não será avaliada nesta análise por não apresentar anomalia de primeira ordem no índice de IH como as demais.

O perfil possui a primeira parte, superior, situada abaixo da linha de melhor ajuste, o que pode demonstrar o caráter de suas cabeceiras, acomodadas em vales suspensos, colmatados e com pouca incisão. Na sua porção intermediária temos seu traçado acima da linha de melhor ajuste, indicando uma região com grande incisão dos vales, onde o rio percorre estruturas que ainda não foram destruídas pela vaga remontante. Neste setor é possível notar as quebras de gradiente bem nítidas. Na porção inferior da curva, a mesma segue praticamente o mesmo traçado da linha de melhor ajuste, demonstrando uma proximidade ao equilíbrio destes setores da drenagem ao relevo regional.

Nas duas principais quebras de gradiente da curva do perfil já mencionadas foram identificados valores de IH elevados, entretanto compatíveis com valores já encontrados para drenagens anteriormente avaliadas, com exceção do rio Ipojuca. O

setor localizado entre as isoípsas de 275 e 200 metros de altitude concentra quatro dos cinco maiores valores, sendo estes 3730 para o trecho de 275 metros, 3387 para o trecho de 250 metros, 1427 para o trecho de 225 metros e 4128 para o trecho de 200 metros, sendo este último o maior valor obtido para esta drenagem. Obteve-se ainda o valor de IH de 2570 para a isoípsa de 500 metros de altitude, o que denota um setor, afastado da principal ruptura de inclinação de ângulo da drenagem, que possui estruturas que resistem à suavização ou continuidade do ângulo de inclinação. Para o setor localizado entre 275 e 200 metros, a concentração dos maiores valores de IH indica a presença das estruturas mais resistentes da região.

Quanto às anomalias de drenagem do Rio Una (Tabela 7), foram obtidas cinco de primeira ordem, equivalentes aos trechos já mencionados de maiores valores de IH. Outras quinze anomalias de segunda ordem foram identificadas, totalizando 20 trechos com anomalias de drenagem em um total de trinta e cinco trechos analisados.

O setor com quatro trechos identificados com anomalias de primeira ordem demonstra a importância desta área para a drenagem aqui avaliada, denotando elevado gradiente hidráulico. A isoípsa de 500 metros que possui o primeiro trecho com anomalia de primeira ordem denota uma área de interesse que deve ser avaliada e entendida quanto às estruturas que geram esta anomalia, além do seu distanciamento do setor onde as demais anomalias se concentram.

Rio Una				IH_{trecho}	
Canal Principal					$IH_{total} = 160,975$
Isoípsa (limite superior)	Δh	Δl	L (total)	$\Delta h/\Delta l * L$	IH_{trecho}/IH_{total}
875	25	525	200	9,52381	0,059163283
850	25	425	625	36,76471	0,228387674
825	25	850	1.605	47,20588	0,293249774
800	25	650	2.295	88,26923	0,548341238
775	25	1.710	4.071	59,51754	0,369731597
750	25	2.380	6.537	68,66597	0,426562922
725	25	6.010	13.622	56,66389	0,352004308
700	25	4.645	19.288	103,8105	0,644886156
675	25	4.330	24.080	139,03	0,863674627
650	25	7.325	33.147	113,1297	0,702778027
625	25	8.415	44.096	131,0042	0,813816799

600	25	8.700	55.985	160,8764	0,999387711
575	25	8.190	69.512	212,1856	1,318127611
550	25	8.860	82.326	232,2968	1,443061592
525	25	4.375	87.545	500,2571	3,10766978
500	25	860	88.413	2570,145	15,96611492
475	25	2.780	91.579	823,5522	5,116025211
450	25	11.000	109.670	249,25	1,548377077
425	25	9.175	123.274	335,8965	2,086637414
400	25	3.720	127.773	858,6895	5,334303563
375	25	6.500	135.284	520,3231	3,232322267
350	25	4.440	140.308	790,0225	4,90773426
325	25	5.345	147.156	688,2881	4,275745425
300	25	4.900	154.091	786,1786	4,88385508
275	25	1.040	155.177	3730,216	23,17264386
250	25	1.155	156.505	3387,554	21,04397647
225	25	2.800	159.828	1427,036	8,864952411
200	25	975	161.001	4128,231	25,64516707
175	25	6.180	169.323	684,9636	4,255092979
150	25	6.590	179.517	681,0205	4,230597829
125	25	10.520	198.003	470,5394	2,923059162
100	25	9.415	215.003	570,9055	3,546547414
75	25	14.800	237.173	400,6301	2,488771968
50	25	16.260	258.343	397,2063	2,467503243
25	25	11.242	272.661	606,3445	3,76669987

Tabela 7 - Valores de IH relativos ao Rio Una. Foram encontradas 5 anomalias de primeira ordem (em vermelho) e 15 anomalias de segunda ordem (em amarelo). Todos os valores estão em unidades métricas.

Rio Mundaú.

O Rio Mundaú (Fig. 4.21) nasce em terras pernambucanas, na região da cidade de Garanhuns, em seus altos maciços, e drena parte da região sul-sudeste pernambucana até entrar no estado de Alagoas, drenando sua região norte-nordeste até desaguar na cidade de Maceió, capital alagoana, formando a Lagoa homônima.

Por ter suas cabeceiras em ambiente seco, o rio se inicia intermitente, tornando-se perene nas proximidades de Santana do Mundaú, região de clima úmido e de onde recebe maior carga hídrica de seus tributários.

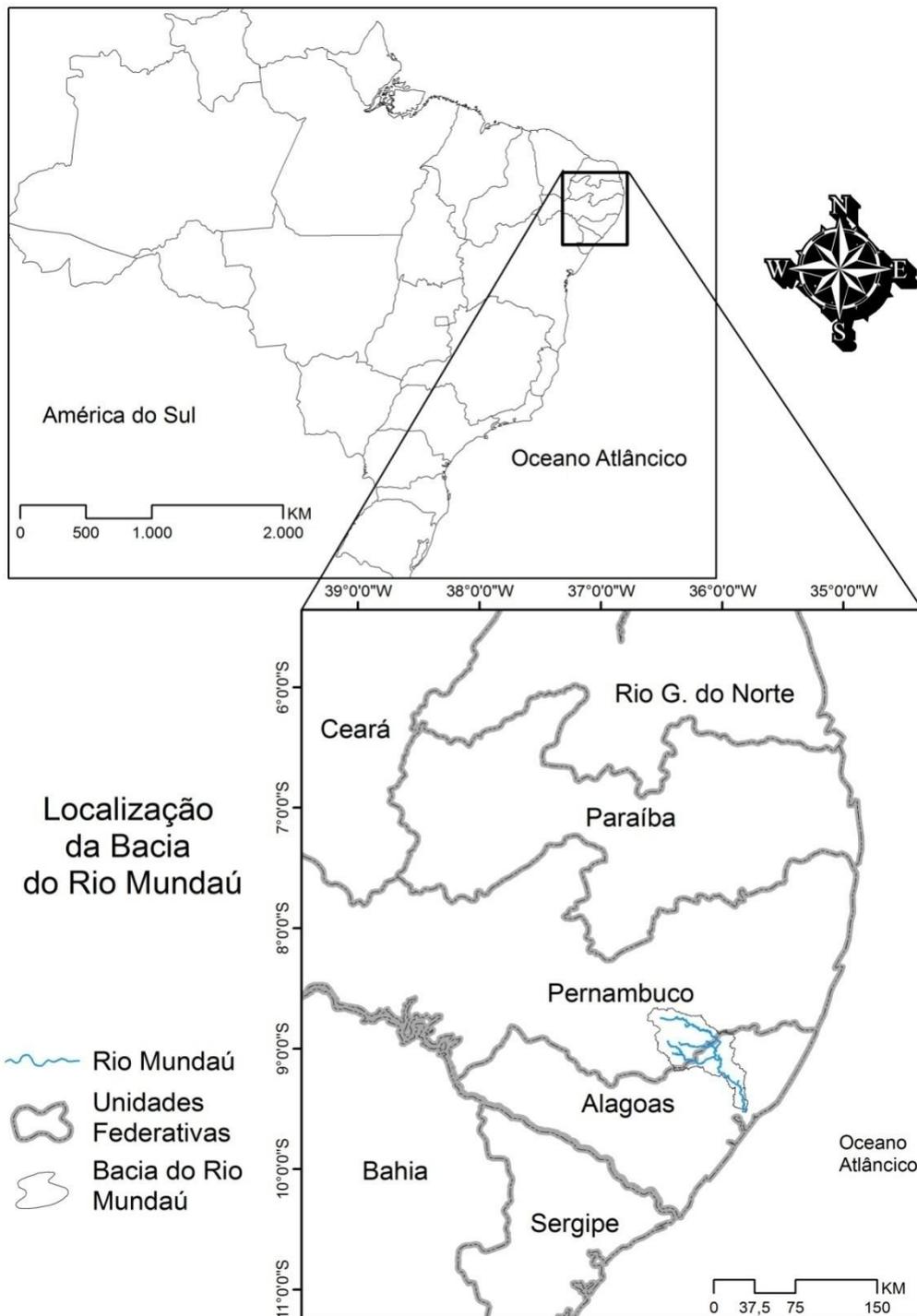


Figura 4.21 - Mapa de Localização da Bacia do Rio Mundaú.

O perfil longitudinal do Rio Mundaú (Fig. 4.22) apresenta forma relativamente semelhante ao perfil do Rio Una, com uma porção superior abaixo da linha de melhor ajuste, cruzando a mesma na cota de 600 metros de altitude e permanecendo acima da linha até as proximidades da cota de 200 metros. Posteriormente a curva do perfil segue tangenciando a linha de melhor ajuste.

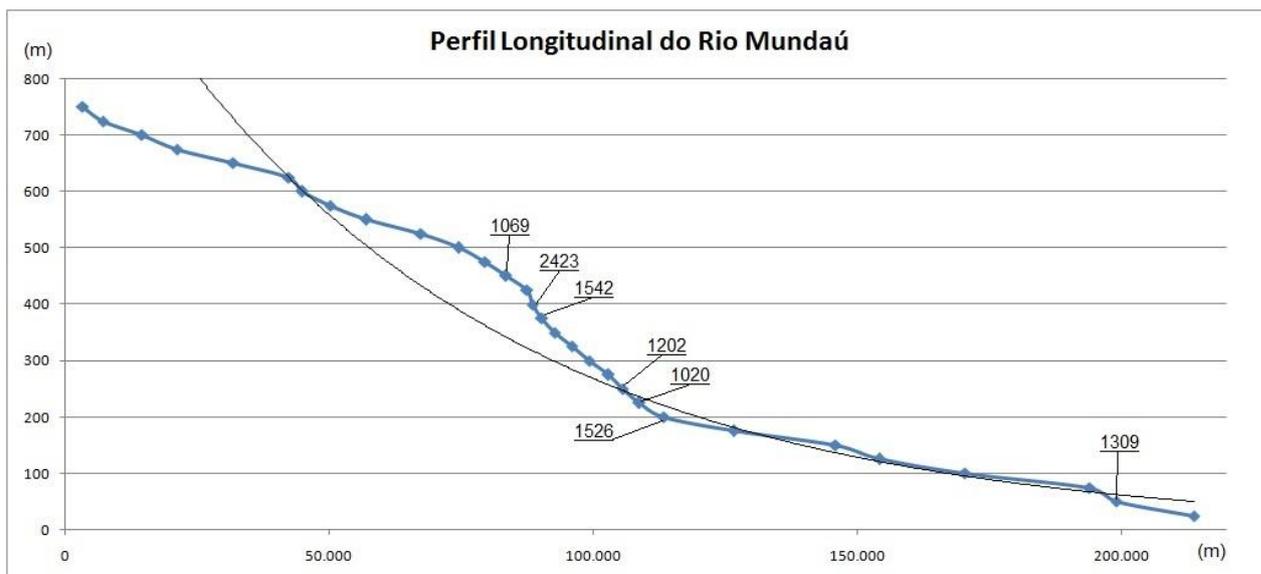


Figura 4.22 - Perfil Longitudinal do Rio Mundaú com os maiores valores de IH identificados.

O setor situado entre 600 e 250 metros de altitude, onde a curva do perfil passa acima da linha de melhor ajuste demonstra a região onde o rio não é capaz de suavizar a morfologia. A partir da cota de 200 metros de altitude a curva segue uma tendência ao equilíbrio ideal para esta drenagem.

Quando aplicado o IH ao perfil do canal principal deste rio são obtidos valores dos quais podemos destacar sete, que se mostraram elevados, entretanto dentro de um limiar comum aos das drenagens anteriormente analisadas, à exceção do rio Ipojuca. Diferente da maioria das drenagens analisadas e semelhante ao Rio Sirinhaém, o maior valor encontrado para o IH não foi próximo à cota de 200 metros, mas na isoípsa de 400 metros. O Rio Sirinhaém alcançou maior valor de IH na isoípsa de 425 metros.

Nota-se ao longo do perfil do Rio Mundaú um longo setor com ângulo de inclinação superior ao encontrado no restante perfil, possuindo valores altos de IH. Desde o trecho de 450 metros de altitude até o de 200 metros temos valores de IH acima de 1000 ou próximos disto. Este setor pode ser entendido como equivalente a um longo setor de escarpa, com 250 metros de desnível, e que possui estruturas que dificultam o trabalho erosivo da drenagem. Outro elemento que merece destaque é o valor de IH em 1309 encontrado na isoípsa de 50 metros e que possivelmente está associado ao *fall-line* regional, de modo semelhante ao identificado no rio Ipojuca.

Quanto às anomalias de drenagem identificadas a partir do IH foram observadas apenas três de primeira ordem (Tabela 8), apesar da grande quantidade de valores elevados deste índice. Isto se dá pois no geral a inclinação do perfil é alta. Além destas três anomalias de primeira ordem temos ainda anomalias de segunda ordem em um número de 20, para um total de 30 trechos analisados. A grande quantidade de trechos com anomalias denota o desajuste da drenagem ao seu perfil de equilíbrio.

Rio Mundaú					IH_{trecho}	
Canal Principal						$IH_{total} = 140,715907$
Isoípsa (limite superior)		Δh	Δl	L (total)	$\Delta h/\Delta l * L$	IH_{trecho}/IH_{total}
750	25	2.744	3.339	30,42092	0,216186777	
725	25	3.371	7.251	53,77484	0,382151851	
700	25	6.434	14.545	56,51616	0,401633088	
675	25	5.835	21.196	90,81405	0,645371623	
650	25	5.787	31.903	137,8218	0,97943328	
625	25	5.919	42.356	178,8985	1,271344986	
600	25	2.191	44.925	512,6084	3,642860354	
575	25	4.170	50.247	301,241	2,140774374	
550	25	4.423	57.104	322,7674	2,293751715	
525	25	6.077	67.414	277,3326	1,970868623	
500	25	3.760	74.512	495,4255	3,520750022	
475	25	3.330	79.543	597,1697	4,243796479	
450	25	1.952	83.539	1069,915	7,603372609	
425	25	2.816	87.475	776,5891	5,518843969	
400	25	913	88.487	2422,974	17,21890416	
375	25	1.463	90.291	1542,908	10,96470501	
350	25	1.936	92.795	1198,283	8,51561539	
325	25	2.729	96.009	879,5255	6,250362787	
300	25	2.950	99.270	841,2712	5,978508086	
275	25	3.250	102.934	791,8	5,626940252	
250	25	2.196	105.645	1202,698	8,546994544	
225	25	2.664	108.786	1020,89	7,254969698	
200	25	1.859	113.474	1526,009	10,84460628	
175	25	8.838	126.629	358,1947	2,54551696	
150	25	8.905	145.891	409,5761	2,910659429	
125	25	5.978	154.206	644,8896	4,582918946	
100	25	13.423	170.431	317,4235	2,255775197	
75	25	15.950	194.083	304,2053	2,161840378	

50	25	3.799	199.040	1309,818	9,308246688
25	25	9.836	213.741	543,262	3,860700678

Tabela 8 - Valores de IH relativos ao Rio Mundaú. Foram encontradas 3 anomalias de primeira ordem (em vermelho) e 20 anomalias de segunda ordem (em amarelo). Todos os valores estão em unidades métricas.

A anomalia de primeira ordem identificada na isoípsa de 200 metros pode ser correlacionada com as de outras drenagens, encontradas próximas à mesma cota. Já as duas encontradas nas isoípsas de 400 e 375 metros denotam uma estrutura resistente relativa à esta bacia em particular, possivelmente ligada ao controle litológico ou de falhas.

4.3 Identificação de Patamares de relevo a partir da utilização do Índice de Hack

Como dito anteriormente, os valores de IH dos trechos de cada drenagem foram relacionados com o valor do IH total desta drenagem a fim de se identificar trechos que possuem anomalias de drenagem, assim como proposto por Seeber & Gornitz (1983). Os valores de IH dos trechos que quando divididos pelo IH total obtiveram valor superior à 10 foram considerados como possuindo anomalias de primeira ordem. Os valores situados entre o limiar de 2 e 10, são considerados como possuindo anomalias de segunda ordem. Os valores que se encontram abaixo do limiar de 2 são considerados sem anomalias.

Os trechos com anomalias são setores na drenagem onde a mesma está em desacordo com o perfil considerado "normal" por Hack (1973). Este desacordo pode se expressar na paisagem como um rápido, uma corredeira, ou uma cachoeira, quando os valores são muito elevados. Estes setores são interpretados como sendo rupturas, desde as mais sutis (rápidos e corredeiras) até as mais bruscas (cachoeiras). Geomorfologicamente estas rupturas são consideradas *knickpoints*, quebras de patamar de relevo, desníveis escalonares que demonstram a pouca competência da drenagem em erodir regressivamente seu leito.

Estes *knickpoints* podem ser erosivos ou estruturais. Os erosivos refletem os patamares de relevo que a drenagem cria ao erodir regressivamente, gerando rupturas onde a mesma não possui competência, vazão, para erodir. As rupturas estruturais são

encontradas quando os patamares ocorrem em áreas de falhas ou de diferença litológica que permita a erosão diferencial.

Na presente tese, os valores de anomalias de primeira ordem ao longo das drenagens são considerados como as principais rupturas de patamares que identificamos regionalmente. Estas anomalias de primeira ordem foram plotadas em ambiente GIS no intuito da geração de mapas ilustrativos acerca da localização das mesmas em relação ao MDT da bacia, demonstrando assim, aliada ao perfil longitudinal das drenagens, o posicionamento destas anomalias em relação à topografia.

Estas anomalias também foram plotadas em mapas geológicos, a fim de possibilitar uma análise mais pormenorizada acerca da relação entre estas rupturas e o quadro lito-estrutural de cada bacia. Os mapas das bacias com os pontos das anomalias são apresentados a seguir, de norte para sul.

Rio Curimataú - O Rio Curimataú (Fig. 4.23) não apresentou anomalias de primeira ordem, mas apenas trechos com anomalias de segunda ordem. Entretanto, dentre os trechos que possuem anomalias de segunda ordem, destacamos aqueles que possuem maior valores de IH ao longo do perfil.

O maior valor de IH, identificado na isoípsa de 225 metros e relativo à uma anomalia de segunda ordem, pode ser considerado como a principal ruptura de patamar desta bacia devido à inexistência de anomalias de primeira ordem. Este fato, demonstra que esta bacia não possui grandes rupturas, nem patamares proeminentes.

Nota-se na figura X que no setor da drenagem onde identificamos os maiores valores de IH existe uma sucessão litológica de rochas que variam de Migmatito/Metagranito até um Granito/Leucogranito, passando por uma faixa onde encontram-se Granodioritos, Quartzodioritos, Quartzomonzonitos e Sienitos. A ocorrência desta faixa de rochas de composição semelhante, variando apenas na granulometria e quantidade percentual de quartzo e plagioclásios, antecedendo uma ampla intrusão granítica, que por sua vez se encontram circundada por faixas de rochas metamórficas regionais de alto e médio grau, como os migmatitos, demonstra

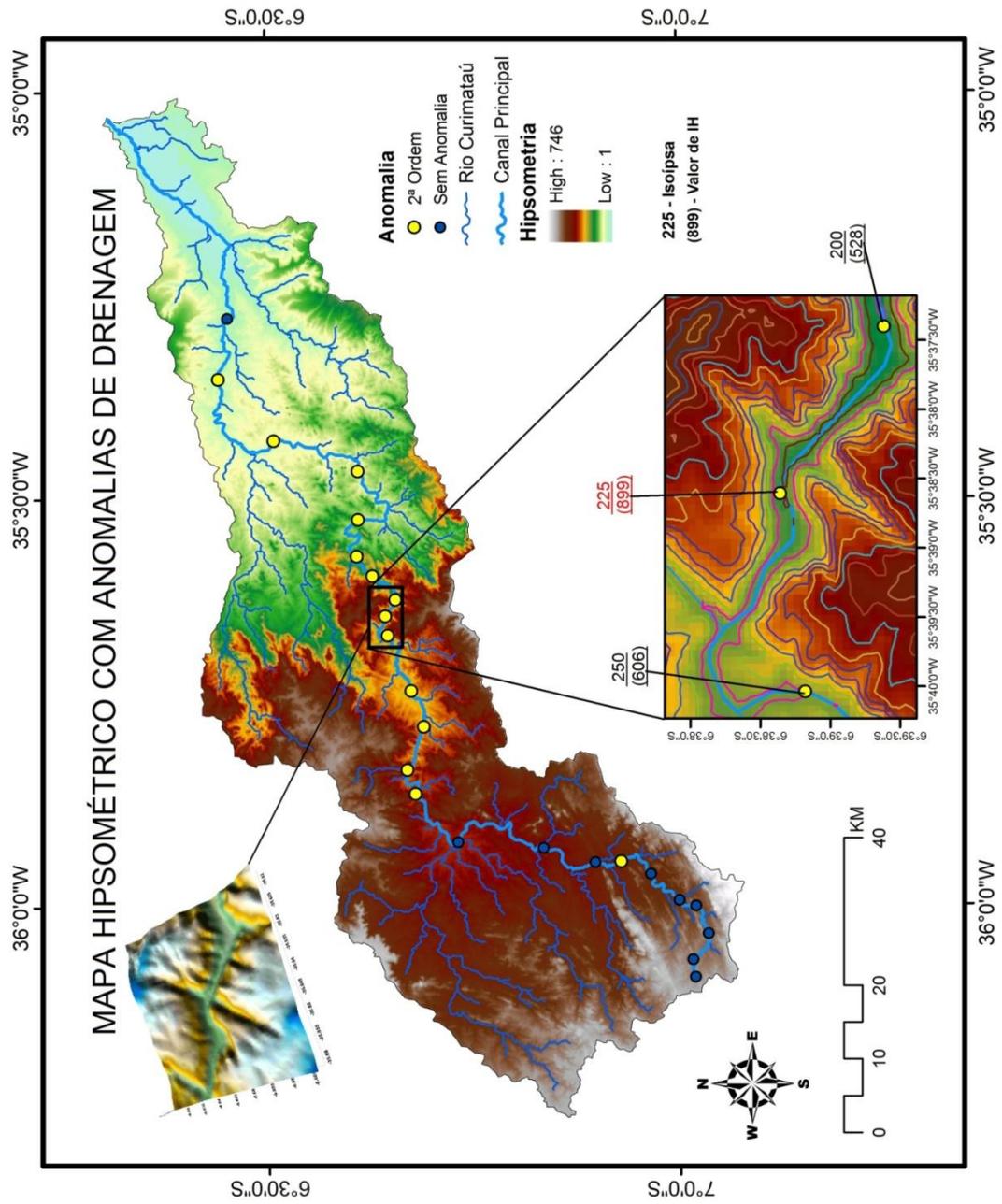


Figura 4.23 - Mapa Hipsométrico da bacia do Rio Curimataú, apresentando as anomalias identificadas.

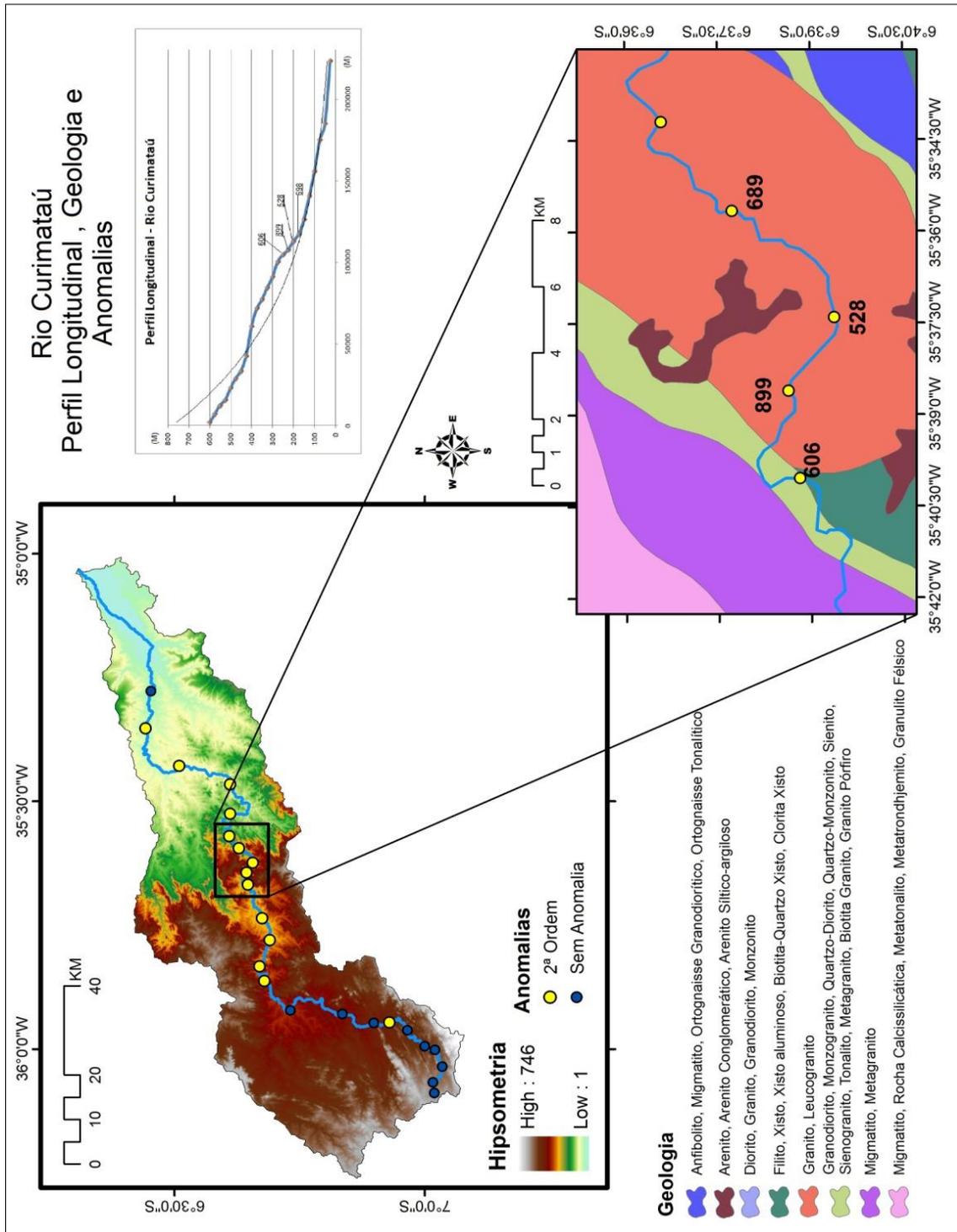


Figura 4.24 - Perfil Longitudinal, Anomalias e Geologia do Rio Curimataú.

o papel de controles estruturais e mais nitidamente tectônicos sobre a drenagem, ainda que de baixa intensidade.

Esta variação litológica que se estrutura em rochas com semelhantes resistências à erosão pode ser considerada o fator que determina ângulos pouco elevados na curva do perfil longitudinal, mesmo em seus trechos com valores de IH mais elevados, explicitando a não existência de anomalias de primeira ordem ao longo desta drenagem.

Rio Paraíba - O Rio Paraíba apresentou duas anomalias de primeira ordem, nos trechos equivalentes às anomalias de 300 e 275 metros. Nota-se que estas anomalias estão à montante do setor da drenagem que corta uma zona de cisalhamento transcorrente (Fig. 4.25). Esta zona é provavelmente a responsável pela ocorrência de terras altas de direção W-E que são cortadas pelo rio em um setor em que o mesmo altera sua direção preferencial de WSW-ENE para N-S, e posteriormente voltando-se para W-E seguindo paralelamente a esta estrutura até mudar novamente para S-N, em seguida, e estabelecendo em seu setor final a direção de WSW-ENE mais uma vez.

Estas variações de direção da drenagem vão ocorrer entre as isoípsas de 300 e 100 metros, setor onde encontramos os maiores valores de IH para esta drenagem. No perfil longitudinal e no mapa hipsométrico nota-se que a isoípsa de 300 metros separa dois setores, sendo a partir da isoípsa de 275 metros que a curva do rio se aproxima da linha de melhor ajuste. Os trechos onde se encontram estas duas anomalias de primeira ordem demonstram a área onde a drenagem aparece mais desajustada e com desníveis abruptos, sendo portanto interpretados como sendo a ruptura de patamar regional ao longo do rio Paraíba.

Nos trechos onde foram identificadas as anomalias de primeira ordem o rio elaborou um vale com encostas íngremes e o seu leito possui afloramentos rochosos (Figuras 4.26 A e B), demonstrando a dificuldade do rio em vencer estas estruturas e suavizar as formas.

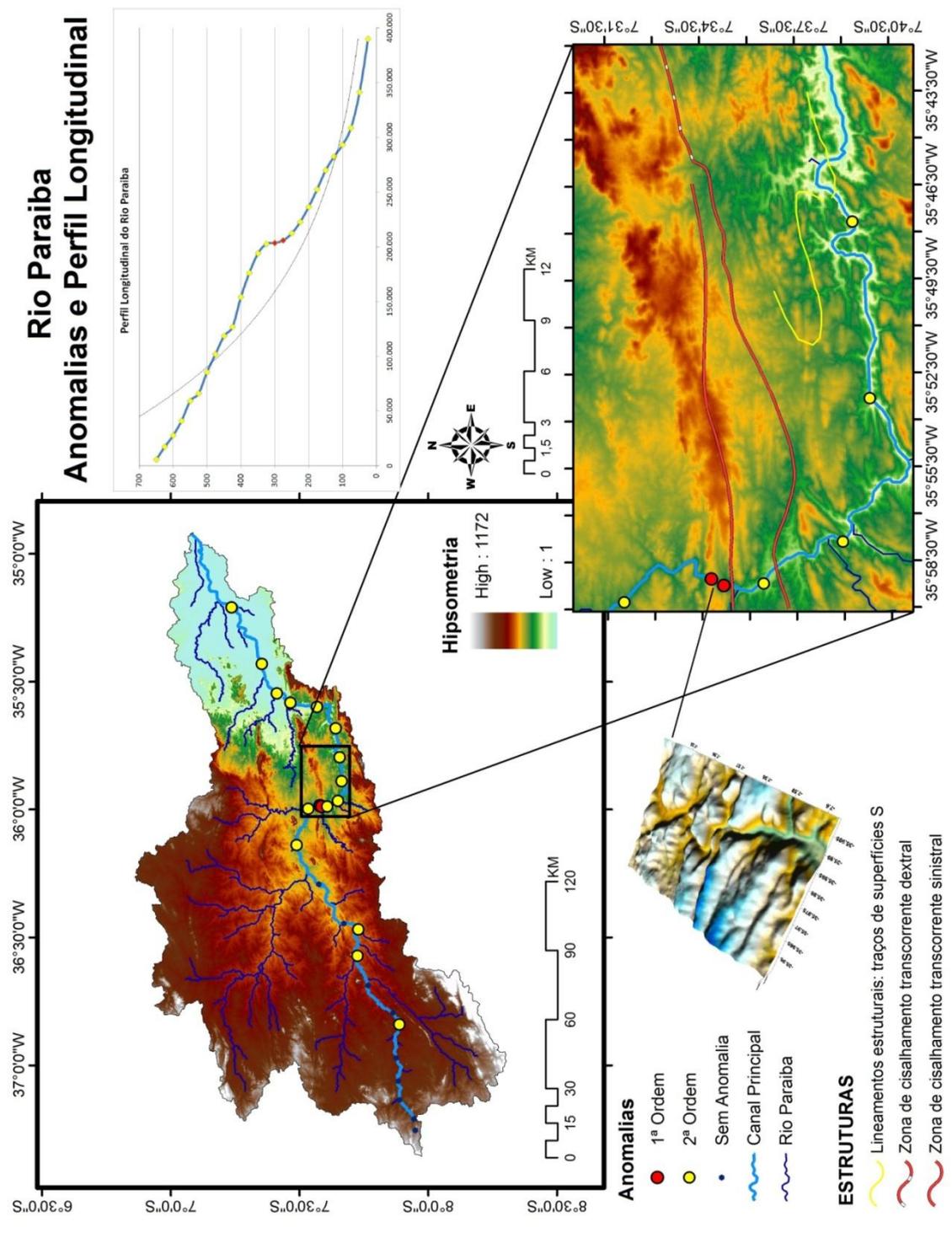


Figura 4.25 - Hipsometria, anomalias e perfil longitudinal do Rio Paraíba.

Estes afloramentos são Paragnaisses e Paramigmatitos, rochas metamórficas bastante resistentes, ocorrendo ai também uma faixa de Quartzito que aflora sob a forma um degrau no leito do rio (Figuras 4.26 A e B; Figura 4.27).

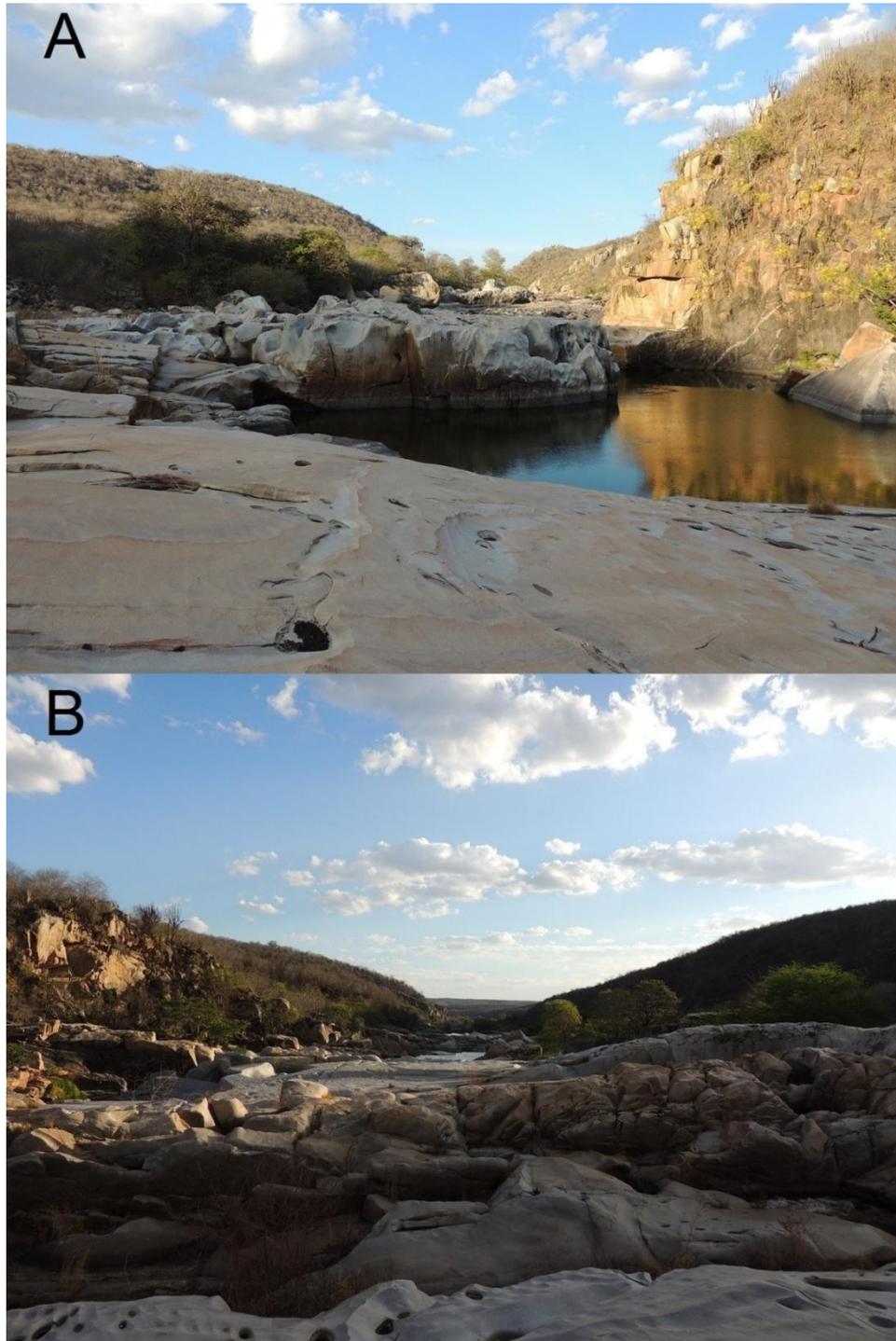


Figura 4.26 - Quartzitos formando degraus no leito do Rio Paraíba no trecho identificado com anomalias de primeira ordem. A - vista para montante. B - vista para jusante.

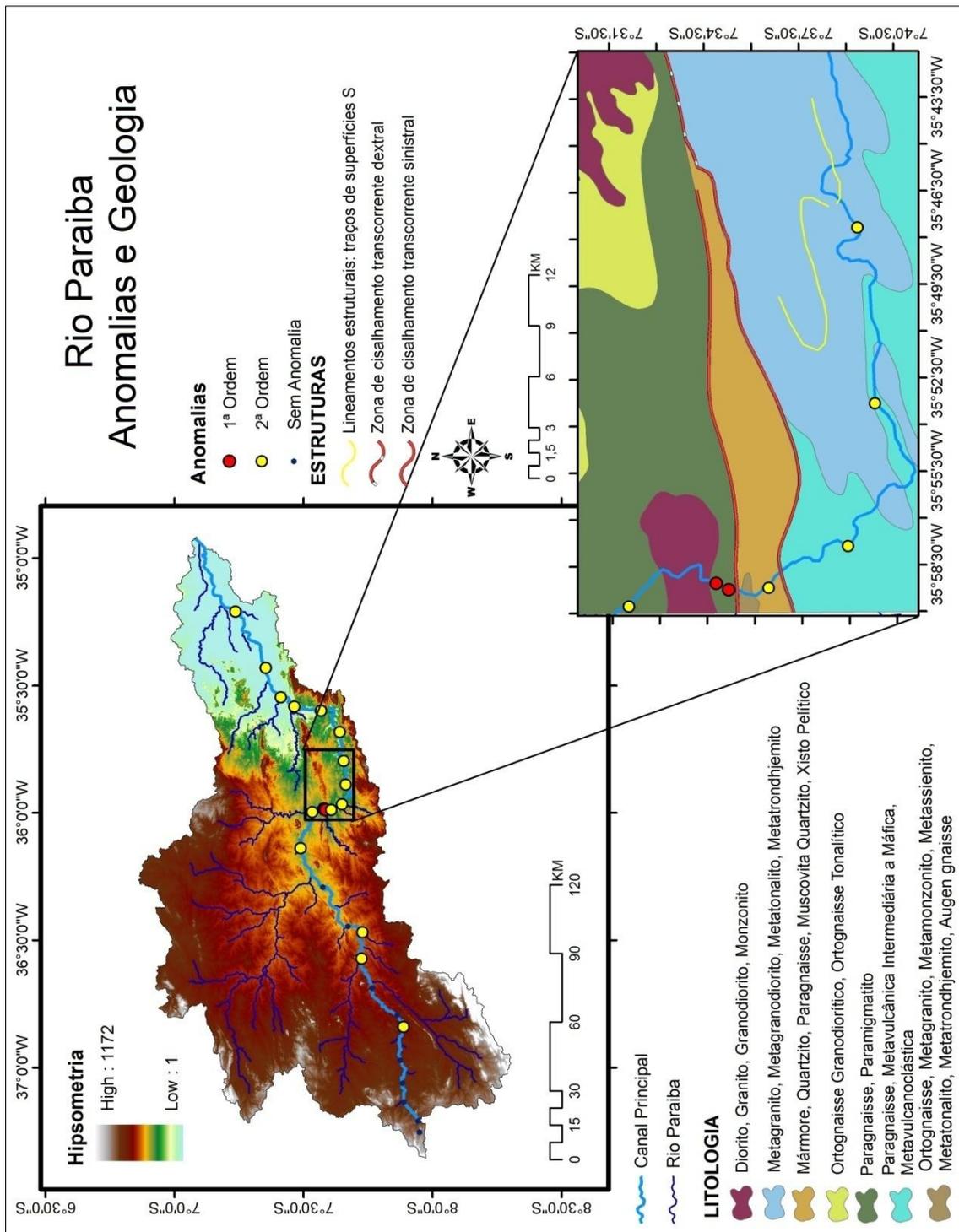


Figura 4.27 - Hipsometria, anomalias e geologia do Rio Paraíba.

Cabe destacar também a epigenia da drenagem de direção N-S, neste setor, cortando a estrutura de *trend* W-E, sem que haja uma mudança de direção do canal,

demonstra a existência de uma drenagem atlântica que se sobrepôs à estrutura, localmente, provavelmente em áreas mais flexuradas do que falhadas.

Deve-se lembrar que o rio Paraíba está situado na Zona Transversal, faixa estrutural limitada pelas Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco. Esta zona tem por característica tectônica a flexura, de um modo geral, devido ao perfil dúctil de suas rochas.

Rio Goiana - O rio Goiana apresentou duas anomalias de primeira ordem, identificadas nas isoípsas de 225 e 250 metros de altitude (Figura 4.28). Estas anomalias localizam-se no setor do rio encaixado em vales estreitos e de encostas íngremes que antecedem setores de relevo mais rebaixado, de morfologia suavizada e com vales amplos. No setor com as anomalias de primeira ordem foram encontrados blocos e matacões que atingem mais de 2 metros de diâmetro no leito do rio (Figura 4.29 a e B). Estes matacões atestam a força que a drenagem possui em períodos alta vazão, que ocorre apenas durante a ocorrência de eventos extremos decadais, fato que denota a contribuição das encostas íngremes deste setor.

No perfil longitudinal as anomalias se encontram no setor que separa a porção superior da curva, quase paralela à linha de melhor ajuste, e a porção situada entre as isoípsas de 275 e 125 metros, setor onde a curva do perfil passa abaixo da linha de melhor ajuste e encontra com esta mais de 20 quilômetros depois (figura X), onde passa a tangenciá-la até sua foz. Nota-se claramente no perfil longitudinal que o setor onde foram identificadas as anomalias de primeira ordem (isoípsas de 225 e 250 metros) separa dois patamares de relevo. Estas anomalias indicam portanto a ruptura de patamar localizada ao longo da drenagem do Rio Goiana.

Geologicamente o setor onde se encontram os trechos identificados com as drenagens de primeira ordem, além de alguns trechos com anomalias de segunda ordem, é dominada por ser uma suíte intrusiva com ocorrência de sienito e monzonito, o plúton Bom Jardim (Fig. 4.30).

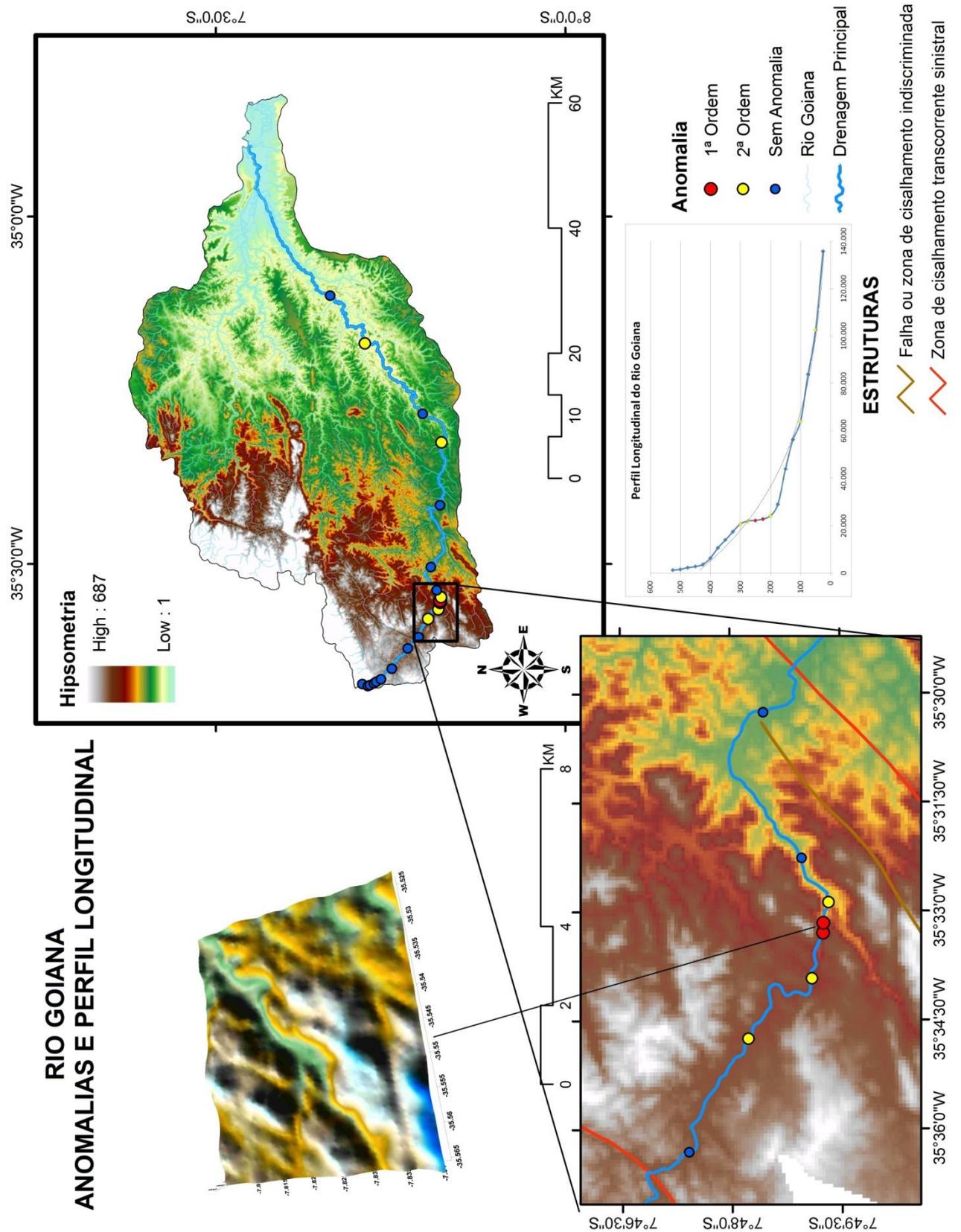


Figura 4.28 - Hipsometria, anomalias e perfil longitudinal do Rio Goiana. Fotos do leito do rio tiradas para A - jusante - e B - montante da anomalia.



Figura 4.29. Leito do Rio Goiana no trecho identificado com anomalia de primeira ordem. Blocos e matações são encontrados ao longo deste trecho.

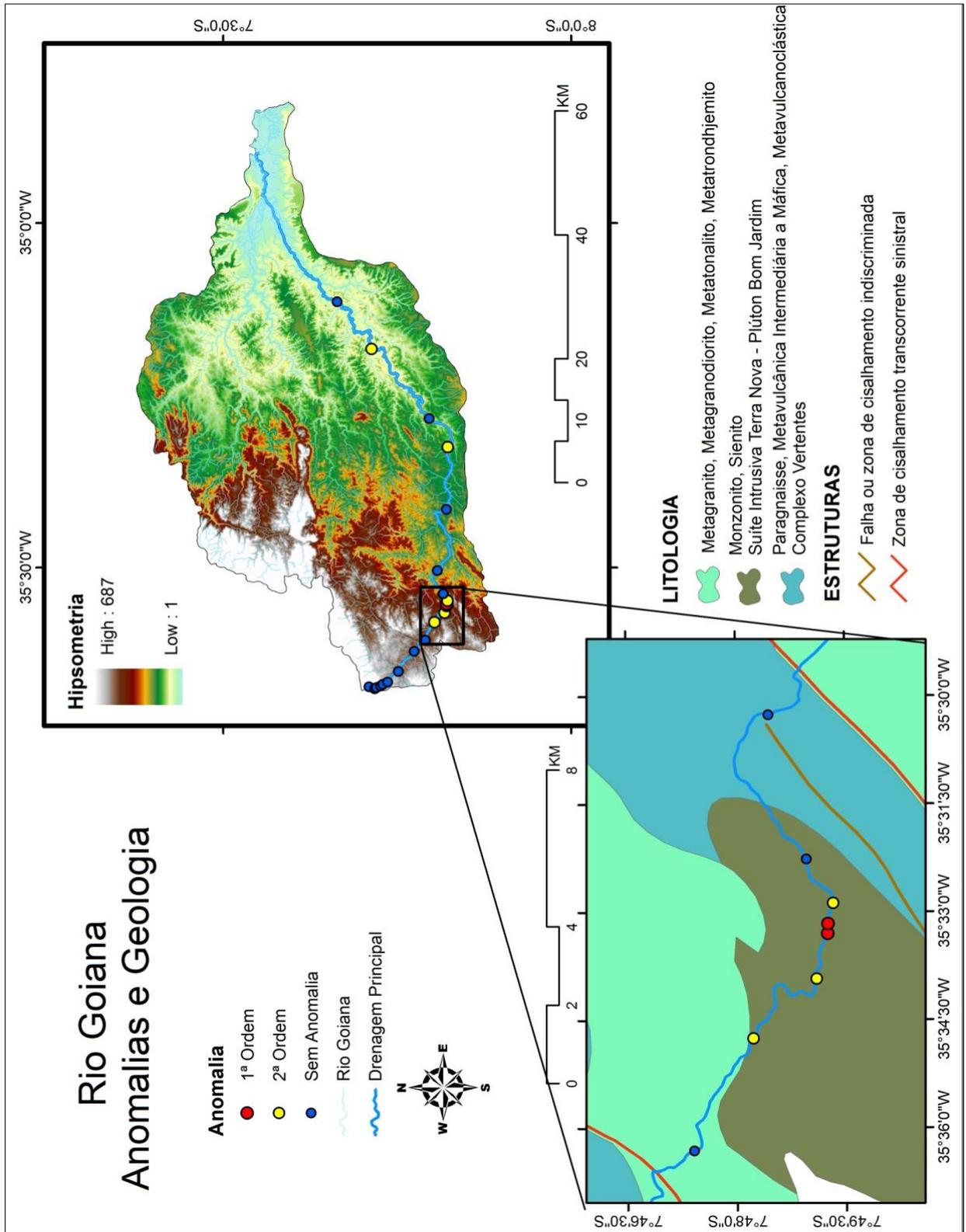


Figura 4.30 - Geologia do trecho identificado com anomalias de primeira ordem no Rio Goiana.

Posteriormente a drenagem passa pelos paragneisses do Complexo Vertentes, entretanto o contato entre estes e o plúton Bom Jardim se dá pelo menos 2 quilômetros à jusante do trecho identificado com as anomalias de primeira ordem.

Este fato nos permite entender que não é o contato litológico em si que provoca as anomalias. Além disto, também não foram identificadas falhas ou zonas de cisalhamento nos trechos com anomalias de primeira ordem. Desta forma, postula-se para este setor uma evolução morfológica onde a drenagem erodiu regressivamente a escarpa originada pela diferença litológica entre o plúton Bom Jardim e as rochas do complexo Vertentes, ou ainda, esta escarpa teria sido criada por uma Zona de Cisalhamento Transcorrente Sinistral de direção SW-NE, caracterizada por ser uma ramificação da ZCPE.

Rio Capibaribe - o rio Capibaribe não apresentou anomalias de primeira ordem em nenhum trecho, tendo sido identificadas apenas anomalias de segunda ordem e trechos sem anomalias. Estas anomalias de segunda ordem se apresentam em setores desajustados do perfil da drenagem, mas não muito bruscos ou abruptos. As rupturas equivalentes às anomalias de segunda ordem não se expressam como notáveis quebras de patamares, mas suaves desnivelamentos, em geral corredeiras e rápidos ao longo do trecho da drenagem.

No caso do Rio Capibaribe, onde apenas anomalias de segunda ordem foram identificadas, assim como no Rio Curimataú, optamos por destacar a anomalia que obteve maior valor de IH, sendo esta obtida no trecho equivalente à isoípsa de 200 metros de altitude (Fig. 4.31). Este trecho é caracterizado na paisagem por apresentar a exposição de rochas ao longo do leito do rio, exibindo fragmentos como blocos e matacões (Fig. 4.32 A e B). Esta característica demonstra que neste setor a drenagem se dá na forma de rápidos e pequenas corredeiras, onde o perfil ganha um maior ângulo de inclinação e a erosão aumenta.

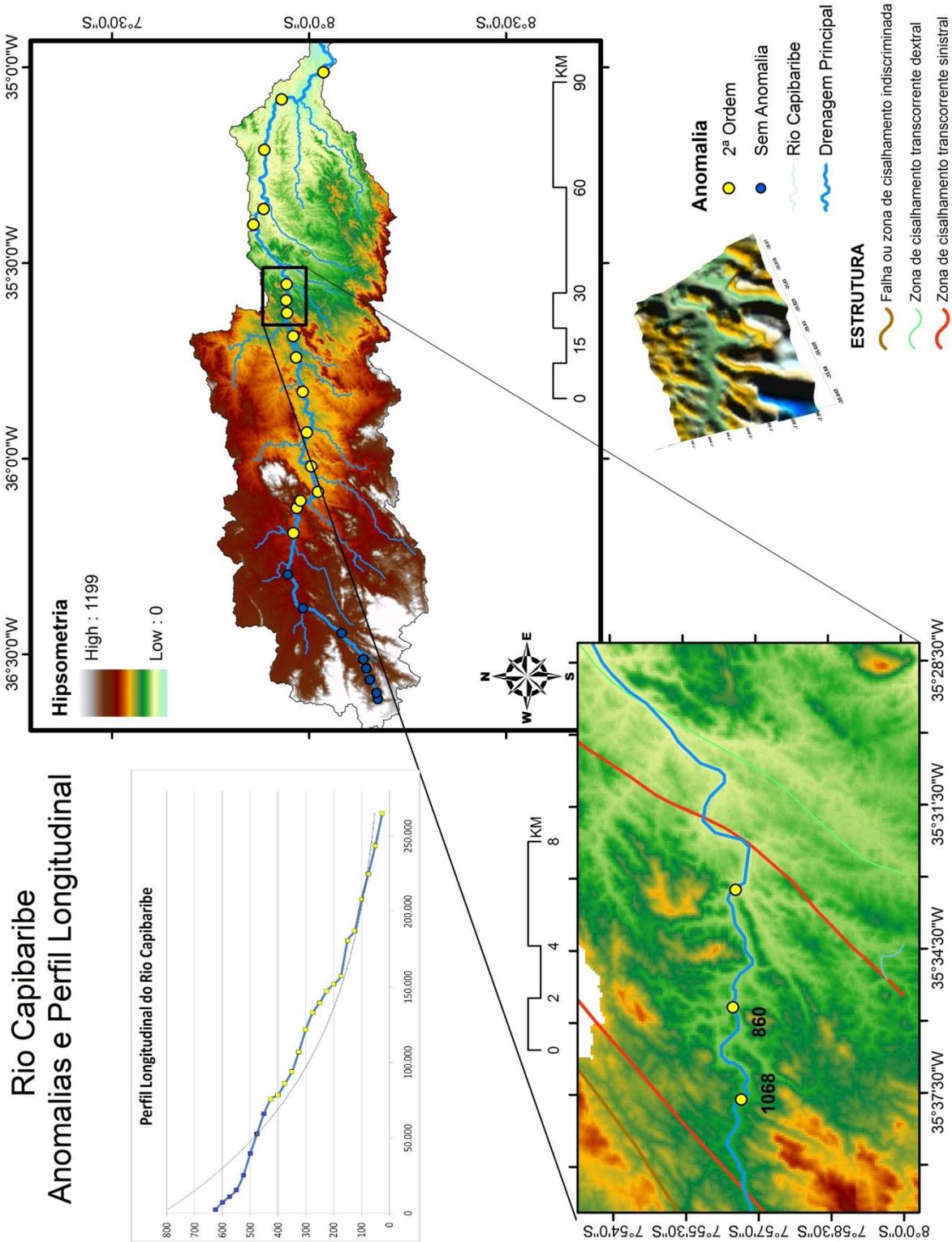


Figura 4.31 - Hipsometria, anomalias e perfil longitudinal do Rio Capibaribe. Fotos A e B demonstram o leito pedregoso do rio.

Cabe destaque para a anomalia de segunda ordem que possui o terceiro maior valor de IH e se encontra na isoípsa de 400 metros de altitude, fora da zona de concentração de trechos de altos valores, evidenciando uma sutil quebra de patamar mais próxima às cabeceiras da bacia.

Ressalta-se que este trecho está inserido entre duas Zonas de Cisalhamento Transcorrentes Sinistrais, de direção SW-NE, mas que não determinam a direção da drenagem, ao menos neste trecho, que permanece predominantemente na direção W-E.

O trecho onde foi identificada a anomalia de segunda ordem com maior valor de IH se estrutura em litologia metamórfica com a presença, principalmente, de metagranitos e metagranodioritos (Fig. 4.33). Estas diferenciações litológicas vão variar de acordo com a porcentagem de sílica e plagioclásios na rocha, fator determinado pelo período de resfriamento do magma na sua origem. A homogeneidade litológica neste setor, e a não identificação de falhas, pode estar controlando a falta de anomalias de primeira ordem.



Figura 4.32. Setor identificado com anomalias de segunda ordem.

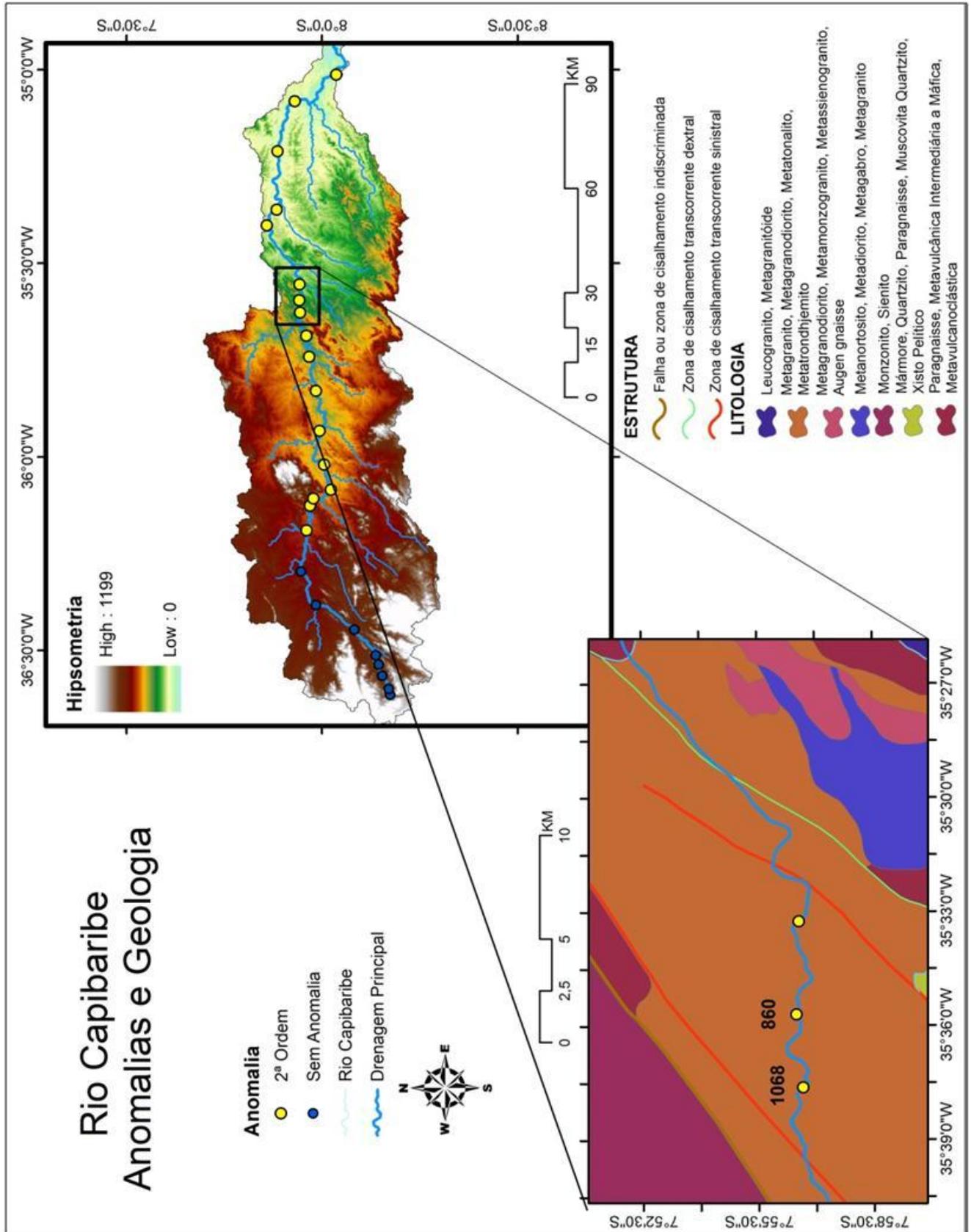


Figura 4.33 - Anomalias e geologia do trecho em destaque do rio Capibaribe.

Rio Ipojuca - Foram identificados nove (9) trechos ao longo do rio Ipojuca com anomalias de primeira ordem (Fig. 4.34).

Nesta bacia as anomalias de primeira ordem se concentram entre as cotas de 350 e 175 metros, alcançando o maior valor ao longo da cota de 200 metros, o que vem a definir esta cota como a principal ruptura regional de patamar topográfico. Este valor indica a menor distância horizontal existente entre dois pontos para a equidistância trabalhada (25 metros, neste caso). Sobre este setor, para uma distância horizontal de aproximadamente 900 metros ocorre um desnível de 100 metros entre os patamares do relevo, delimitando claramente uma área de *knickpoint*, sendo esta área a mais expressiva em ruptura de patamar, com a presença de uma cachoeira regionalmente conhecida, a Cachoeira do Urubu (Fig. 4.35 A e B).

Com exceção desta área destacada de concentração de anomalias de 1ª ordem ocorre apenas mais um único trecho onde verificou-se uma anomalia elevada. Este trecho se localiza na região de transição entre os complexos cristalinos e os depósitos sedimentares mais recentes próximos à costa, o que permitiu a definição de uma zona de rápidos ou *fall-line* regional, marcando o limite exterior do Piemonte. Neste setor, onde os sedimentos inconsolidados entram em contato lateral com complexos metamórficos de alto grau, cria-se um patamar erosivo, quantificado pelo IH como sendo também uma anomalia de 1ª ordem.

Como descrita anteriormente, a bacia do rio Ipojuca é composta por um complexo de rochas das mais variadas idades, resultantes do saldo erosivo de stocks litológicos de orogenias antigas e movimentos transcorrentes de reativação mais recentes. Na Figura 4.36 pode-se observar um esboço geológico da área, ressaltando a ocorrência de suítes intrusivas e complexos metamórficos de alto grau, com presença de gnaisses e migmatitos, refletindo uma organização geotectônica herdada sobretudo do meso- e neoproterozóico.

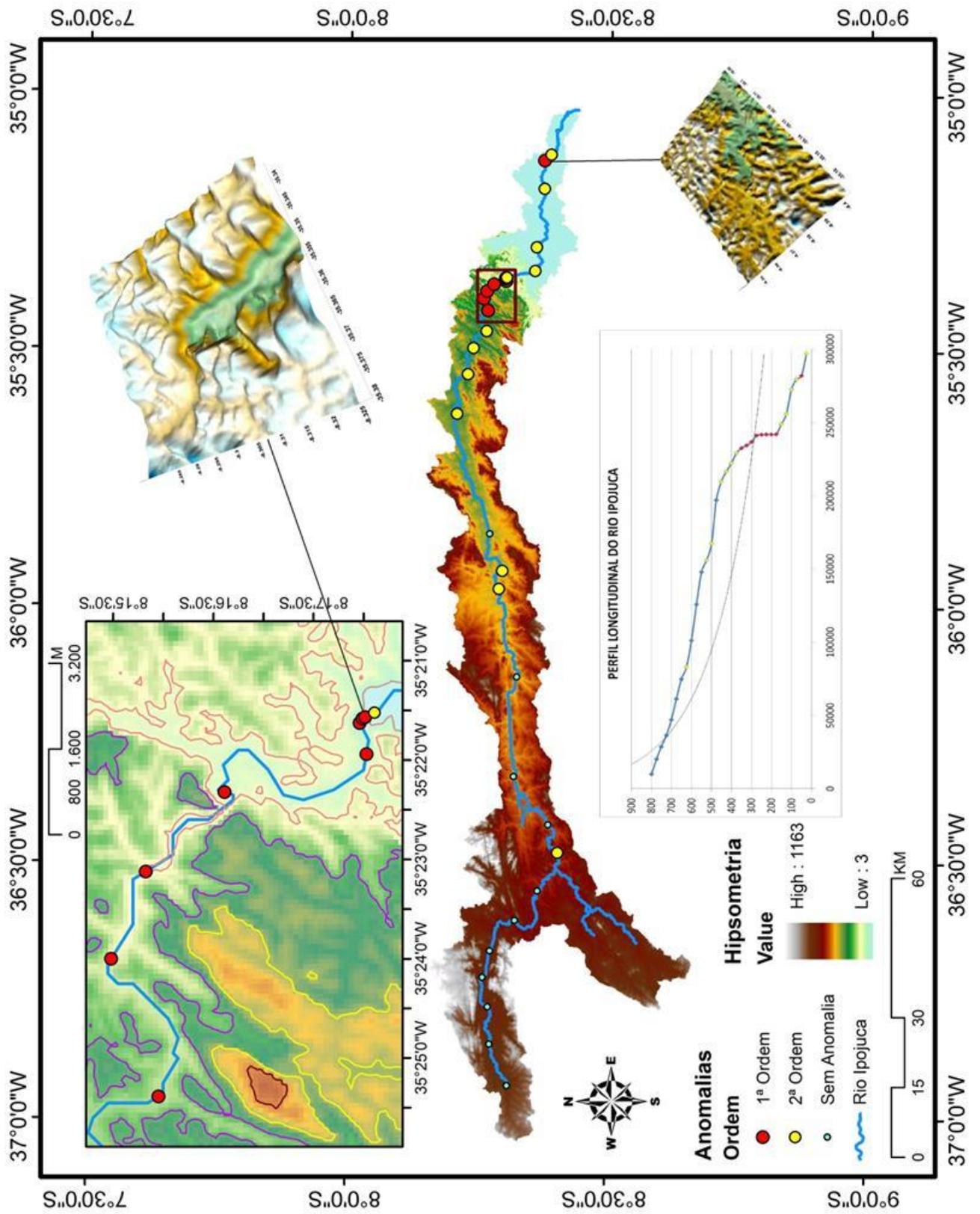


Figura 4.34: Perfil longitudinal do rio Ipojuca e distribuição das anomalias de drenagem segundo aplicação do IH

As áreas com maior ocorrência de trechos de drenagem anômalos são encontradas na transição de uma suíte intrusiva leucocrática com o complexo Belém do São Francisco. Não obstante, o contato entre as suítes intrusivas neoproterozóicas e suas encaixantes regionais é comumente marcado por Zonas de Cisalhamento, de direção geral NE-SW, que definem o *trend* topográfico das linhas de encosta da região. Supõe-se que a concentração de anomalias morfométricas sobre estas estruturas indiquem que as mesmas têm sido continuamente reativadas, sob a forma de *knickpoints* locais ou regionais.

Álveolos restritos de recuo de escarpa, à montante destes setores anômalos, muitos ainda com colmatação dos seus níveis de base por depósitos colúvio-aluviais pleistocênicos, indicam o papel localizado da erosão remontante sobre os patamares sobre-elevados. Este fato sugere a retomada recente das componentes verticais das deformações e a ineficácia do sistema morfoclimático semiárido em produzir significativas endentações de *backwearing* entre as áreas desniveladas



Figura 4.35. Cachoeira encontrada no setor onde foi identificado a anomalia de primeira ordem com o maior índice de IH entre todas as drenagens analisados. Cachoeira do Urubu.

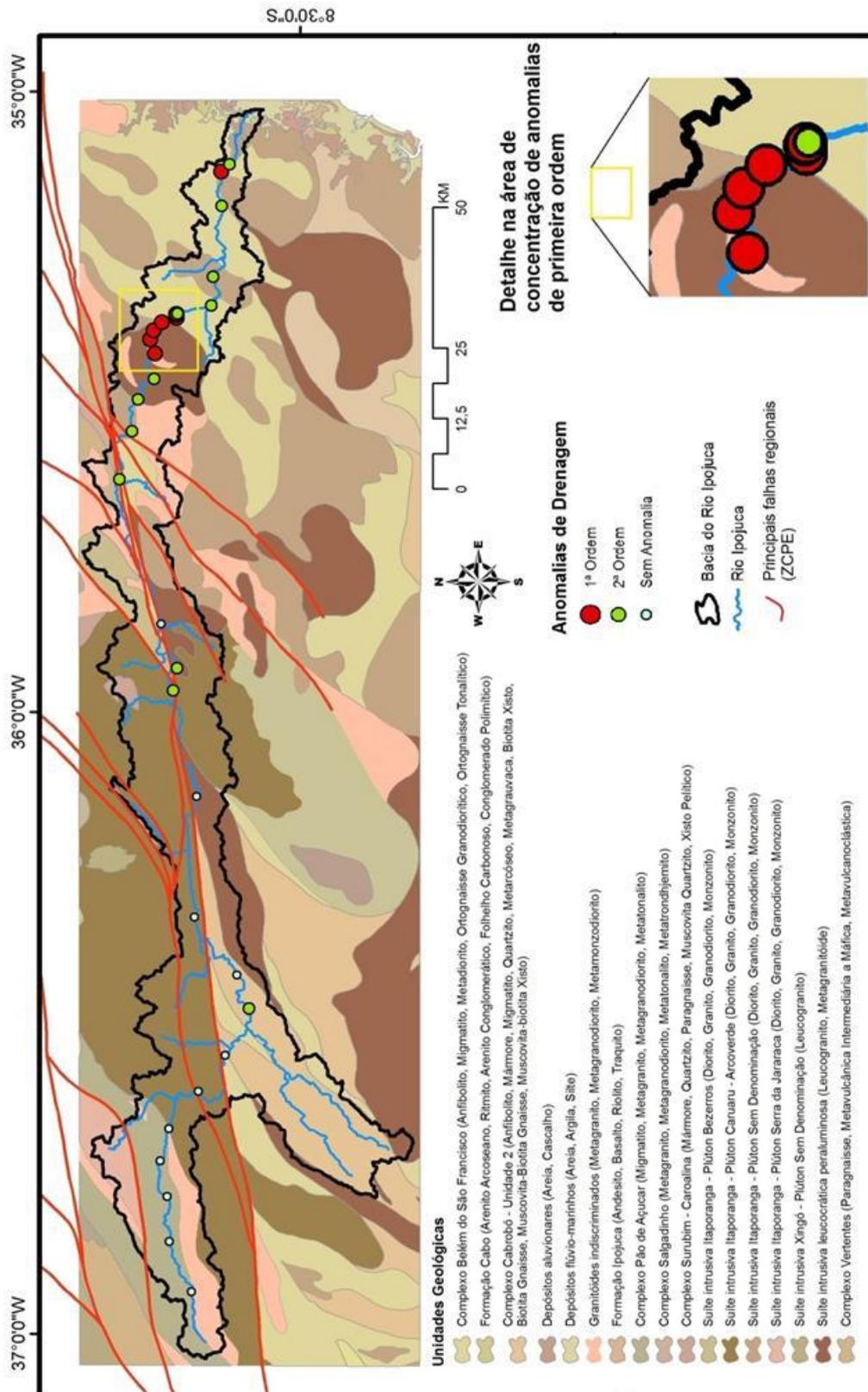


Figura 4.36: Mapa geológico com a distribuição das anomalias da drenagem sobre as unidades litológicas.

Rio Sirinhaém – Foram identificadas quatro anomalias de primeira ordem em trechos ao longo do perfil longitudinal do Rio Sirinhaém (Fig. 4.37).

As anomalias identificadas se encontram em trechos desconectados, ou seja, não existe um setor com trechos em sequência que possuam anomalias de primeira ordem. O que temos é a existência de três setores, sendo apenas um destes com dois trechos em sequência exibindo anomalias de primeira ordem, localizados nas isoípsas de 225 e 250 metros. Os demais trechos se encontram nas isoípsas de 425 e 150 metros.

Esta configuração indica um desarranjo da drenagem, também observado no perfil longitudinal da mesma, onde são notadas várias quebras ao longo da curva, demonstrando um relevo acidentado e distante do ajuste considerado “normal” para o perfil longitudinal. Nota-se também ao longo do perfil uma sequência de transições entre a curva da drenagem e a linha de melhor ajuste, onde esta fica ora acima e ora abaixo do perfil, demonstrando uma constante variação de comportamento da drenagem em relação à morfologia do terreno, indicando um relevo estruturado em patamares diversos, sendo as transições entre estes ora sutis até ou bruscas, fato identificado na ocorrência das anomalias de primeira e segunda ordem.

A identificação de uma anomalia de primeira ordem no trecho de isoípsa de 150 metros nos permite determinar este trecho como o referente à transição entre a escarpa e o piemonte, já que este é o último trecho, em direção à foz, onde ocorre anomalia de primeira ordem. Não obstante, a ocorrência de mais dois setores com anomalias de primeira ordem possibilita ainda a interpretação de que a escarpa não é contínua, mas desconectada, em ao menos duas seções, formando um escalonamento não identificado nas drenagens anteriores.

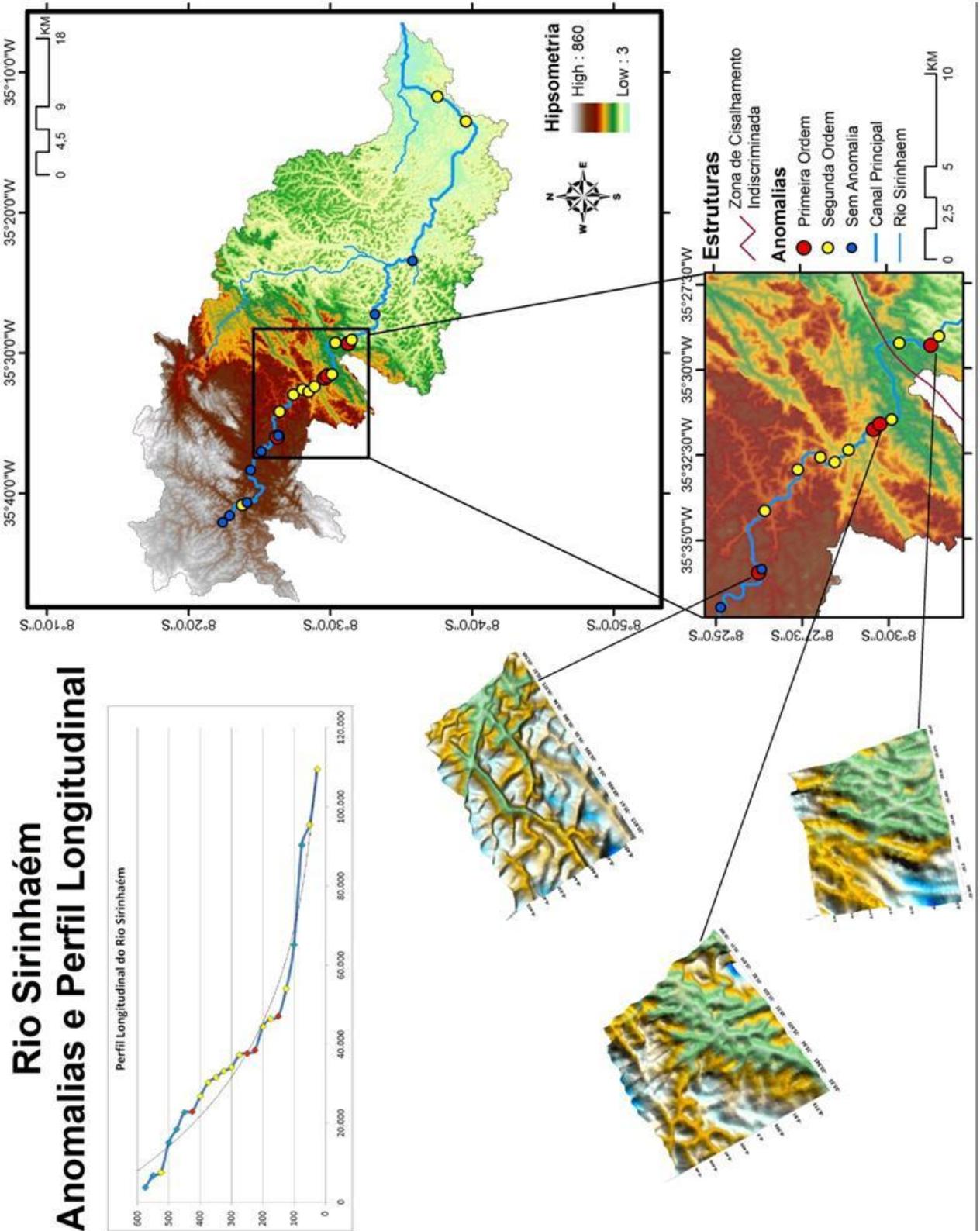


Figura 4.37 – Perfil longitudinal e anomalias dos trechos ao longo do rio Sirinhaém.

A figura 4.38, que ilustra a geologia dos setores identificados com anomalias de primeira ordem, demonstra que apenas o último setor possui uma configuração litológica com transição de rochas em curto espaço. Entre as isoípsas de 125 e 175 encontramos uma transição de rochas variando de um metarcóseo para um metagranitóide/leucogranito. Ou seja, temos a mudança, em direção à montante, de uma rocha metassedimentar, para uma associação litológica composta por leucogranitos associados a porções mais metamorfizadas do mesmo contínuo litológico.

Neste trecho pode haver ocorrido a regressão de uma escarpa formada na transição entre a rocha metassedimentar e a metaplutônica, formando um patamar de erosão regressiva. Rio acima foi identificada uma Zona de Cisalhamento indiscriminada, que serve de separação entre a faixa metaplutônica e rochas intrusivas como granito, granodiorito, diorito e monzonito.

Quando observamos os setores onde se encontram as demais anomalias de primeira ordem, trechos das isoípsas 225/250 metros e 425 metros (Fig. 4.39), não identificamos em gabinete a ocorrência de fatores geológicos que expliquem as quebras de patamar. Este fato traz à tona necessidade de visitas posteriores aos locais para identificação da existência ou não de falhamentos locais ou zonas de cisalhamento não identificadas nas escalas dos levantamentos geológicos.

Por ora, é possível afirmar que a bacia do Rio Sirinhaém possui uma evolução morfogenética distinta das demais bacias avaliadas anteriormente, pois a presença de mais de uma quebra de patamar demonstra uma ação maior de forças modeladoras, ou mesmo uma maior variedade de estruturas regionais que influenciam na elaboração destes degraus topográficos.

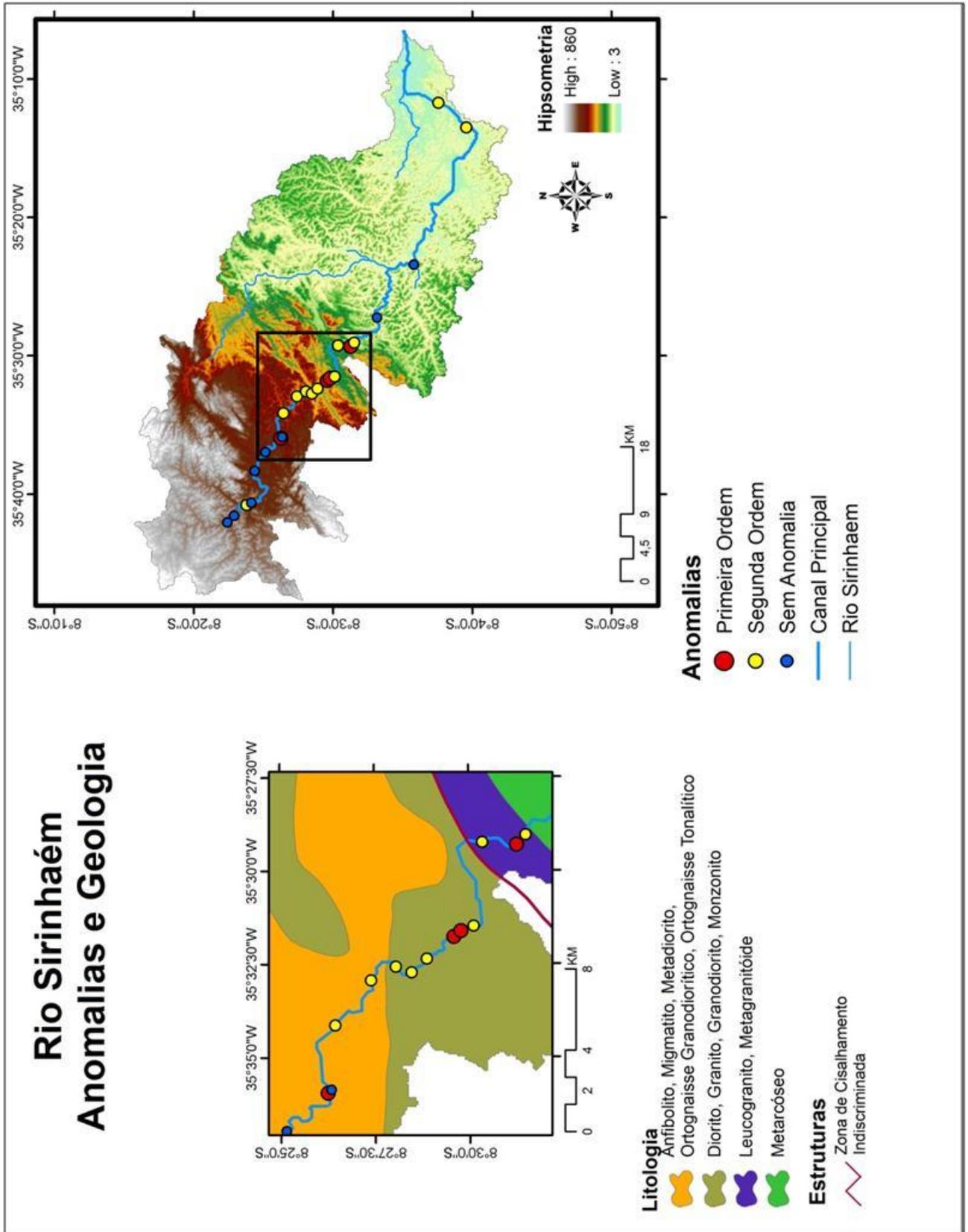


Figura 4.38 – Anomalias do Rio Sirinhaém e geologia do trecho onde se encontram.



Figura 4.39 - Ruptura de relevo encontrada no rio Sirinhaem no setor relativo à isoípsa de 425 metros, onde foi identificado um dos trechos com anomalia de primeira ordem.

Rio Una – semelhante ao rio Sirinhaém, o Rio Una possui quatro trechos identificados com anomalias de primeira ordem em três setores diferentes (Fig. 4.40). Os trechos correspondentes às isoípsas de 200, 250 e 275 são separados pelo trecho da isoípsa de 225 que possui anomalia de segunda ordem, e podem portanto ser interpretados como um único setor de quebra de patamar. Além destes o trecho da isoípsa de 500 também possui anomalia de primeira ordem, demonstrando uma quebra de patamar localizada na porção superior da drenagem e distante dos outros trechos.

Relacionando as anomalias com o perfil longitudinal nota-se que os trechos com anomalias separam três patamares distintos. Um patamar superior acima dos 500 metros, um patamar intermediário entre 500 e 300 metros, e um último abaixo dos

200 metros. Considera-se o patamar mais rebaixado como sendo o piemonte da Borborema, nesta bacia, e os patamares acima de 300 metros como degraus da escarpa oriental da Borborema, que se mostra desarticulada de modo semelhante ao que foi visto na bacia do Rio Sirinhaém.

Geologicamente, o setor identificado como possuindo três trechos com anomalias de primeira ordem possui pouca variação litológica (Fig. 4.41). Nota-se que o trecho equivalente à isoípsa de 200 metros está em um segmento de drenagem que serpenteia a mudança litológica entre dois complexos cristalinos que possuem fábricas mais ou menos profiríticas, e com diferenças nas quantidades percentuais de quartzos e plagioclásios.

Não foi identificada em bases digitais nenhuma falha ou zona de cisalhamento, indicando a necessidade da realização posterior de ida a campo para identificação ou não destas estruturas. Entretanto, a existência de patamares escalonados de relevo em rochas mineralogicamente semelhantes sugere a existência de zonas falhadas, principalmente por se encontrar em borda de margem passiva, tendo esta região sofrido movimentos epirogenéticos diversos ao longo do Cenozóico. Foi visualizado em campo que imediatamente à jusante do trecho de 200 metros está sendo construída uma barragem. Historicamente estas barragens são construídas aproveitando as principais rupturas regionais (Fig. 4.42).

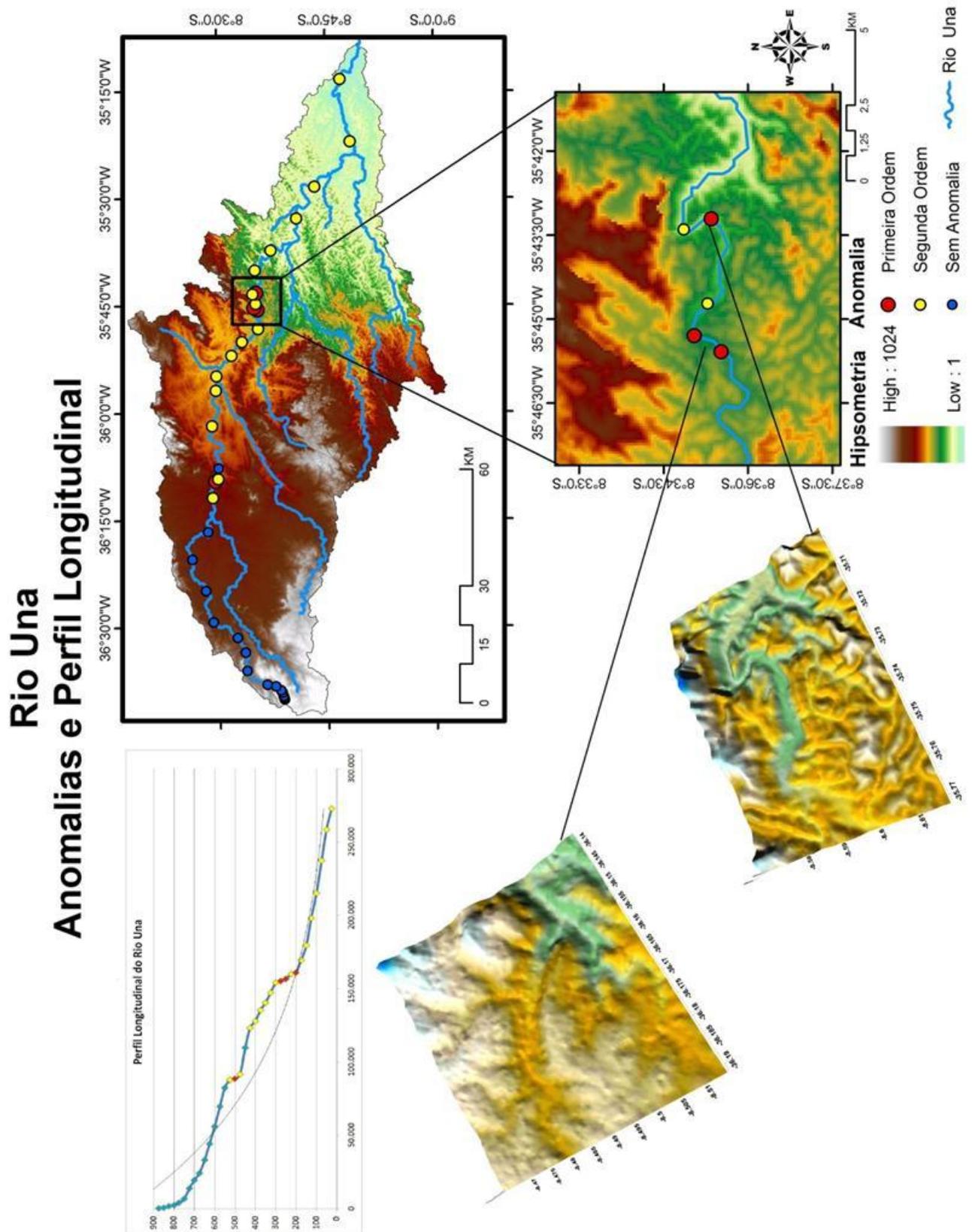


Figura 4.40 – Hipsometria, perfil longitudinal e anomalias do Rio Una.

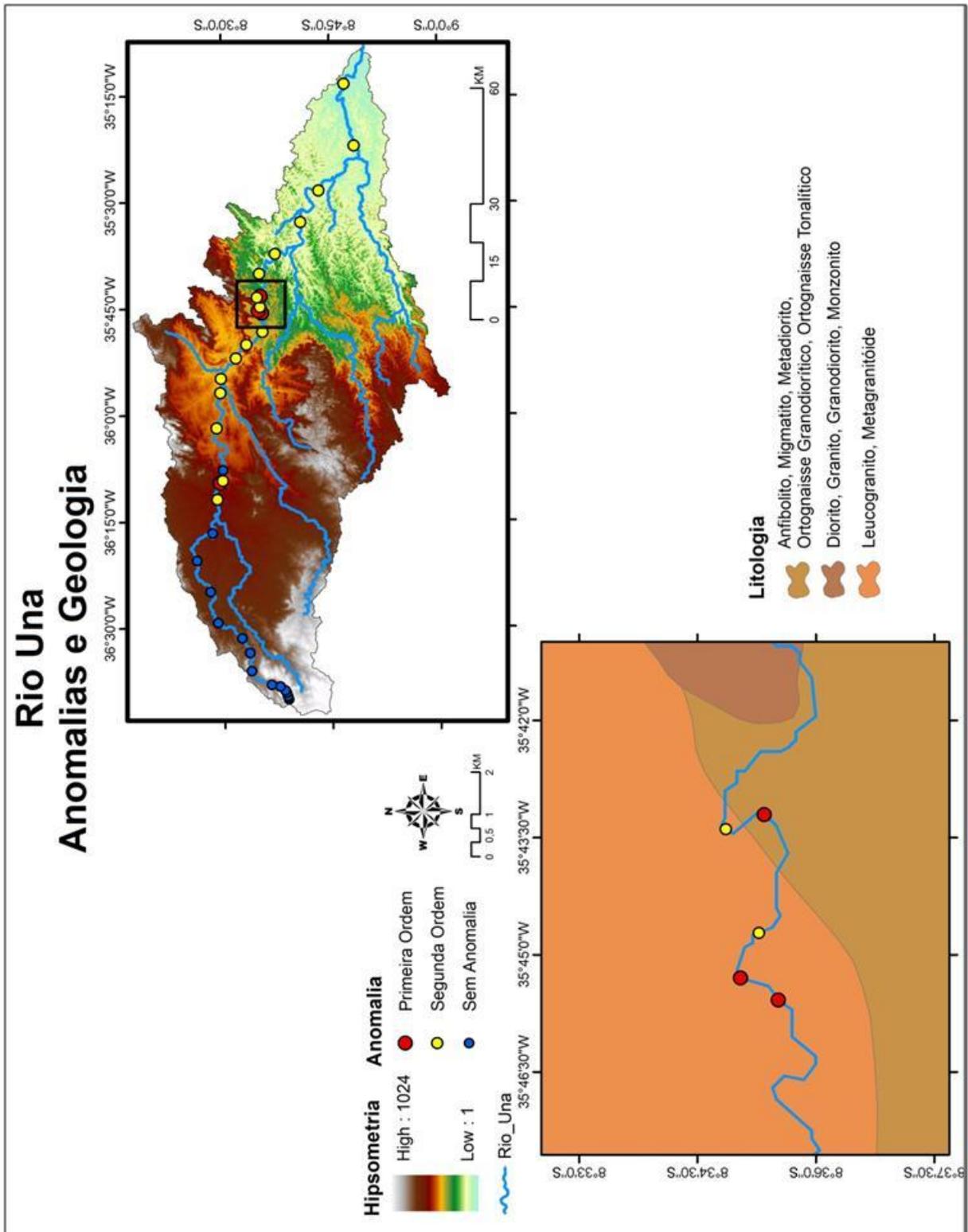


Figura 4.41 – Hipsometria do Rio Una e geologia do setor com concentração de anomalias de primeira ordem.



Figura 4.42 - Rupturas de patamar encontrados no setor relativo à isoípsa de 200 metros. Imediatamente à jusante deste setor uma barragem está sendo construída. Estas obras em geral aproveitam rupturas regionais de patamar.

Rio Mundaú – dentre os trechos analisados do Rio Mundaú, três apresentaram anomalias de primeira ordem, sendo duas em sequência compondo um mesmo setor e uma mais afastada (Fig. 4.43). O trecho equivalente à isoípsa de 200 metros de altitude, segmento que passa abaixo da linha de melhor ajuste e indica área com grande capacidade erosiva da drenagem, se expressa como a transição entre uma escarpa declivosa e o piemonte que segue uma curva suave até a costa.

Esta escarpa apresenta uma declividade bastante acentuada, indicando a pouca competência da drenagem em suavizar seu ângulo de inclinação. Além disto, o setor classificado como escarpa possui uma ruptura de patamar estabelecida no setor equivalente às isoípsas de 375 e 400 metros de altitude, onde foram identificadas anomalias de primeira ordem. Estes dados indicam que, de modo semelhante aos rios Sirinhaém e Una, a escarpa drenada pelo rio Mundaú é estruturada em patamares escalonados, sendo possível definir, ao longo do perfil longitudinal, ao menos três patamares de relevo bem delimitados. O primeiro se inicia nas cabeceiras desta drenagem e segue até a isoípsa de 400 metros, onde há uma ruptura que delimita um segmento de escarpa com alto ângulo de inclinação, que alcança a isoípsa de 200 metros. A partir desta nova ruptura o perfil segue relativamente suave até a foz do rio Mundaú.

Visualmente, o perfil longitudinal apresenta outras rupturas de ângulo, como as encontradas nos trechos das isoípsas de 625, 150 e 75 metros de altitude. Entretanto, a não ocorrência de anomalias de primeira ordem não nos permite definir estas rupturas como sendo delimitantes de patamares regionais.

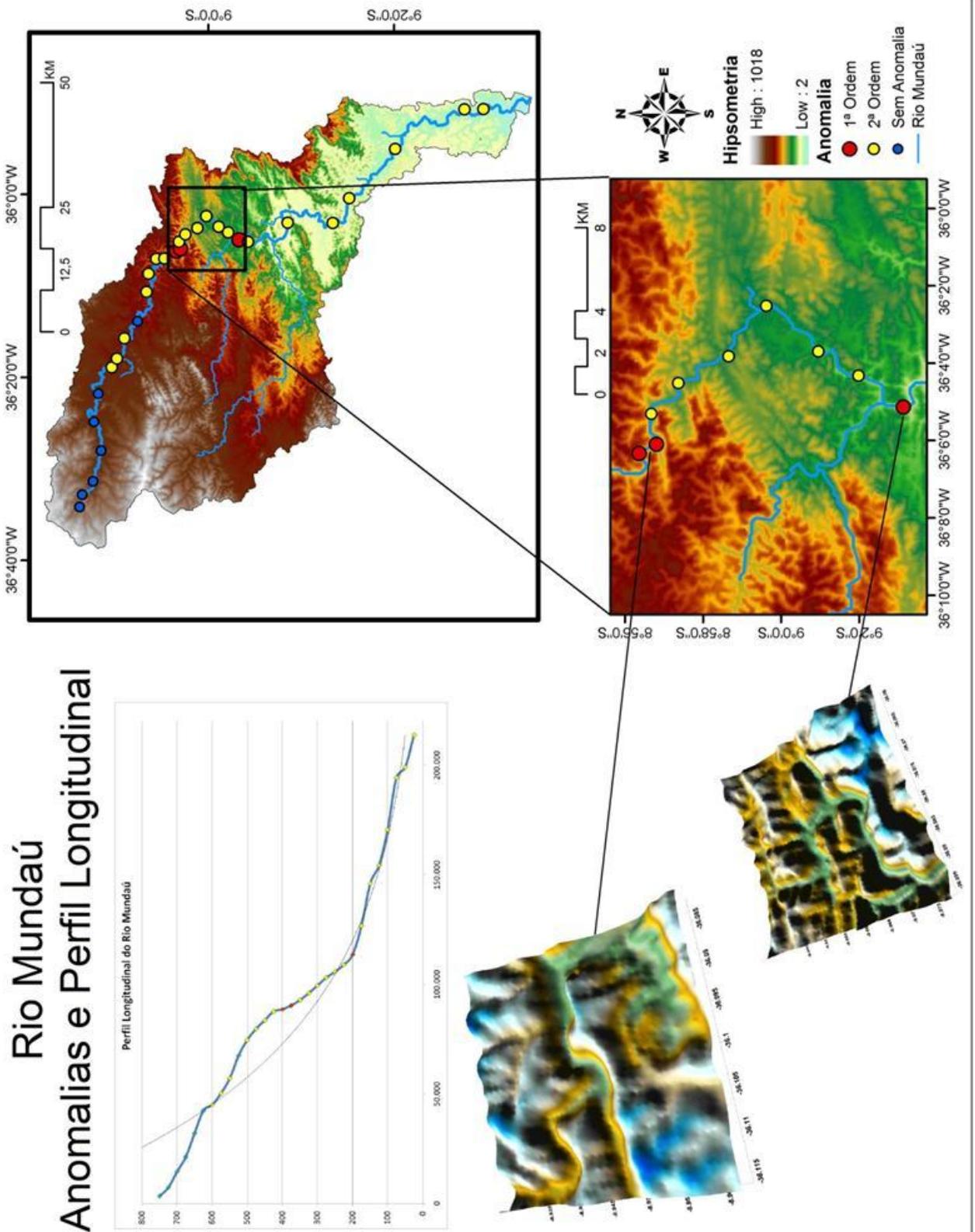


Figura 4.43 – Hipsometria, perfil longitudinal e anomalias identificadas ao longo do rio Mundaú.

Quanto à geologia (Fig 4.44), nos setores onde foram identificadas as anomalias, ocorre pouca variação litológica, não havendo anomalias registradas em trechos onde existe contato entre litologias diferentes. De acordo com as bases digitais, apenas uma Zona de Cisalhamento Transcorrente Sinistral ocorre na área, entretanto a mesma não ocorre em áreas identificadas com anomalias de primeira ordem, indicando a necessidade posterior de ida a campo para tal aferição.

Entretanto o contexto regional, composto por complexos metamórficos com diferentes graus de alteração geram foliações e bandeamentos que influenciam os direcionamentos das drenagens e geram fraquezas nas rochas permitindo o estabelecimento de controles estruturais na região.

Em suma, percebe-se que a aplicação do índice de Hack e anomalias de drenagem como método para identificação de patamares de relevo permitiu estabelecer a existência de três principais tipos de conjuntos drenagem-relevo no setor oriental do maciço da Borborema. Nota-se que estes conjuntos são determinados pela estrutura em que se encontram. Estas estruturas são as principais áreas cisalhantes que ocorrem na área, as Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco. Pode-se então definir as regiões estruturais que definem os conjuntos drenagem-relevo como a região ao norte da ZCPA, a região entre a ZCPA e a ZCPE, conhecida como Zona Transversal e a região ao sul da ZCPE. Além destas regiões, ressalta-se o comportamento do Rio Ipojuca que percorre quase que paralelamente a ZCPE, obtendo assim os maiores índices de RDE, gerando um setor de ruptura de patamar maior que todos os outros analisados, e atestando morfológicamente a maior mobilidade dessa faixa frente aos eventos de reativação.

Rio Mundaú Anomalias e Geologia

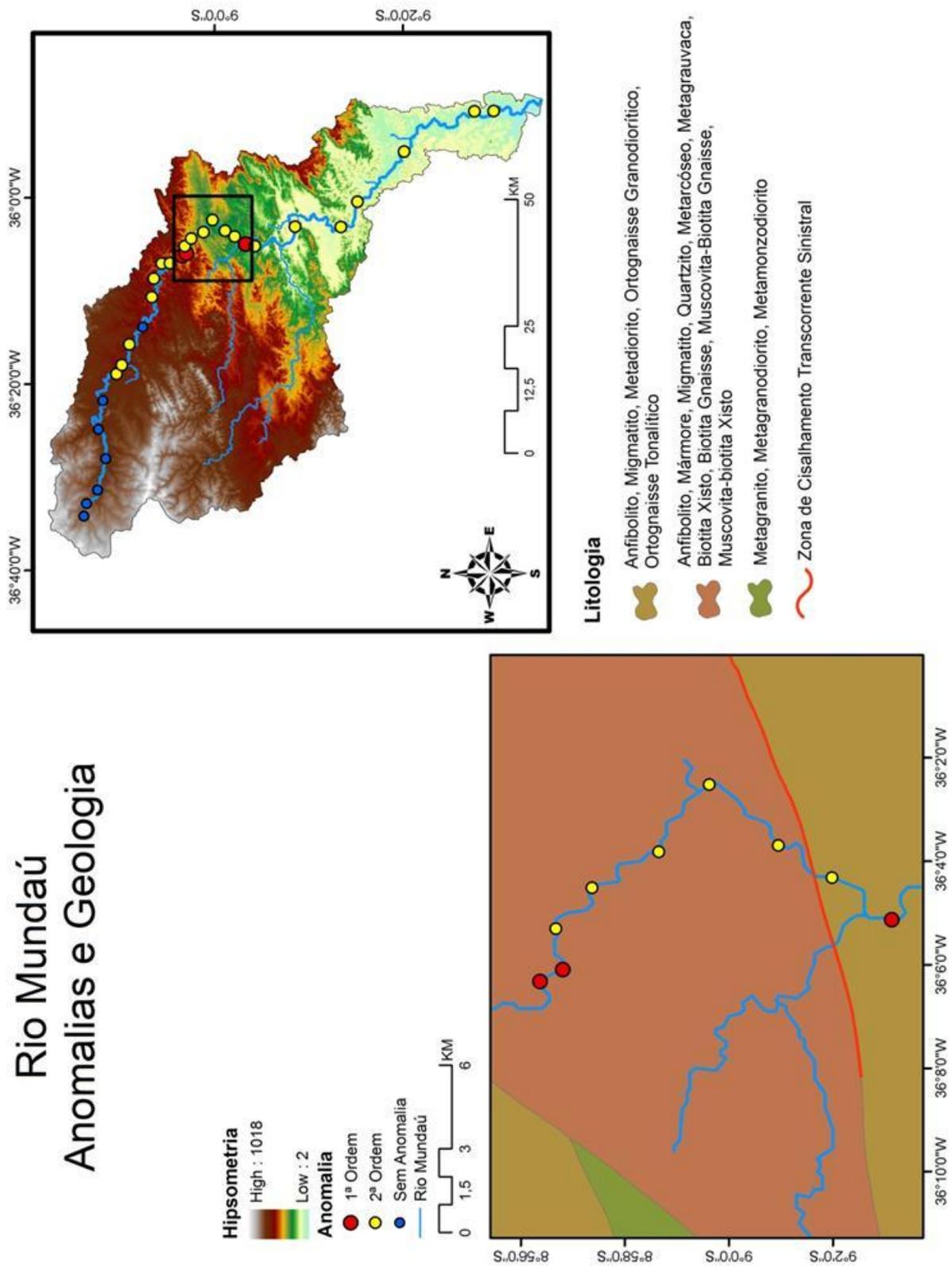


Figura 4.44 – Esboço geológico do setor onde foram identificadas as anomalias de primeira ordem ao longo do rio Mundaú.



Figura 4.45 - Barramento encontrado no setor relativo às isoípsas de 375 e 400 metros, que possuem anomalias de primeira ordem.

Foi definido então que o Rio Curimataú está localizado na porção norte da Escarpa Oriental da Borborema, zona que não apresentou anomalias de primeira ordem, sendo portanto uma região em que não foram identificadas rupturas expressivas de patamares de relevo. Já na porção central da Escarpa Oriental da Borborema, delimitada pela Zona Trasversal, ocorrem os rios Paraiba, Goiana e Capibaribe. Destes, apenas o Capibaribe não apresentou anomalias de primeira ordem, indicando a inexistência de rupturas expressivas. Em contrapartida, os rios Paraiba e Goiana apresentaram anomalias de primeira ordem em rupturas bastante expressivas situadas nas isoípsas de intervalo entre 300 e 200 metros. Este setor foi considerado como sendo a principal faixa altimétrica de ruptura de patamar desta porção da Escarpa Oriental da Borborema. Vale salientar que mesmo não apresentando anomalias de primeira ordem (> 10) o rio Capibaribe apresentou um valor de 9,27 na

relação entre o IH_{trecho} e o IH_{total} na isoípsa de 200 metros, demonstrando que o trecho equivalente é relevante na estruturação da paisagem como sendo seu setor de maior gradiente.

Na porção ao sul da ZCPE, os rios Sirinhaém, Una e Mundaú apresentam anomalias de primeira ordem de maneira diferenciada aos anteriores. As drenagens desta porção não apresentaram uma única seção que separa dois patamares, mas duas rupturas separando três patamares. Este comportamento indica um maior escalonamento desta região em patamares bem definidos e aparentes. Esta configuração foi interpretada como sendo resultado da inexistência de uma zona de milonitização, como ocorre na Zona Transversal, que propicia uma tectônica rúptil, nesta região, diferente do arqueamento que ocorre na porção central da Escarpa Oriental da Borborema em função da ocorrência de uma tectônica dúctil.

Esta configuração está em acordo com o perfil estratigráfico elaborado por Barbosa & Lima Filho (2006) para a estruturação dos blocos do embasamento cristalino na plataforma costeira no trecho equivalente à área emersa aqui estudada (Fig. 3.4).

Esta estruturação demonstra como o embasamento na porção ao sul da ZCPE possui uma configuração mais acidentada, com blocos em profundidades diversas. Já na Zona Transversal, situada entre as ZC's de Patos e de Pernambuco, os blocos possuem uma quebra mais suave, um arqueamento em direção ao leste. Não por acaso esta Zona Transversal foi o último elo entre os blocos continentais da América do Sul e da África, como visto no item 3.2.

Nesse setor, cabe destaque para o Rio Ipojuca que possui seu curso praticamente encaixado sobre a ZCPE e se apresenta sobre a maior e mais brusca escarpa encontrada em todos os rios analisados. Com a maior sequência de trechos com anomalias de primeira ordem, este rio expressa a ruptura mais significativa dentre todas identificadas, permitindo o entendimento que esta zona de fraqueza e suas ramificações influenciam diretamente na estruturação do relevo e de suas expressões exutórias.

4.4 Delimitação da Escarpa Oriental da Borborema

A aplicação do Índice de Hack para identificação de anomalias de drenagem permitiu a definição das principais rupturas de patamares situadas ao longo da escarpa oriental da Borborema, como visto anteriormente. Para tal, foram observados os trechos que possuem anomalias de primeira ordem, extraídas de acordo com a proposta de Seeber & Gornitz (1983).

Estas anomalias de primeira ordem, interpretadas como sendo respostas aos knickpoints regionais de maior importância, permitiram a demarcação dos setores da paisagem onde se estabelece a separação entre a escarpa do planalto *strictu sensu* de seu piemonte. Esta definição se deu atribuindo ao último trecho, ao longo da drenagem em direção à jusante, que apresente anomalia de primeira ordem, a qualidade de ruptura entre a escarpa e seu piemonte.

Algumas exceções devem ser expressas, como no caso dos rios Curimataú e Capibaribe que não apresentaram anomalias de primeira ordem. Nestes casos foram levados em conta os maiores valores de IH encontrados ao longo da drenagem e que apresentaram valores de anomalias de segunda ordem próximos ao limite mínimo das anomalias de primeira ordem (valor > 10). Outra exceção a salientar é o caso do rio Ipojuca que possui em seu penúltimo trecho a ocorrência de uma anomalia de primeira ordem. Neste caso, foi identificado em campo que esta anomalia corresponde a um *fall-line*, patamar geomorfológico que separa o piemonte cristalino das regiões sedimentares junto à costa. Neste caso está sendo considerado o penúltimo trecho que apresenta anomalia de primeira ordem, seguindo em direção à jusante. Enquanto o *fall-line* separa de fato o piemonte cristalino do sedimentar.

Desta forma, a linha da escarpa foi definida seguindo a isoípsa determinada pelos fatores descritos acima, dentro do limite de cada bacia equivalente à drenagem avaliada, estabelecendo os valores de isolinhas a saber:

- Bacia do Rio Curimataú, isoípsa de 225 metros;
- Bacia do Rio Paraíba, isoípsa de 275 metros;

- Bacia do Rio Goiana, isoípsa de 225 metros;
- Bacia do Rio Capibaribe, isoípsa de 200 metros;
- Bacia do Rio Ipojuca, isoípsa de 175 metros;
- Bacia do Rio Sirinhaém, isoípsa de 150 metros;
- Bacias dos rios Una e Mundaú, ambas nas isoípsas de 200 metros.

A partir desta definição foi criado um vetor em ambiente GIS para estabelecer a linha da escarpa oriental da Borborema, utilizando as isoípsas acima descritas como base para sua elaboração. Ocorreram, entretanto, três áreas ao longo da escarpa nas quais não foi possível se identificar anomalias e, por conseguinte, rupturas de importância regional devido ao fato das redes de drenagem deste setor não terem sido analisadas na presente tese. Estas drenagens não foram consideradas pois não possuíam canais expressivos, fato que resultaria em um desvio nos resultados de IH devido à escala de análise utilizada.

As áreas não abordadas foram as situadas entre a bacia do Rio Mundaú e a bacia do Rio Una, entre a bacia do Rio Ipojuca e a bacia do Rio Capibaribe, além da área situada entre a bacia do Rio Paraíba e a bacia do Rio Curimataú. Para preencher esta lacuna, foram interpolados os valores das bacias vizinhas, no intuito de gerar um valor de isoípsa que pôde ser utilizado como base para a linha de escarpa nestas áreas.

A partir da definição e geração de toda a linha de base da Escarpa Oriental da Borborema, a mesma foi plotada sob o MDT da região em escala de cinza a fim de uma melhor visualização de seu posicionamento frente ao conjunto de terras altas do Nordeste do Brasil (Fig 4.46).

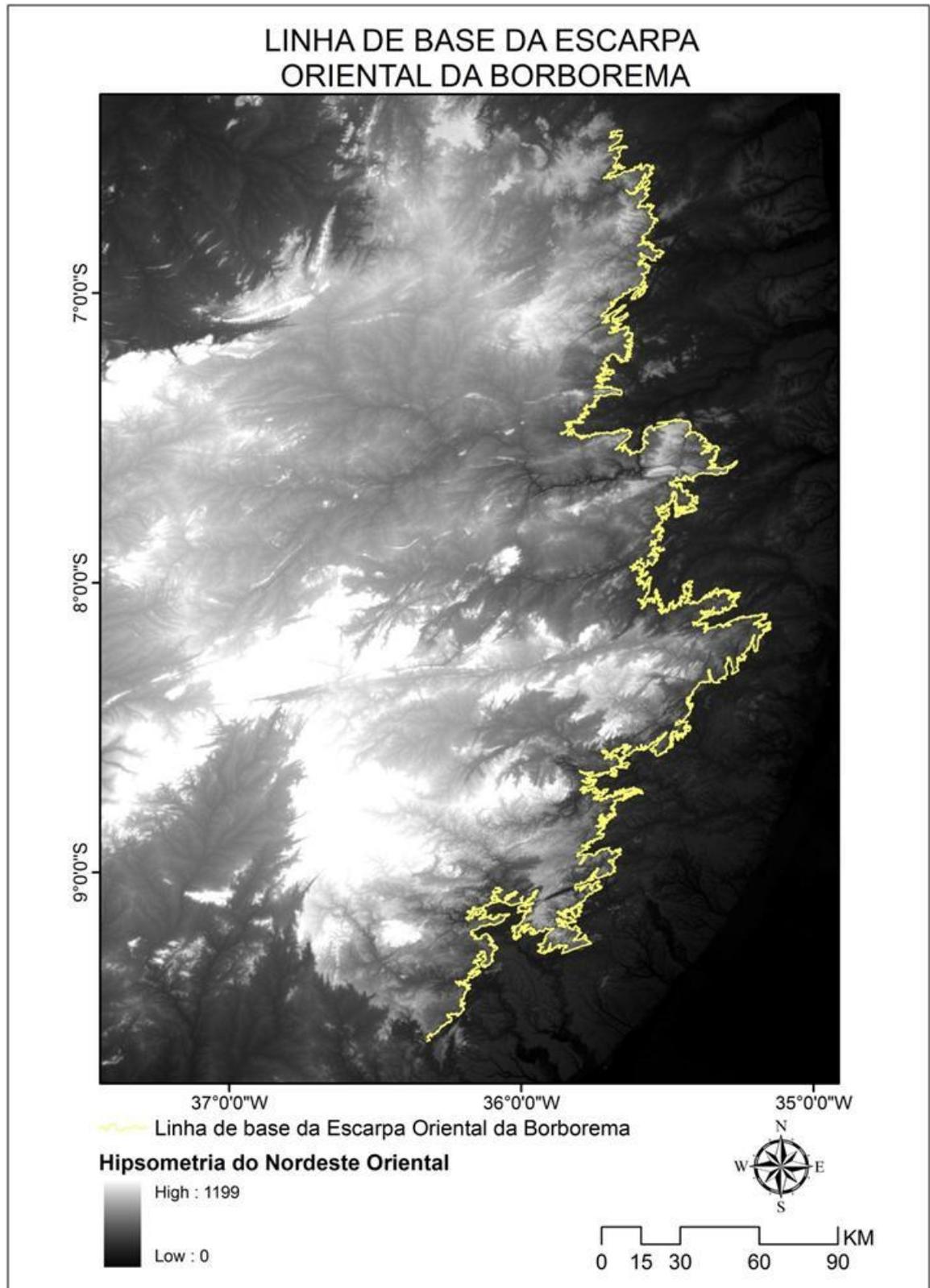


Figura 4.46 - MDT do nordeste oriental em escala de cinza e a linha de base da Escarpa Oriental da Borborema.

4.5 Sinuosidade da Escarpa Oriental da Borborema

A partir do estabelecimento da linha que define a escarpa oriental da Borborema, foi possível aplicar o método de Sinuosidade proposto por Bull & McFadden (1977) com vistas a obter um índice morfométrico que quantificasse o balanço entre as forças erosivas e tectônicas na elaboração morfológica da linha do *front* desta escarpa.

Como mencionado anteriormente (capítulo 3) o índice, como proposto por Bull & McFadden (1977), foi calculado da seguinte forma:

$$Smf = Lmf/Ls$$

onde:

Smf (sinuosity of mountain front): índice de sinuosidade da frente de montanha;

Lmf (length of mountain front): comprimento da linha atual da frente de montanha;

Ls (straight line length): comprimento da linha reta.

Para melhor contribuição com a análise morfológica da sinuosidade do relevo dentro do contexto da escarpa oriental do Planalto da Borborema o índice foi aplicado sob três formas diferentes. Em um primeiro momento o índice foi aplicado à linha completa, sem divisões (Fig. 4.47). Posteriormente, a linha de escarpa foi subdividida a partir das principais estruturas regionais, as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, no intuito de identificar a influência destas estruturas sob a sinuosidade da escarpa (Fig. 4.48). Por último o índice foi aplicado em trechos menores ao longo da linha da escarpa, seguindo exemplo de outros autores (FERRATER et al, 2013; WIWEGWIN et al, 2011; MARQUES NETO & PEREZ FILHO, 2012). Este último procedimento foi aplicado no intuito de identificar setores ao longo da escarpa que podem estar sofrendo maior ou menor influência tectônica ou estrutural e foram escolhidos de modo subjetivo em função de seu aspecto retilíneo ou endentado (Fig. 4.49). Quando aplicado à linha (*Lmf*) da Escarpa Oriental do Planalto da Borborema o Índice de Sinuosidade (*Smf*) obtido teve o valor de 8,62. Este índice é resultado da razão entre o *Lmf* (3.533.806 metros) e o *Ls* (409.521 metros). O valor elevado do

índice, afastado da unidade, indica que não existe influência tectônica na elaboração da linha de sinuosidade da Escarpa Oriental. Entretanto, as análises em escalas mais amplas sugerem que a pequena escala utilizada para esta análise geral da linha como um todo pode mascarar as influências locais das forças tectônicas, principalmente por se tratar de uma região de transição entre climas úmidos e subúmidos, com características de entalhe fluvial efetivo.

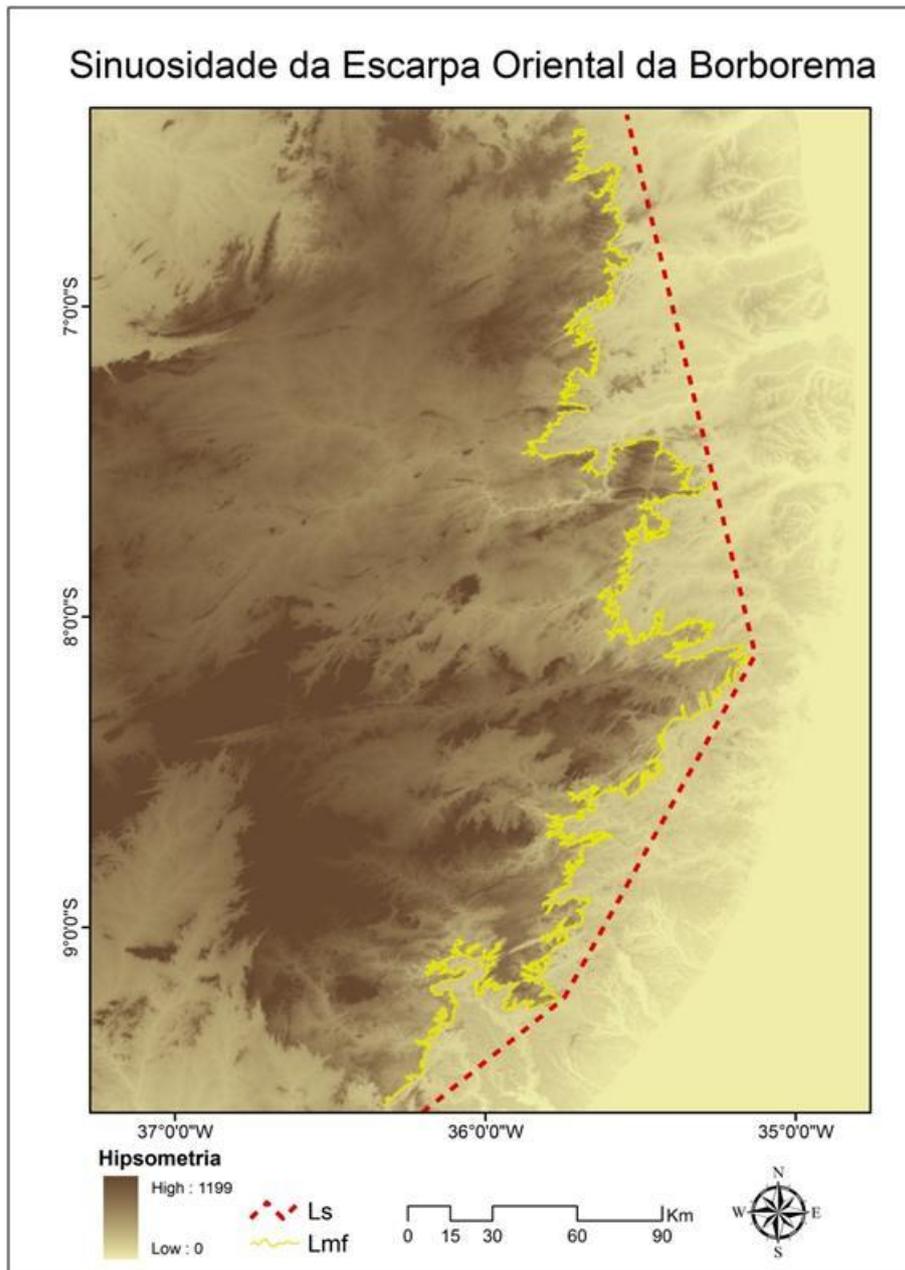


Figura 4.47 - Sinuosidade da Escarpa Oriental da Borborema com índice avaliando toda a escarpa como um único elemento. Lmf - 3.533.806 metros. Ls - 409.521 metros. Smf - 8,62.

Devido à ocorrência de duas estruturas cisalhantes de grande extensão, que influenciam no direcionamento das drenagens e dos lineamentos de relevo, a linha de escarpa (Lmf) foi separada levando em conta estas estruturas (Fig. 4.48). Esta operação também demandou uma separação da linha virtual de frente de escarpa (Ls).

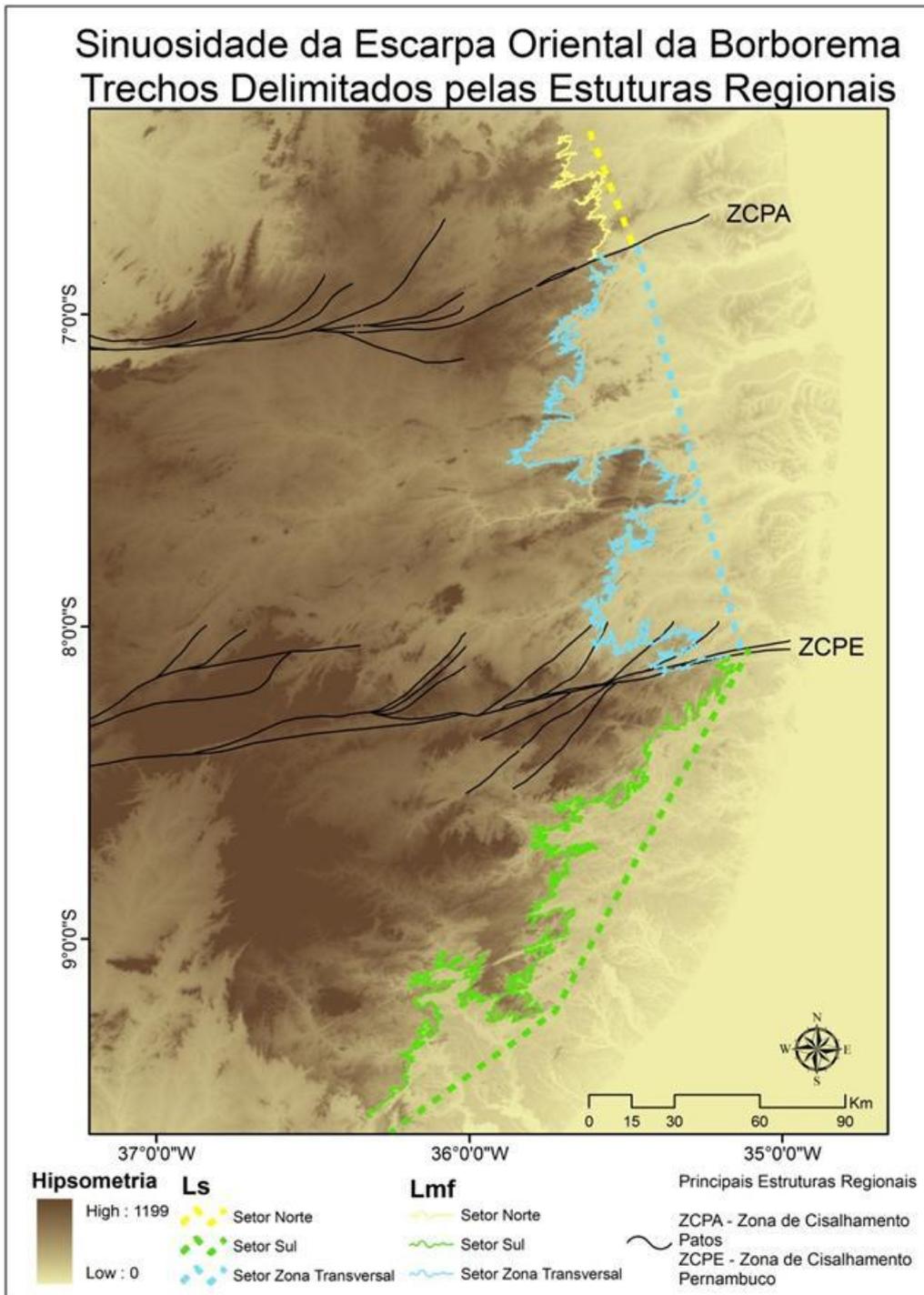


Figura 4.48 - Sinuosidade da Escarpa Oriental da Borborema em setores delimitados pelas estruturas cisalhantes.

Esta divisão resultou em três setores, definidos pela posição da escarpa em relação às estruturas cisalhantes. O Setor Norte corresponde à região situada ao norte da Zona de Cisalhamento Patos. O Setor Sul corresponde à região situada ao sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco. E a região situada entre as duas ZC's foi denominada de Setor Zona Transversal.

Como observado na tabela 9, o Setor Norte obteve um valor de Smf de 5,61. Este valor está abaixo do obtido para a frente do Planalto como um todo (8,62), entretanto ainda permaneceu longe da unidade, demonstrando que mesmo em uma unidade reduzida a linha da escarpa apresenta influência maior dos processos erosivos.

SETOR	Lmf (metros)	Ls (metros)	Smf
Setor Norte	239.667	42.657	5,618468
Setor ZT	1.604.945	147.411	10,88755
Setor Sul	1.689.194	218.980	7,713919

Tabela 9 - Valores obtidos para o Smf da Escarpa Oriental da Borborema quando separado pelas estruturas cisalhantes.

O Setor da Zona Transversal, situado na porção central, entre as Zc's Patos e Pernambuco, foi o que apresentou o índice mais elevado de Smf, com o valor de 10,88. Como visto anteriormente, esta região se caracteriza por possuir uma tectônica flexural, e não predominantemente de falhas normais, devido ao comportamento geotectônico de áreas situadas entre zonas de cisalhamento. A resposta neotectônica é a incisão de drenagem e superimposição da mesma às estruturas de trend transversal e diferenças litológicas, sobretudo pela reativação das ZC's de direção E-W e NE-SW.

O Setor Sul apresentou um índice de valor intermediário dentre os três obtidos, Smf em 7,71. Este valor, também longe da unidade, atesta a maior influência dos processos erosivos no recuo da linha da escarpa. Este setor não se encontra entre zonas tectonicamente cisalhantes e as drenagens desta região apresentaram mais de uma grande ruptura de patamares quando aplicado o índice de Hack, o que poderia indicar maior atividade tectônica. Entretanto esta área representa o trecho mais

úmido do rebordo leste da Borborema, o que contribui para a incisão dos vales, o que pode resultar em um valor elevado de sinuosidade.

Dando continuidade à aplicação do Índice de Sinuosidade a linha da Escarpa Oriental do Planalto da Borborema foi subdividida em setores ainda mais reduzidos (Fig. 4.49), para que fosse possível uma análise mais detalhada de trechos da escarpa, escolhidos por critério visual, que apresentassem a possibilidade de verificação, em grande escala, do balanço entre as forças tectônicas e erosivas.

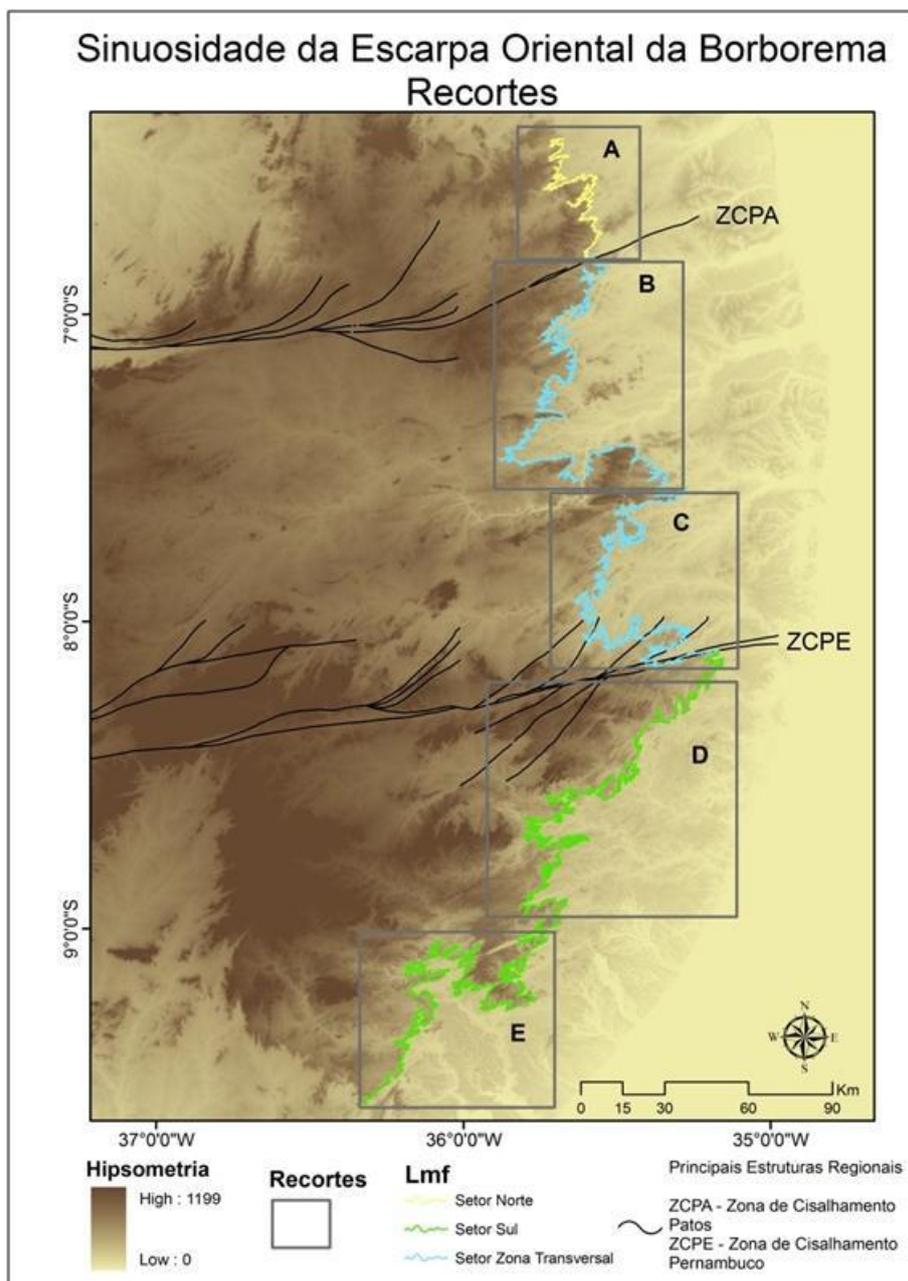


Figura 4.49 - Recortes de setores das linha da Escarpa Oriental da Borborema.

Para cada um destes recortes foram analisados diversos trechos e calculados os índices para avaliações mais pormenorizadas. Esta apreciação gerou tabelas e mapas em escala maior que as verificadas até então, que serão demonstradas e avaliadas a seguir.

Recorte A - O Setor Norte da Escarpa Oriental da Borborema gerou um recorte que permitiu uma análise em escala mais detalhada, e permitindo a observação de 7 principais trechos da escarpa (Fig. 4.50).

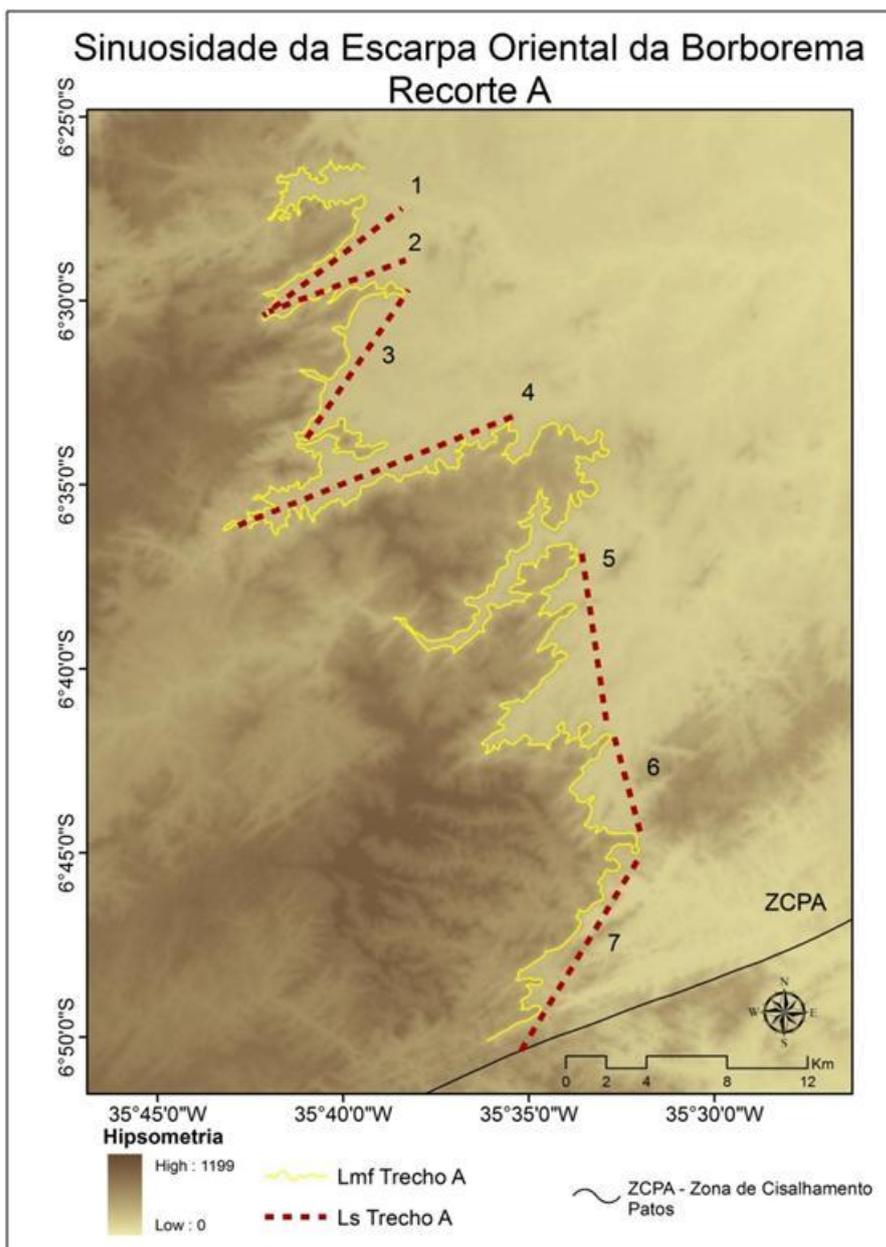


Figura 4.50 - Recorte A da linha de escarpa da porção oriental da Borborema.

A aplicação do Índice de Sinuosidade à estes trechos gerou uma tabela (Tabela 10) de valores que permitiu a análise mais pormenorizada do recorte.

Trecho	Lmf (metros)	Ls (metros)	Smf
A1	10855	8727	1,243841
A2	10304	7280	1,415385
A3	15542	9306	1,670105
A4	23423	15027	1,558728
A5	35257	9076	3,884641
A6	10671	4936	2,161872
A7	21306	11544	1,845634

Tabela 10 - Valores de sinuosidade do recorte A

Esta análise, em maior escala permitiu a identificação de setores ao longo do Setor Norte da Escarpa Oriental da Borborema que possuem valores que indicam grande influência de atividade tectônica.

Os trechos A1, A2 A3, A4 e A7 apresentaram valores entre 1 e 2, o que demonstra influência de processos tectônicos sob a forma de falhamentos nestes trechos. O trecho A5 apresentou um valor acima de 3 e demonstra pouca ou nenhuma influência tectônica recente. O trecho A6 apresentou valor entre 2 e 3 e demonstra influência moderada das atividades tectônicas.

Vale ressaltar para esta análise que os trechos que foram estabelecidos em direções próximas à direção preferencial do *trend* regional (E-W NE-SW) apresentaram os valores mais próximos à unidade e por conseguinte, demonstram maior sujeição à influência tectônica. Os trechos estabelecidos em direções mais próximas de um eixo N-S (A5 e A6) apresentaram índices mais elevados, demonstrando pouca ou nenhuma influência da tectônica.

Recorte B - O Setor ZT da linha de escarpa da porção oriental do Planalto da Borborema foi recortado em duas seções. A primeira (Recorte B) apresentou trechos, em sua maioria, com valores elevados de sinuosidade, mesmo aqueles que apresentam direções próximas ao *trend* regional (E-W NE-SW). Foram analisados 8 trechos ao longo deste recorte (Fig. 4.51).

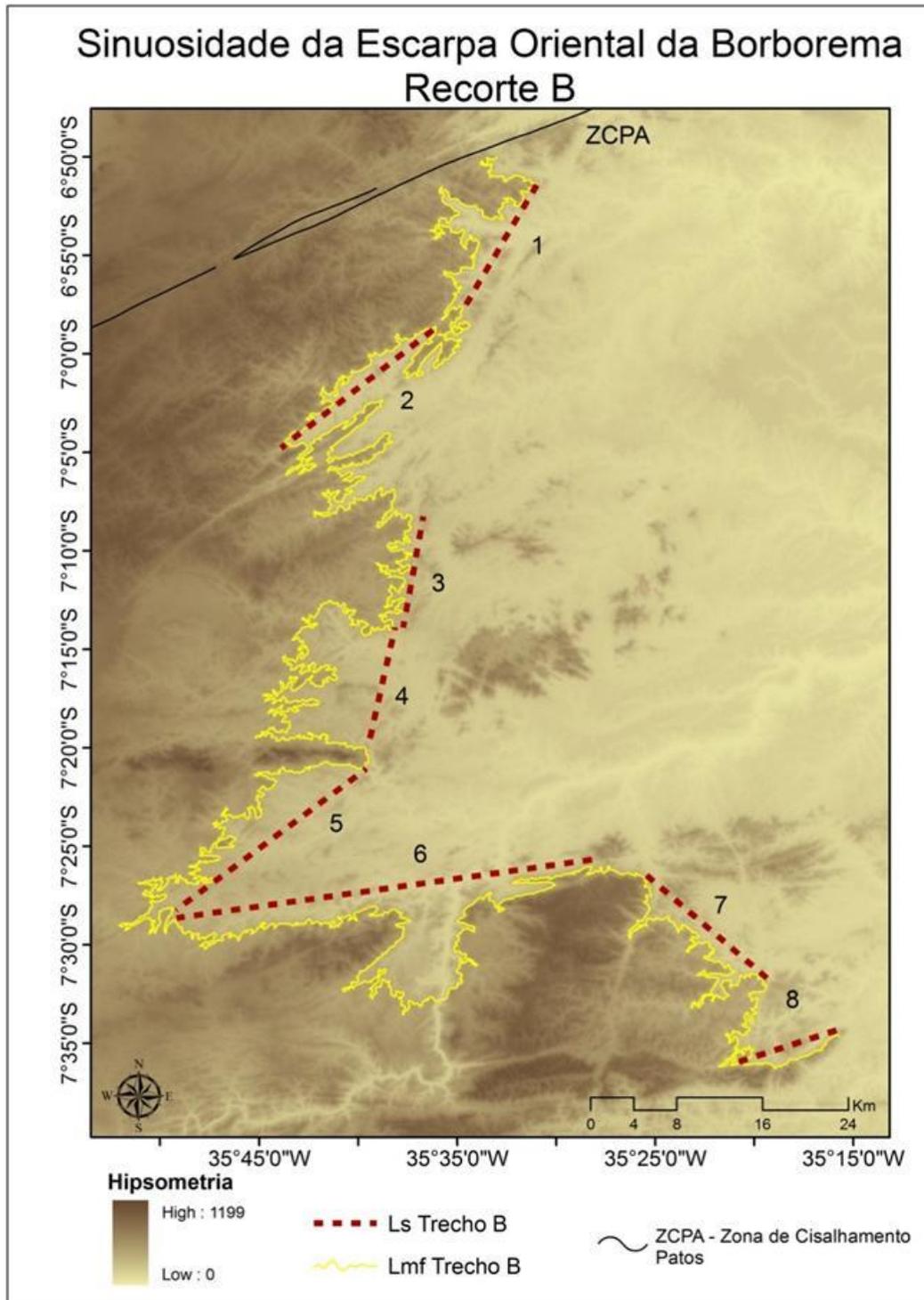


Figura 4.51 - Recorte B da linha de escarpa da Borborema Oriental.

Como observado na Tabela X, dos oito trechos analisados neste recorte apenas dois apresentaram valores de sinuosidade próximos à unidade (B2 e B8). Os outros seis trechos apresentaram valores acima de 3, indicando pouca influência das atividades tectônicas, mesmo em trechos com direções E-W e NE-SW. Este comportamento evidencia que neste setor da Zona Transversal a flexura desempenha uma atividade

tectônica preponderante sobre as falhas, resultando na adaptação da drenagem e epigenias em escalas locais.

Trecho	Lmf (metros)	Ls (metros)	Smf
B1	56400	13378	4,215877
B2	34384	18407	1,867985
B3	42487	10580	4,015784
B4	111861	11573	9,665687
B5	100966	22123	4,563848
B6	130264	39096	3,331901
B7	60491	15679	3,85809
B8	12813	10253	1,249683

Tabela 11 - Valores de sinuosidade do Recorte B

Recorte C - Este recorte, ainda componente do Setor Zona Transversal, acompanha o contexto deste setor, semelhante ao recorte anterior, quando analisados os trechos da escarpa.

Foram definidos sete trechos da escarpa neste recorte, e nenhum deles apresentou valores de sinuosidade entre 1 e 2, indicando que nenhum trecho apresenta influência elevada de esforços tectônicos sob a forma de falhamentos (Tabela 12).

Trecho	Lmf (metros)	Ls (metros)	Smf
C1	55751	27060	2,060273
C2	48686	9043	5,383833
C3	10281	5108	2,012725
C4	25999	10344	2,513438
C5	52161	18519	2,816621
C6	65957	17184	3,83828
C7	51601	24247	2,12814

Tabela 12 - Valores de sinuosidade do Recorte C

Os trechos com valores entre 2 e 3 (C1, C3, C4, C5 e C7) demonstram influência tectônica por falhamentos de maneira moderada. Os trechos que apresentaram valores acima de 3 (C2 e C6) demonstram pouca ou nenhuma influência tectônica sob a forma de falhamentos, evidenciando novamente, a exemplo do recorte anterior, o caráter flexural deste setor, mesmo estando o trecho C6 localizado em uma das

ramificações da ZCPA. Estes valores elevados de sinuosidade ocorrem mesmo em trechos com direções semelhantes ao *trend* regional de E-W e NE-SW (Fig. 4.52).

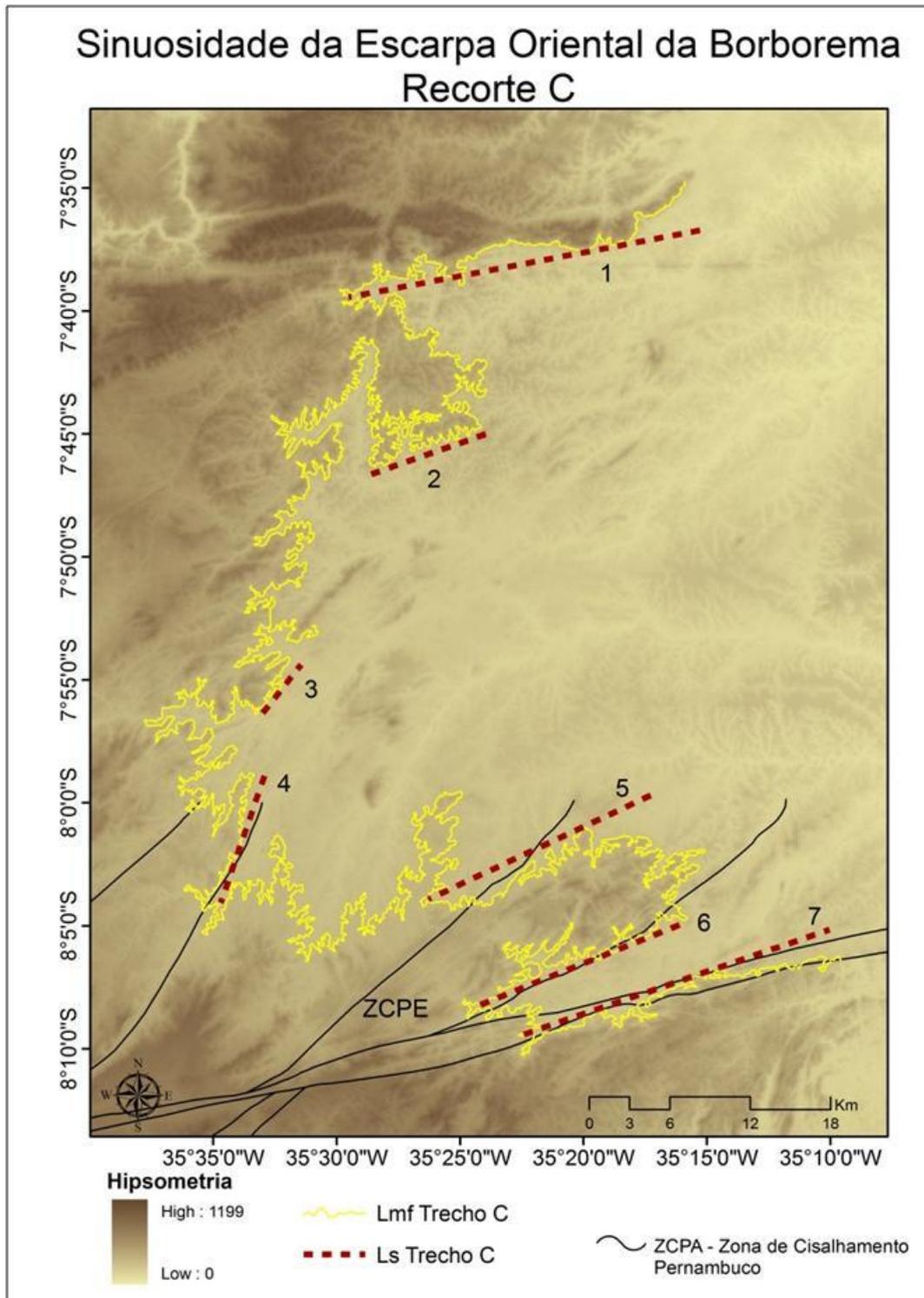


Figura 4.52 - Recorte C da linha de escarpa do porção Oriental da Borborema.

Recorte D - Neste recorte foram analisados sete trechos ao longo da linha da escarpa (Fig. 4.53). Todos os trechos possuem direções situadas nos limites do *trend* regional, entre E-W e NE-SW.

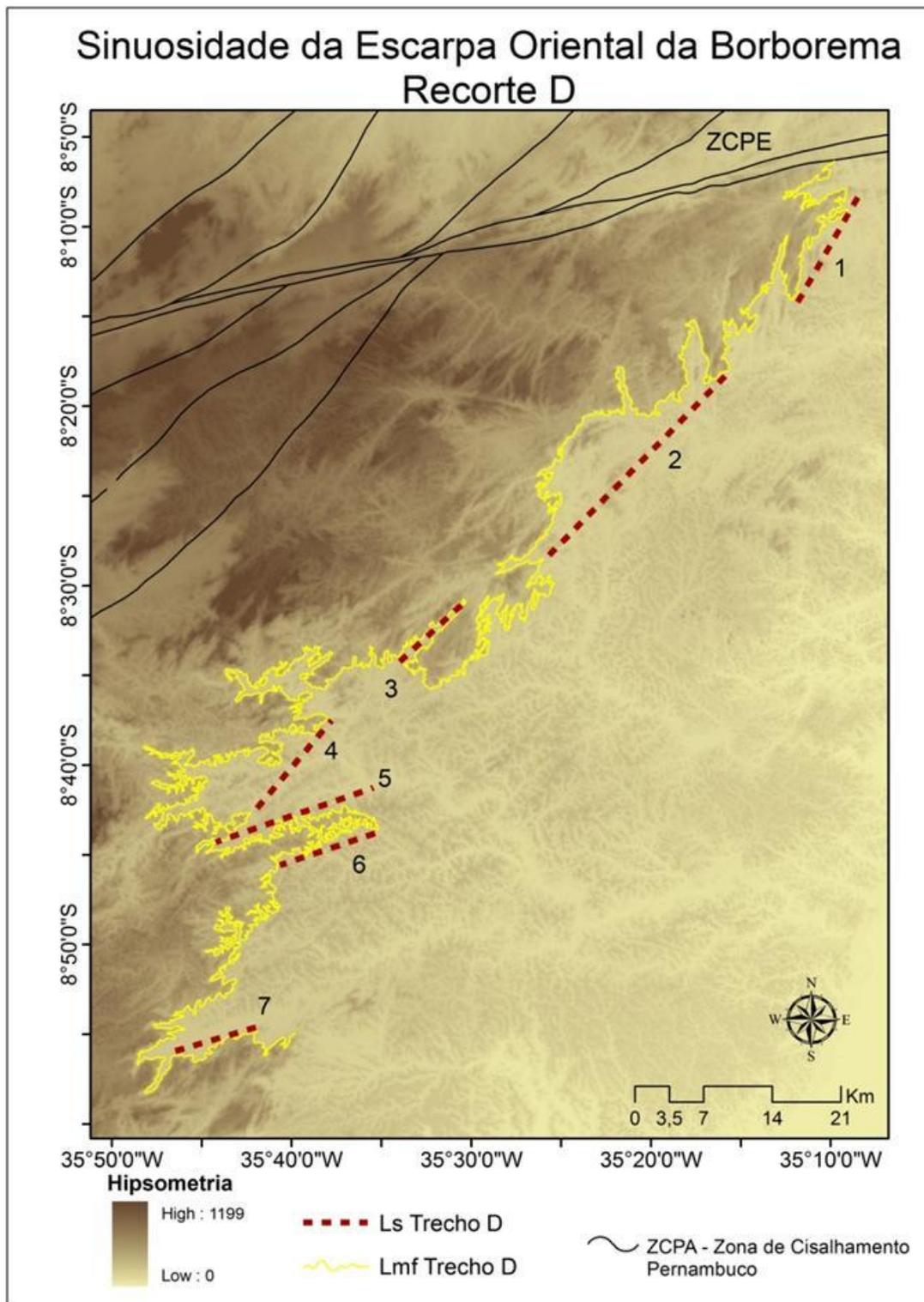


Figura 4.53 - Recorte D da linha de escarpa da porção Oriental da Borborema.

Entretanto estas direções dos trechos da linha de escarpa não apresentaram valores próximos à unidade de maneira geral (Tabela 13). Apenas dois trechos apresentaram valores de sinuosidade no intervalo entre 1 e 2, demonstrando alta influência dos esforços tectônicos sob regime de falhamentos (trechos D3 e D7).

Trecho	Lmf (metros)	Ls (metros)	Smf
D1	29098	12831	2,267789
D2	106837	26830	3,981998
D3	17032	9121	1,867339
D4	147366	12557	11,73576
D5	58806	16998	3,459583
D6	46726	10844	4,308927
D7	13790	8945	1,541643

Tabela 13 - valores de sinuosidade do Recorte D

O trecho D1 apresenta valor entre 2 e 3, demonstrando influência moderada de esforços tectônicos na elaboração do modelado da escarpa. Já os trechos D2, D5 e D6 apresentam valores de sinuosidade acima de 3, evidenciando baixa ou nenhuma influência tectônica. Cabe destaque para o trecho D4, que apresentou valor de sinuosidade de 11,73. Este valor é o mais elevado entre todos os obtidos para os trechos analisados ao longo de toda a linha de escarpa da porção oriental do Planalto da Borborema. Mesmo com direção NE-SW, concordante com o *trend* regional, este trecho não demonstra um controle por falhas. Os valores obtidos indicam uma maior influência dos processos erosivos neste recorte, à exceção dos trechos D3 e D7, fato que corrobora as interpretações obtidas quando analisados os valores de IH, de que o controle litoestrutural predomina na região, tendo o controle de falhas como secundário.

Recorte E - Neste recorte foram analisados mais sete trechos, sendo estes localizados na porção do extremo meridional da linha da escarpa oriental do Planalto da Borborema (Fig. 4.54). Todos os trechos analisados seguem o *trend* regional e possuem direções que variam entre o E-W e o NE-SW.

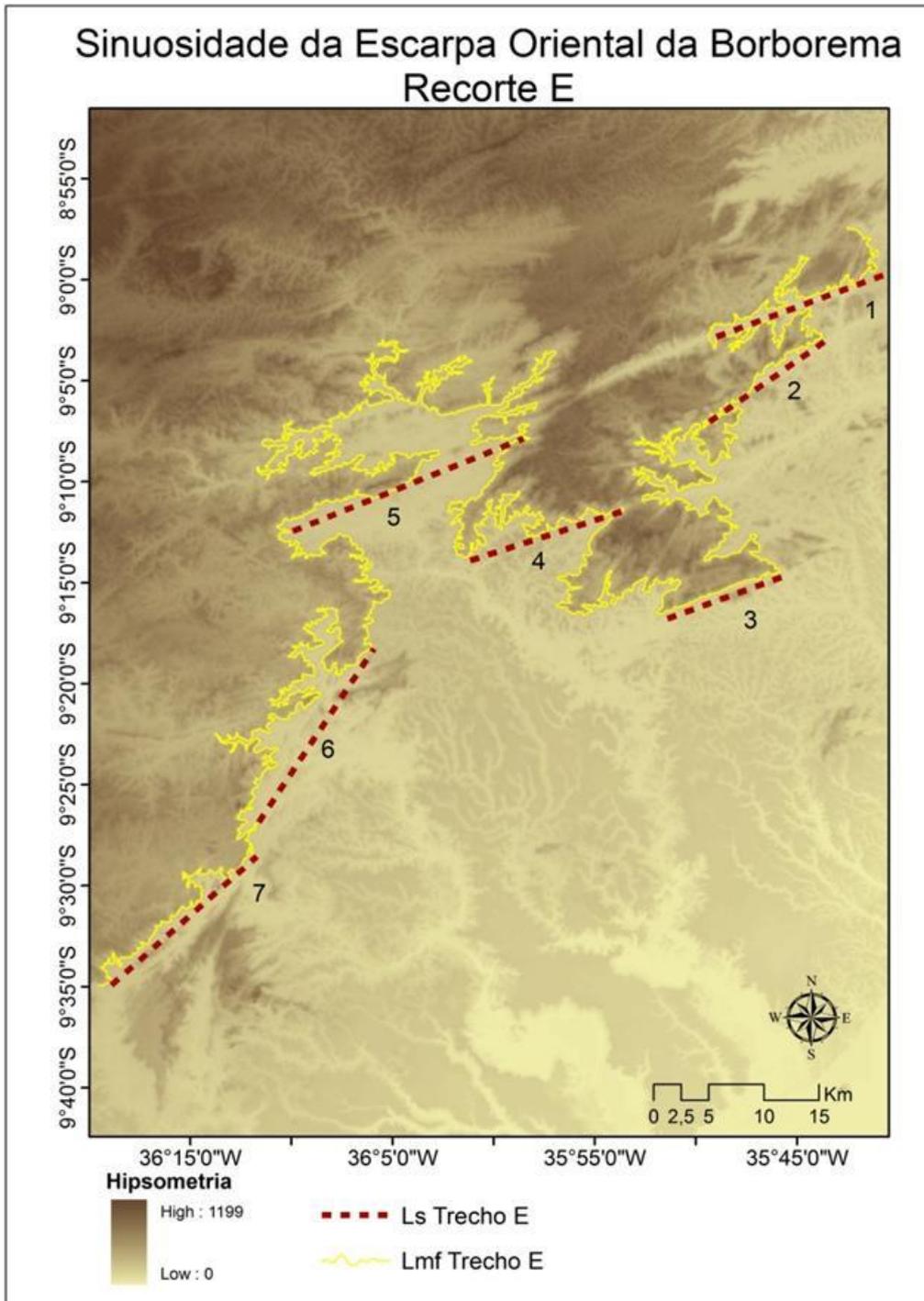


Figura 4.54 - Recorte E da linha de escarpa da porção Oriental da Borborema

Dos sete trechos, dois resultaram em valores de sinuosidade entre 1 e 2 (E2 e E3) e demonstram maior influência das atividades tectônicas. Dois trechos evidenciaram valores entre 2 e 3 (E1 e E7) e demonstram atividade tectônica

moderada. Por fim, três trechos apresentaram valores acima de 3 (E4, E5 e E6), como observado na tabela 14, indicando baixa ou nenhuma influência dos esforços tectônicos.

Trecho	Lmf (metros)	Ls (metros)	Smf
E1	45683	16752	2,727018
E2	21184	13626	1,554675
E3	13170	11902	1,106537
E4	54876	15112	3,631286
E5	239919	22736	10,55238
E6	110924	19098	5,808147
E7	42408	18344	2,311819

Tabela 14 - Valores de sinuosidade do Recorte E

Dos trechos com valores entre 1 e 2, os que se mostraram com maior influência dos esforços tectônicos, o trecho E3 de valor de sinuosidade em 1,10 é o que possui evidência de maior controle por falhamento entre todos os trechos avaliados em toda a escarpa oriental do Planalto.

Cabe destaque para o trecho E5 que possui um dos valores mais elevados de sinuosidade mesmo possuindo uma "frente" linear. Este trecho demonstra a capacidade da drenagem de romper estas estruturas lineares, causando superimposição como resposta neotectônica às estruturas de *trend* transversal.

Em suma, a aplicação do Índice de Sinuosidade de frente de montanha permitiu a análise da Escarpa Oriental do Planalto da Borborema em diversas escalas. Em escalas menores, mesmo quando cortadas pelas estruturas cisalhantes regionais, a linha de escarpa não demonstra influência de esforços tectônicos sob a forma de falhamentos normais. Este fato corrobora a estruturação regional do Planalto da Borborema como um domo de escarpa flexurada que não demonstram lineamentos transversais de importância regional.

Entretanto, em escala maior, alguns trechos foram observados como possuindo influência tectônica por falhamento, resultando no entanto nestes casos, em uma importância local, pois em sua maioria os trechos se apresentaram como possuindo influência moderada ou nenhuma influência tectônica identificada pelo índice.

4.6 Mapeamento Morfoestrutural

A partir da identificação dos setores estabelecidos como sendo as rupturas regionais de relevo e a delimitação da linha de base da Escarpa Oriental do Planalto da Borborema, que a separa do piemonte do planalto, foi possível proceder ao mapeamento das unidades morfoestruturais do rebordo do Nordeste Oriental do Brasil em macroescala.

O primeiro passo para a elaboração do mapeamento das unidades morfoestruturais foi estabelecer os limites dos três grandes compartimentos de relevo da região (Fig. 4.55): o Planalto, o Piemonte e a Planície.

Os limites entre o Planalto e o Piemonte foram estabelecidos a partir da definição da linha de base da Escarpa Oriental do Planalto da Borborema. Para delimitação da Planície foram utilizados os dados geológico-geomorfológicos do Zoneamento Agroecológico do Nordeste - ZANE (2000) - como base, sendo selecionadas as áreas de agradação que possuem formas planas ou semi-planas junto à costa e ao longo dos plainos aluviais.

Na unidade Planalto estabeleceu-se a separação entre as suas sub-unidades, Cimeira e Escarpa. A fim de identificar a linha divisória entre a Cimeira e a Escarpa foi utilizado um método semelhante ao aplicado para o estabelecimento da linha de base da Escarpa. Tomaram-se como parâmetros as isoípsas correspondentes aos primeiros trechos das drenagens, partindo das cabeceiras, que apresentaram valores de IH anômalos. Estas anomalias, que são interpretadas como rupturas de patamar, indicam a mudança de ângulo do relevo, sendo tomados, portanto, como a transição entre as cimeiras, moderadamente planas, e a porção superior da escarpa, a partir da primeira ruptura significativa de gradiente em direção à jusante.

As isoípsas correspondentes aos trechos que foram utilizados para a elaboração da linha da porção superior da escarpa são: 450 metros no rio Curimatau, 525 metros no rio Paraiba, 425 metros no rio Capibaribe, 525 metros nos rios Ipojuca, Sirinhaém e Una, e 600 metros no rio Mundaú. Para este parâmetro o rio Goiana não foi levado em consideração por possuir suas cabeceiras totalmente contidas na unidade estrutural

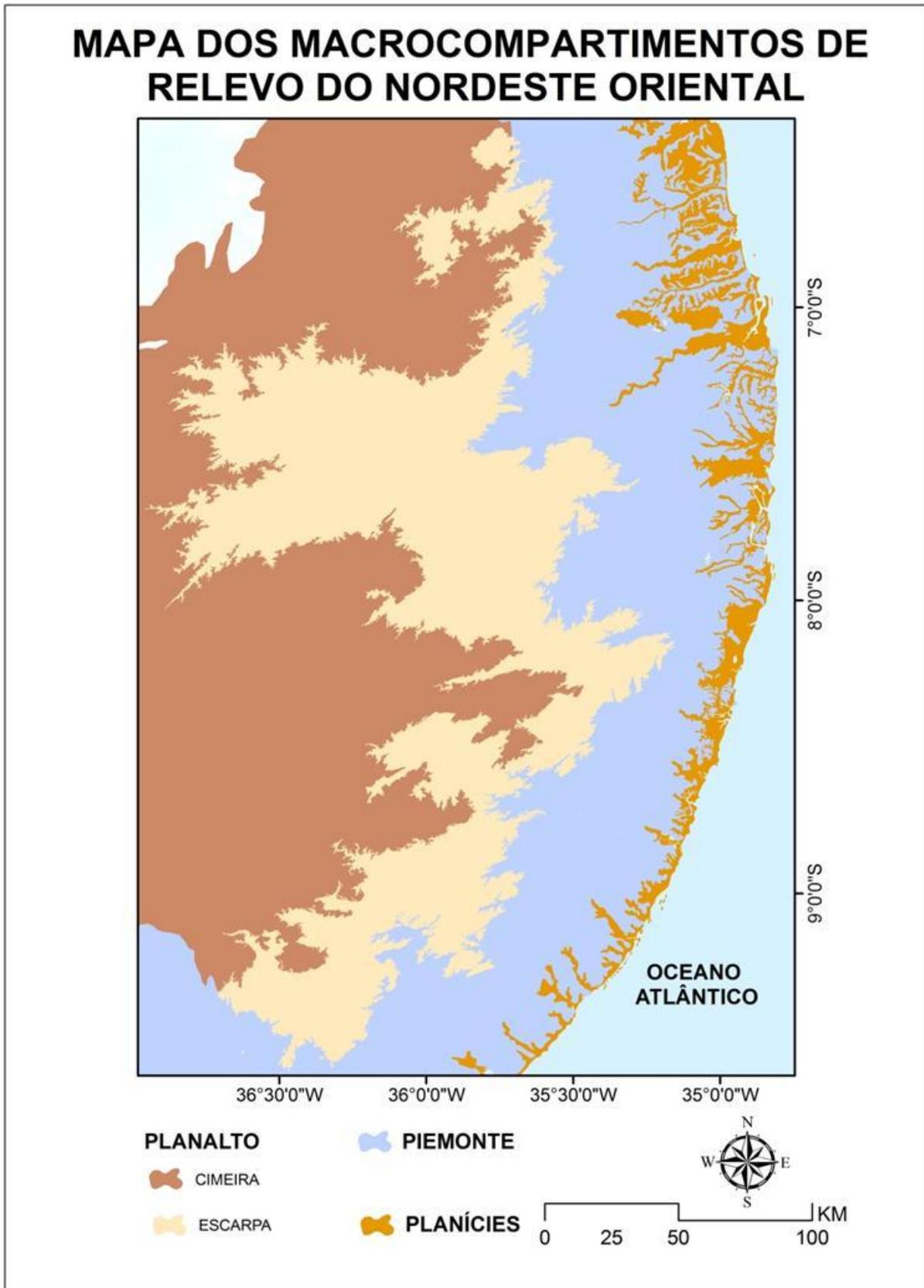


Figura 4.55 - Mapa dos Macrocompartimentos de Relevo do Nordeste do Brasil.

encosta, sem atingir de fato a superfície de cimeira. Outra exceção coube ao rio Ipojuca. O primeiro trecho que apresenta anomalia se encontra na isoípsa de 625 metros. Entretanto, ao analisar o perfil longitudinal e o mapa hipsométrico, este trecho foi considerado como sendo uma ruptura dentro da própria cimeira; um patamar estrutural elevado. Assim sendo, o trecho definido para delimitar a transição entre a cimeira e a escarpa ao longo do perfil do rio Ipojuca é a sua segunda ruptura de gradiente, da cabeceira à foz, a apresentar anomalia, nesse caso correspondente à isoípsa de 525 metros.

Com base na compartimentação regional do rebordo oriental no Nordeste do Brasil, foram adicionadas ao mapa as estruturas geológicas, para a elaboração das unidades morfoestruturais da região (Fig. 4.56).

As unidades geológicas foram divididas em três grupos principais: as suítes intrusivas, os complexos metamórficos e os depósitos sedimentares. Destes, apenas as suítes intrusivas não sofreram sub-divisão. Os complexos metamórficos foram diferenciados em dois sub-grupos, havendo uma diferenciação entre os principais complexos metamórficos de abrangência regional, denominados Principais Complexos Metamórficos, e os complexos metamórficos de pouca abrangência regional e abrangência local, com poucas unidades ou extensões limitadas, denominados de Complexos Metamórficos Diversos, devido à grande diversidade de composição (ZANE, 2000).

Entre os Principais Complexos Metamórficos, são encontrados na área os complexos Belém do São Francisco, Salgadinho, São Caetano, Sertânia e Vertentes. Estes complexos possuem grande relevância regional, sendo encontrados em praticamente toda a área do setor leste da Província Borborema, sendo delimitados pelas estruturas cisalhantes regionais. Os sedimentos também foram divididos em dois sub-grupos, o Grupo Barreiras e os Sedimentos Inconsolidados.

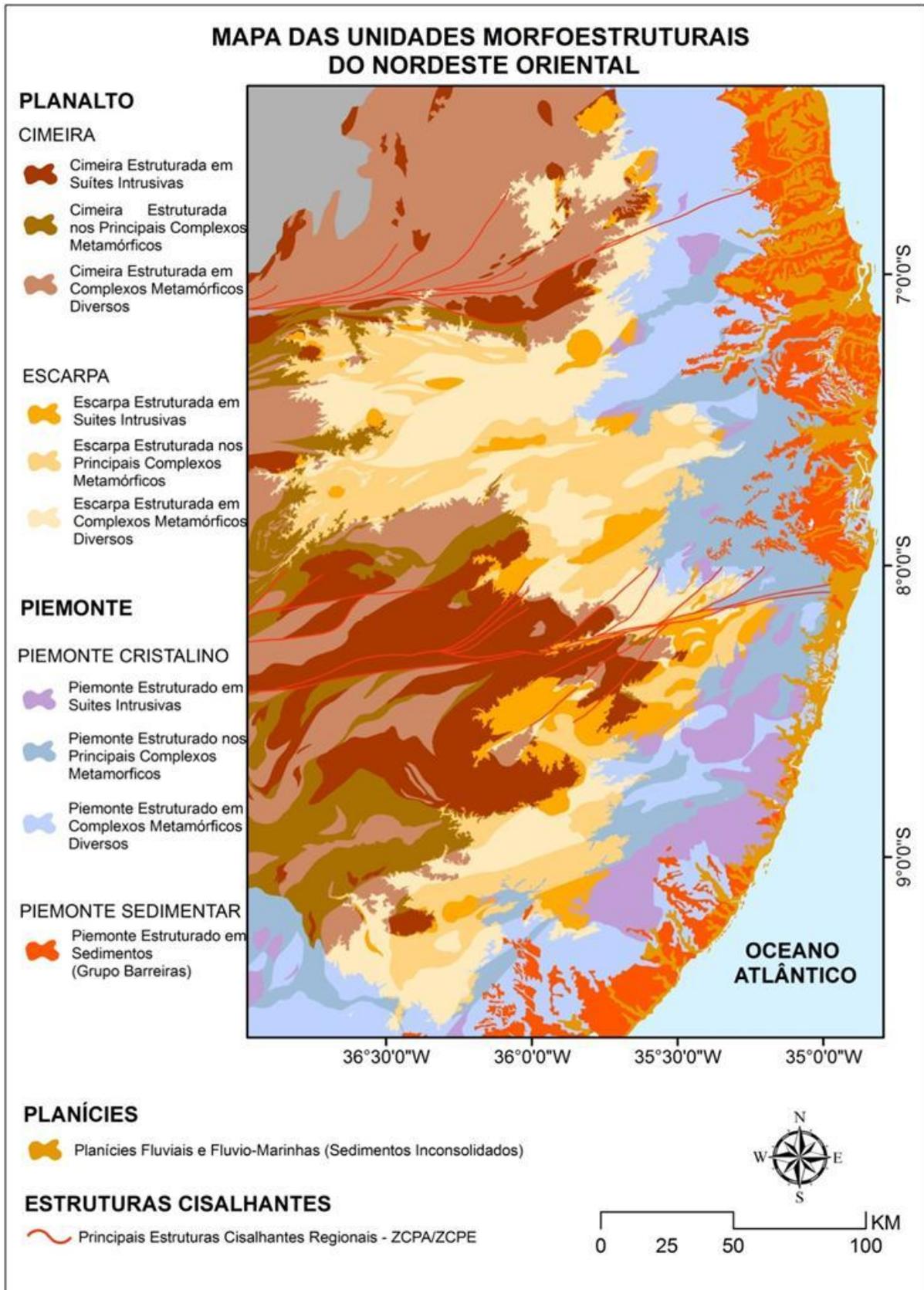


Figura 4.56 - Mapa das Unidades Morfoestruturais do Nordeste Oriental.

Também foram adicionadas ao mapa as principais estruturas cisalhantes que ocorrem na região da borda leste do Nordeste do Brasil. As Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco possuem estruturas que se ramificam de seus eixos principais e que foram igualmente retratadas.

A sobreposição dos compartimentos geomorfológicos com os dados estruturais, gerou o Mapa de Unidades Morfoestruturais do Nordeste Oriental. Este mapa permite a visualização, em escala regional, dos compartimentos morfoestruturais e suas unidades, e sua relação com as estruturas regionais cisalhantes.

Observa-se que no Planalto as Cimeiras Estruturadas em Suítes Intrusivas possuem maior ocorrência ao longo e nas proximidades das Zonas Cisalhantes, principalmente na ZCPE. Estas cimeiras possuem as maiores cotas altimétricas da região, sendo essas encontradas sobre os maciços da Serra da Baixa Verde (Pico do Papagaio - 1.185 metros) e do Teixeira (Pico do Jabre - 1.197 metros) constituindo parte da superfície somital da região. Estas morfoestruturas também apresentam a particularidade de serem os níveis de cimeira a ocorrer a uma maior proximidade da costa.

Já em relação à Escarpa Oriental, é no setor próximo das estruturas cisalhantes que a mesma possui a menor extensão E-W. Este fato denota claramente o poder destas estruturas como limitantes da ação regressiva da erosão, e por conseqüência, do recuo da escarpa.

Em contrapartida, no setor da Zona Transversal, principalmente na região mais afastada da ZCPE, evidencia-se o maior recuo e endentação da área da Escarpa e, conseqüentemente, das cimeiras em relação ao Piemonte. Nota-se a baixa ocorrência de suítes intrusivas nesta região, que pode estar contribuindo para uma menor resistência estrutural à ação das forças erosivas.

Já nas áreas de maior estreitamento da Escarpa, imediatamente à norte da ZCPA e à sul da ZCPE, podem ser observadas a existência de suítes intrusivas estruturando estes setores. Este fato somado a uma maior área e maior extensão de

recuo da Escarpa no setor da Zona Transversal onde ocorre pouca presença de suítes intrusivas, corrobora à ideia de que a evolução erosiva desta forma responde diretamente aos condicionantes lito-estruturais.

Em relação aos setores da Escarpa que possuem maior estreitamento, imediatamente à norte da ZCPA e à sul da ZCPE, é fundamental observar que mesmo sendo o setor norte mais estreito que o setor sul, este último apresenta um relevo local mais elevado. No setor norte, relacionado à área bacia do rio Curimatau, a diferença entre a cimeira e o piemonte é da ordem de 225 metros (450 - 225 metros). Já no setor sul, na área situada na bacia do rio Sirinhaem, a diferença altimétrica entre a cimeira e o piemonte é de 375 metros (525 - 150 metros).

A explicação para este fenômeno pode ser dada na observância dos perfis longitudinais dos dois rios. O rio Curimatau possui um perfil em curva mais suave, sem a existência de grandes rupturas de patamar, enquanto no rio Sirinhaem existem ao menos duas grandes rupturas de patamares, provavelmente ocasionadas por movimentação de blocos, pois não foi identificada diferença litológica que permita uma interpretação pautada em erosão diferencial.

Quanto ao Piemonte, cabe destaque a quase inexistência da unidade Piemonte Estruturado em Sedimentos no setor imediatamente ao sul da ZCPE. O Grupo Barreiras vem ocorrer apenas na porção mais ao sul deste setor, deixando um hiato de mais de 100 quilômetros de extensão a partir da ZCPE até que se encontrem áreas que voltem a apresentar a cobertura do Grupo Barreiras. Esta conjuntura pode ser relacionada com a estruturação da escarpa em patamares escalonados, possivelmente devido à presença de blocos com maior movimentação tectônica. Esta hipótese emergiu após a observação dos perfis e índices morfométricos aplicados às drenagens deste setor. De fato, postula-se que as reativações pós-miocênicas foram capazes de exumar, neste trecho da escarpa e seu piemonte, os capeamentos cenozoicos, ao contrário dos demais setores do rebordo oriental.

5 CONCLUSÕES

A aplicação dos métodos propostos para a região do rebordo oriental do Nordeste do Brasil permitiu o levantamento e produção de uma base de dados que se mostra promissora para estudos futuros acerca deste setor de importância crucial para o entendimento da gênese e evolução do macrodomo da Borborema.

A extração de lineamentos de relevo e drenagem corrobora os dados geológicos que demonstram ter a região uma direção preferencial estabelecida entre E-W e NE-SW (BRITO BEVES, *et al* 2001). Estes falhamentos acompanham e, em parte, são resultado da presença de duas grandes zonas cisalhantes a ZCPE e a ZCPA, que formam uma área central denominada de Zona Transversal que se apresenta como uma região arqueada, com tectônica flexural (BRITO BEVES, *et al* 2001). Estas estruturas condicionam não apenas os lineamentos de relevo, mas as drenagens, que acompanham esta direção preferencial em boa parte de seus segmentos.

Estas drenagens foram avaliadas pelo método proposto por Hack (1973) que elaborou uma proposta baseada na análise do perfil longitudinal da drenagem e o ajuste de sua curva a um perfil "ideal". A medida que o trecho da drenagem se afasta da linha de melhor ajuste do perfil o índice (IH) apresenta um acréscimo em seu valor. Nos rios Paraíba, Goiana, Capibaribe, Ipojuca, Sirinhaem, Una e Mundaú foram identificados trechos que possuem valores superiores a 1000 metros. Dentre estes apenas os rios Paraíba, Ipojuca e Una apresentaram valores superiores a 3000 metros de índice. Estes níveis indicam a ocorrência de uma ruptura brusca e de grande dimensão ao longo do perfil longitudinal da drenagem. Cabe destaque para o trecho de 200 metros de altitude do rio Ipojuca que possui um valor de IH em 121.015 metros. Este índice se mostra excepcional diante de todos os obtidos e expressa um trecho de ângulo reto (90°) de inclinação, situado em uma cachoeira regionalmente conhecida, a Cachoeira do Urubu.

Os rios Paraíba e Una não apresentaram valores excepcionais como os do rio Ipojuca, mas em seus perfis foram observados trechos que se destacaram dentro do contexto regional. Em 300 metros de altitude o rio Paraíba apresentou um valor de IH de 5624 metros, estabelecendo este setor como a principal ruptura de patamar

regional ao longo de seu curso. Neste trecho foram identificadas estruturas quartizíticas transversais à direção da drenagem, estabelecendo degraus em seu curso neste setor. Já o rio Una apresentou o valor de IH em 4128 metros na curva de 200 metros de altitude sendo este trecho o que apresenta maior ruptura do ângulo da curva do perfil longitudinal de seu canal principal.

O rio Curimataú não apresentou nenhum trecho com valor de IH superior à 1000 metros. Este fato indica que os desvios do perfil longitudinal em relação à linha de melhor ajuste são suaves e não apresentam quebras relevantes de ângulo de inclinação. O rio Capibaribe apresentou um único trecho com valor de IH acima de 1000 metros (1068 metros), sendo este trecho situado na altitude de 200 metros. Este único trecho indica que apenas neste setor a curva do perfil longitudinal apresenta um desvio de ângulo de inclinação mais considerável, entretanto o perfil como um todo possui uma suavização quase constante em sua curva.

Estes valores estarão postos como dados de valor comparativo para análises futuras em rios da região, visto que estes podem ser comparados entre drenagens diferentes indicando a relação entre o caminho percorrido pela drenagem e o gradiente altimétrico do setor estudado.

Com a obtenção destes índices em trechos foi possível relacionar os mesmos com o índice relativo à drenagem como um todo, no intuito de identificar quais os setores destas drenagens apresentavam anomalias de primeira ordem, de acordo com as proposições de Seeber & Gornitz (1983). Estas anomalias foram interpretadas na presente tese como sendo as principais rupturas de patamares existentes ao longo da drenagem, os *knickpoints*. Para as drenagens que não apresentaram anomalias de primeira ordem, o *knickpoint* foi definido como o trecho que apresentasse o maior valor de IH ao longo do perfil longitudinal.

O rio Curimataú não apresentou anomalias de primeira ordem, sendo o *knickpoint* nesta bacia estabelecido na isoípsa que apresentou o maior valor de IH, a de 225 metros. O rio Paraíba apresentou duas anomalias de primeira ordem, nas isoípsas de 300 e 275 metros, sendo definido como *knickpoint* regional neste setor a

isoípsa de 275 metros, pois se encontra mais à jusante. O rio Goiana também apresentou duas anomalias de primeira ordem, nas isoípsas de 250 e 225 metros. Seguindo a metodologia adotada para o rio Paraíba, a isoípsa de 225 metros foi definida como o trecho em que se define o *knickpoint* regional.

O rio Capibaribe não apresentou anomalias de primeira ordem, sendo definido como *knickpoint* regional o trecho situado na isoípsa de 200 metros, por ter apresentado o valor de IH mais elevado. O rio Ipojuca apresentou nove trechos com anomalias de primeira ordem, sendo oito destes ocorrendo em sequência, entre as isoípsas de 350 metros e 175 metros. O trecho equivalente à isoípsa de 175 metros foi estabelecido como sendo o *knickpoint* regional ao longo da drenagem. Mais à jusante foi identificado o trecho de 50 metros de altitude que possui anomalia de primeira ordem, entretanto foi verificado que esta anomalia é relativa ao contato entre as rochas cristalinas e os sedimentos costeiros na base do piemonte, morfologia comum nas margens passivas com morfologia arqueada denominada *fall-line*.

Os rios Sirinhaém, Una e Mundaú apresentaram uma característica distinta das demais drenagens, apresentando mais de uma zona de ruptura de patamares. O rio Sirinhaem foi identificado como possuindo quatro anomalias de primeira ordem. Estas anomalias se encontram nas isoípsas de 425, 250, 225 e 150 metros, evidenciando um perfil que possui cerca de quatro patamares distinguíveis pelo método e três rupturas principais de patamares. Como *knickpoint* regional foi estabelecido o trecho equivalente à isoípsa de 150 metros, mais próximo à costa.

O rio Una apresentou quatro trechos com anomalias de primeira ordem, sendo um na isoípsa de 500 metros, dois entre as isoípsas de 275 e 250 metros e o último na isoípsa de 200 metros. Esta configuração indica a existência de três patamares distinguíveis pelo método e estabelecendo a isoípsa de 200 metros como sendo a equivalente ao *knickpoint* regional.

O rio Mundaú apresentou três trechos com anomalias de primeira ordem, ocorrendo nas isoípsas de 400, 375 e 200 metros. O trecho equivalente à isoípsa de 200 metros foi definido como o *knickpoint* regional, entretanto a ocorrência de trechos

separados com anomalias de primeira ordem possibilita a distinção de três patamares a partir da aplicação do método.

Desta forma foi possível estabelecer que o setor ao norte da ZCPA não possui grandes rupturas de patamar (rio Curimataú), assim como a região central da Zona Transversal (rio Capibaribe). Já as áreas da Zona Transversal mais próximas das estruturas cisalhantes ou até situadas sobre estas (rios Paraíba, Goiana e Ipojuca) apresentaram rupturas consideráveis de patamar. No entanto neste setor apenas uma grande ruptura foi identificada através da aplicação do método de anomalias. Já no setor localizado ao sul da ZCPE foi observado uma configuração em degraus, em geral ao menos dois, estabelecendo três patamares regionais distinguíveis pelo método, havendo até mesmo a ocorrência de quatro patamares ao longo do rio Sirinhaem, mais próximo das ramificações ao sul da ZCPE.

Estes resultados permitem o estabelecimento em bases morfoestruturais de três setores distintos:

- um setor Norte, com ruptura suave de patamar;
- um setor Central na Zona Transversal com comportamento dômico e tectônica flexural e a existência de uma única grande ruptura de patamar;
- um setor Sul, com comportamento tectônico rúptil, com ao menos duas principais rupturas de patamares e escalonamento do relevo regional.

A identificação das anomalias de primeira ordem e definição das principais rupturas de patamares permitiu o estabelecimento da linha de base da Escarpa Oriental da Borborema de maneira objetiva e numérica. Esta linha passa a definir a mudança de patamar existente entre a escarpa e seu piemonte. A partir do estabelecimento da linha de base da escarpa foi possível mensurar o índice de sinuosidade de frente montanhosa para a Escarpa Oriental da Borborema.

O índice foi calculado de três formas diferentes, sob escalas e métodos diferenciados. Em primeira análise a escarpa foi quantificada como um todo, sendo

obtido o valor de 8,62. Este valor, muito distante da unidade, demonstrou que nesta escala a linha da escarpa não apresenta influência de esforços tectônicos. Posteriormente o índice foi calculado para a linha de escarpa recortada pelas principais estruturas regionais, as ZC's Patos e Pernambuco. Os três setores apresentaram valores que demonstram nenhuma influência de esforços tectônicos ao longo da linha da escarpa. Ao final a linha da escarpa foi recortada em trechos que permitiram um maior detalhamento dos segmentos encontrados ao longo desta.

No recorte A, dos sete segmentos mensurados, cinco apresentaram alta influência de esforços tectônicos, um apresentou influência moderada e outro apresentou influência baixa. No recorte B dos oito segmentos mensurados apenas dois apresentaram influência elevada de esforços tectônicos lineares e seis apresentaram baixa ou nenhuma influência. Dos sete segmentos analisados no recorte C, nenhum apresentou influência elevada, apenas influências moderadas e baixas foram identificadas. Nos recortes D e E dois segmentos em cada recorte apresentaram influência tectônica elevada. A maioria dos segmentos apresentou influência moderada, baixa ou inexistente.

Entende-se portanto que nos recortes B e C, situados no setor da Zona Transversal, a tectônica flexural não contribui para a criação de escarpas de falha. Nos recortes D e E, situados no Setor Sul, alguns lineamentos provocaram a formação inicial de escarpas de falha, entretanto a maior competência das drenagens venceu estas estruturas sob a forma de superimposições. Esta maior competência hídrica se deve ao fato deste setor ser o que possui os maiores aportes pluviométricos (valores acima de 1.500 mm/a) do rebordo oriental do Nordeste. Já o recorte A, situado no setor Norte apresentou o maior número de segmentos com elevada influência tectônica. Em parte este número de segmentos com elevada influência tectônica se explica no fato dos mesmos possuírem direção preferencial seguindo o *trend* regional E-W e NE-SW, mas deve-se levar em consideração a baixa efetividade dos rios da região que apresenta baixos índices pluviométricos (valores anuais abaixo dos 800 mm).

Em suma, a relação das drenagens com a escarpa evidencia a existência de rupturas em seções diferenciadas do relevo além de comportamentos diferenciados de endentações ao longo da linha da escarpa. Esta configuração não condiz com a evolução morfológica baseada em superfícies aplainadas sob dinâmica de *backwearing* e/ou *downwearing*.

Os índices geomorfológicos obtidos corroboram as proposições que determinam a predominância de uma tectônica flexural de modelado dômico estabelecida sob a vigência de um *underplating* magmático. Esses resultados apontam para que, em larga escala, o setor oriental do Nordeste brasileiro se desenvolve sob a égide dos postulados de Hack (1965) quando este autor tratou do reajuste isostático e equilíbrio dinâmico das formas sobre a organização regional dos maciços rejuvenescidos sob regime plataformal.

Por sua vez, a análise das drenagens e sua relação com as estruturas geram o entendimento de que, em escalas locais, as formas se desenvolvem a partir da resistência das rochas e estruturas ao ataque intempérico, o que aproxima a evolução do modelado regional de formas locais aos postulados de Budel (1982).

Por fim, os resultados apresentados permitem o entendimento de que o domo formado pela flexura e *underplating* foi reativado sem perder a estrutura geral dômica, de antéclise, sobretudo ao longo das ZC's, com respostas claras sobre as anomalias de drenagem. Não obstante, ao longo de alguns trechos, componentes de falhas normais atuaram criando pequenos segmentos de escarpa de recuo de linha de falha. Em síntese, tem-se a ocorrência de um paleo-domo reativado com pequenos segmentos escarpados, separando-o do piemonte, e a predominância de vales controlados pela estrutura que penetram profundamente o planalto, articulando as depressões intraplanálticas, em rampa, com o próprio piemonte, com a presença de inúmeras rupturas de gradiente, no entanto, afastando o perfil longitudinal da curva de equilíbrio. Desta forma, a drenagem, mais que as encostas propriamente, atestam o repetido alçamento do domo.

REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N. Depressões periféricas e depressões semi-áridas no Nordeste brasileiro. Boletim Paulista de Geografia, São Paulo, n. 22, p. 3-18, 1956.

AB'SABER, A. Nacib. Os domínios de natureza no Brasil. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. NEVES B.B.B; FUCK, R.A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. Earth-Science Reviews, v. 17 (1/2), p. 1-29 Amsterdam. 1981.

ALMEIDA, F.F.M., BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Platform. Earth-Science Reviews, v. 50, p. 77 – 111. Amsterdam. 2000.

ANDRADE, G.O. A superfície de aplainamento pliocênica do Nordeste do Brasil. Acad. da Fac. de Filosofia, Universidade de Recife, Pernambuco, 44p. 1958.

ANDRADE, G. O. Gênese do relevo nordestino: estado atual dos conhecimentos. Estud. Uni., Recife v.2/3, p. 1-13, 1968.

ANDRADE, G. O. Condições naturais do nordeste. Boletim Geográfico, nº 196, ano XXVI, Janeiro-Fevereiro de 1967.

ANDRADE, G.O.; LINS, R.C. 1965. Introdução à Morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. Arquivos (Recife), 3-4: 17-28. 1965.

ARAÚJO, S. M. S. Ecodinâmica e degradação ambiental no setor sul de Belém do São Francisco – PE. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco. 1996.

BARBOSA, J. A. Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno – Formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado. 291p. Programa de Pós Graduação em Geociências. UFPE. 2004.

BARBOSA, J.A.; LIMA FILHO, M.F. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. Boletim de Geociências da Petrobras. 14(2): 287-306. 2006.

BEZERRA, D. P. Análise do vigor energético da bacia do ribeirão são João - serra do Gandarela (MG). Departamento de Geografia, Inst Geociências, UFMG, BH, monografia. 2011.

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 (Amsterdam), v. 97, p. 555-582, 2008.

BEZERRA, F.H.R. ; DO NASCIMENTO, A.F. ; FERREIRA, J.M. ; NOGUEIRA, F.C. ; FUCK, R.A. ; NEVES, B.B.; SOUSA, M.O.L. . Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America Integration of seismological and paleoseismological data. Tectonophysics (Amsterdam), v. 510, p. 269-290, 2011.

BIGARELLA, J. J. & ANDRADE, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Universidade do Recife, arquivos Inst. Ciênc. Terra, 2:2-14. 1964.

BIGARELLA, J.J. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Florianópolis: Ed. Universitária da UFSC. P. 877-1436. 2003.

- BIROT P. Morphologie structurale. Presses Univ. Fr., Paris, 2 vol., 464p. 1958.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. Geologia, tectônicas e recursos minerais do Brasil, CPRM. Brasília, 2003.
- BREMER, H. Ayers rock ein beispiel fur klimagenestische morphologie. Zeits Geomorph., 9. p. 249-284. 1977.
- BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. Tributary-trunk stream relations in a cut-and-fill landscape: a case study from Wolumla catchment, New South Wales, Australia. Geomorphology. v28, pg. 61-73, 1999.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J. CAMPOS NETO, M. C. KOZUCH, M. – O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. Ver. Bras. Geoc. V. 24, n. 4, p. 279-296. 1995.
- 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, 31st International Geological Congress, p 151-182. 2000.
- BRITO NEVES, B. B.; SCHMUS, W. R. V.; FETTER, A. - Noroeste África-Nordeste do Brasil (Província Borborema). Ensaio comparativo e Problemas de Correlação. Revista do Instituto de Geociências Usp, São Paulo, v. 1, n. 1, p. 59-78, 2001.
- BÜDEL, J. Climate Geomorphology . Princenton University Press. 1982.
- BÜDELL, L. J. Das system der Klimatischen Morphologie. Deutscher Geographentag, München, v. 27, n. 4, p. 65-100, 1948.
- BULL. W.; MCFADDEN, L. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Proceedings Vol. of 8th Annual Geomorph. Symp. (Edited by Doering, D.O.) State University of New York at Binghamton, Binghamton, NY. 1977, 116-138. 1977.

CAILLEUX, A.; TRICART, J. Le problème de la classification des faits géomorphologiques. *Annales de Géographie*. N. 3490, LXV, année, p. 162-185, 1956.

CARSON, M.A.; M.J. KIRKBY, *Hillslope form and process*, 475 pp., Cambridge University Press, Cambridge, 1972.

CASSETI, Valter. *Geomorfologia*. [S.l.]: 2005. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 13/10/2013

CASTRO, C. *Morfogênese X Sedimentação: evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos*. Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 48p. 1977.

CASTRO JUNIOR, A. C. M. *The Northeastern Brazil, and Gabon Basins: a double rifting system associated with multiple crustal detachment surfaces*. *Tectonics*. V. 6 n. 6 p. 727-738. 1987.

CHIESSI, C. M. *Tectônica Cenozóica do Maciço Alcalino do Passa Quatro (SP-MG-RJ)*. 117f. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

CHOLLEY, A. *Morphologie structurale et morphologie climatique*. *Anais de Géographie*, v. 59, p. 331-335, 1950.

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

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. São Paulo: Editora Edgar Blücher. 149 pg. 1974.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. São Paulo: Editora Edgar Blücher. 2^o edição. 188 pg. 1980.

CONDEPE/FIDEM. Série Bacias Hidrográficas de Pernambuco. Recife. 2004

CORRÊA, A.C.B. Mapeamento geomorfológico de detalhe do maciço da Serra da Baixa Verde, Pernambuco: estudo da relação entre a compartimentação geomorfológica e a distribuição dos sistemas geoambientais. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Dissertação de Mestrado, 183p. 1997.

CORRÊA, A.C.B. - Dinâmica Geomorfológica dos Sistemas Ambientais dos Compartimentos Elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista Julio Mesquita, UNESP, Brasil, 2001.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia E Morfoestrutura Do Planalto Da Borborema. Revista do Instituto Geológico, São Paulo, 31 (1/2), p.35-52, 2010.

CRANDALL, R. Geografia, Geologia, Suprimento d'água, transportes e açudagens. Rio de Janeiro: I.F.O.S., Série 1BD (Publicação, 10). 1910.

CRICKMAY, C. H. A preliminary inquiry into the formulation and applicability of the geological principle of uniformity. Calgary, Evelyn de Mille Books, 53p. 1959.

CZAJKA, W. Estudos geomorfológicos no Nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Geografia, v. 20, p. 135-180, 1959.

DAVIS, W.M; The geographical cycle. Geographical Journal. V.14, p. 481-504, 1899.

DAVIS, W.M. Rock floors in arid humid climates. Journal of Geology. p. 1-27, 1930.

DE MARTONNE, E. O clima – fator do relevo. In: Seleção de textos. São Paulo: AGB- São Paulo, n. 19, p. 33-47. 1991.

DEMEK, J. Handbuch der Geomorphologischen Detailkartierung. Ferdinand Hirt: Viena, 1976.

DERRUAU, M. Geomorfologia. Barcelona: Ed. Ariel. p. 442, 1966.

DRESCH, J. Colóquio sobre a morfologia do nordeste brasileiro. Boletim Geográfico, Ano XX, Janeiro-Feveireiro de 1962, n.66, 1962.

ERHART, H. La gènese des sols en tant que phenomena géologique. Paris: Masson et Cie, 90p. 1956.

ETCHEBEHERE, M. L. C. Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas. 2v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2000.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. 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, v. 4, N. 2, p. 43-56, outubro de 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 índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. Geociências. São Paulo, 25:271–287. 2006.

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: UNESP, v.26, n.3, p.229-247, 2007.

FERRATER, M., BOOTH-REA, G., AZAÑÓN, J.M., PÉREZ PEÑA, J.V. AND MASANA, M. (2013). From extension to transpression: geomorphic response to the development of the Alhama de Murcia strike-slip fault at a morphotectonic setting inherited from late Miocene extension (Eastern Betics). AAPG European Regional Conference. Exploring the Mediterranean: New Concepts in an Ancient Seaway, Barcelona. 2013.

FERREIRA, J. M.; BEZERRA, F. H. R.; SOUZA, M. O. L.; NASCIMENTO, A. F.; MARTINS SÁ, J.; FRANÇA, G. S. The role precambrian mylonitican preset Day stress Field in the coseismic reactivation of the Pernambuco Lineament, Brasil. *Tectonophysics*. 546: 11-126. 2008.

FONSECA, D. N. & CORREA, A. C. B. Uso de MDE na extração de lineamentos para detecção de reativações neotectônicas na bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, MG Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento. Remoto - SBSR, Curitiba, PR. 2011.

FONSECA, B. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; BEZERRA, D. P. Análise de perfis longitudinais na bacia hidrográfica do alto Jequitinhonha - Espinhaço/MG, *Revista Territorium Terram*; v. 1, p. 1-7, 2013.

FURRIER, M; ARAUJO, M. E; MENESES, L. F. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba. *Geologia USP. Série Científica.* , v. 6, n. 2: 61-70, 2006.

GALVE, J. P.; PIACENTINI, D.; TROIANI, F.; DELLA SETA, M. Stream Length-Gradient Index mapping as a tool for landslide identification. In: *Proceedings of the 15th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences*, P. 343-346, 2014.

GERASIMOV, I.P. 1946. Opyt geologièeskogo strojenija SSSR. *Problemy fizièeskoj geografii.*,12: 33-46.

GERAMISOV, I. P.; MESCHEIROV, J. A. Morphostructure. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.). *The Encyclopedia of Geomorphology – Encyclopedia of Earth Sciences*. Pennsylvania - Dowden: Hutchinson e Koss Inc., 731-732. 1968.

GILBERT, G. K. *Geology of the Henry Mountains (Utah)*. Washington, DC. US Geog and Geol. Survey of the Rocky Mts. Region, US Govt. Printing Office, 160p. 1877.

GILBERT, G. K. – The geology of the Henry Mountains. U. S. Dpart. of the Interior, Washington, EUA. 1880.

GOUDIE, A.; ATKINSON, B. W.; GREGORY, K. J.; SIMMONS, J. G.; STODDART, D. R.; SUGDEN, D. The encyclopaedic dictionary of physical geography. Blackwell Reference. 527p. 1985.

GOUDIE, A. S. Encyclopedia of Geomorphology, v. 2. Routledge, London, p. 810-813. 2004.

GUEDES, I.C. Aplicação de análise flúvio-morfométrica na bacia hidrográfica do rio Santo Anastácio – SP para detecção de deformações neotectônicas. Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental) – Universidade Guarulhos – UnG. 114p. 2008.

GUERRA, A.T; GUERRA, A. J. T.(2008). Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico. Ed. Bertrand Brasil, 648p.. 6. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1997

GURGEL, S.P.P. ; BEZERRA, F.H.R. ; CORRÊA, A.C.B. ; MARQUES, F.O. ; MAIA, R.P. . Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. Geomorphology (Amsterdam), v. 186, p. 68, 2013.

HACK, J. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, U. S. Geol.Surv.Prof. Pap, 294-B, p. 45-97, 1957.

HACK, J. Dinamic Equilibrium and Landscape Evolution. In Melhorn. Ed. Theories of landform Development. Boston: Allen and Unwin. p. 87-102, 1965.

HACK, J. T. Interpretação da topografia erodida em regiões temperadas úmidas. Notícia Geomorfológica, v.12, n.24, p.3-37, 1972.

HACK, J. Stream-profile analysis and stream-gradient index. Journal of Research

of the United States Geological Survey, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HACK, J.T. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In: Melhorn, W.;Flemal, R. (eds) Theories of Landform Development (chapter 5): Publications in Geomorphology. 1975.

HAMBLI, W. K. & Christiansen E. H. Earth's Dynamic Systems. Prentice Hall; 10th edition. 2003.

HENDERSON, J. Pelos sertões da antiga província. In: M. Souto Maior & L.D. Silva (eds.)A paisagem pernambucana. Recife, Massangana, p.95-115. 1993.

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

ILDOROMI, A. R. Evaluation of Watershed Stability using Geomorphologic and Tectonics Evidence (Case study: Alvand Mountain). Ecopersia, Vol. 1(1), p. 11-22 2013.

IBGE, 1999. Glossário geológico do IBGE. <<http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/monografias/GEBIS%20%20RJ/glossariogeologico.pdf>>

JARDIM DE SÁ, E. F. – A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira Pan-Africana. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília. 803 p. 1994.

KELLER, E.A., PINTER, N. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape, Prentice Hall Earth Science Series. 2nd edition. Prentice Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey. 2002.

KING, L.C. 1953. Canons of Landscape Evolution. Bulletin Geological Society of America, 64(7): 721-732

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*. p. 147-265. 1956.

KING, L. C. *Morfology of the earth*. UK: Edinburgh. 1962.

LARUE, J.P. Longitudinal Profiles and Knickzones: the Example of the Rivers of the Cher in the Northern French Massif Central: *The Geologists' Association*, v. 122, p. 125-142. 2011.

LEOPOLD, L. B. & MADDOCK, T. Jr. – The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *US Geol. Survey. Prof. Paper 252*, 57p. 1953.

LIMA FILHO, M. L., BARBOSA, J. A., NEUMAN, V. H., SOUZA, E. M. Evolução estrutural comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba. In: *X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Curitiba – PR. Anais. P. 45-47. 2005.

LIMA, M. G. – A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações paleoclimáticas e tectônicas. Tese de Doutorado. PPGG/UFRN, Natal, 2008.

LISBOA, K. M. . Viagem pelo Brasil de Spix e Martius: quadros da natureza e esboços de uma civilização. *Revista Brasileira de História*, v. 15, p. 73-91, 1995.

LIU, C. C. Análise estrutural de lineamentos em imagens de Sensoriamento Remoto: aplicação do Estado do Rio de Janeiro. 1984. 175f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

LOPES, A. E.V.; ASSUMPCÃO, M.; NASCIMENTO, J. A.; NEUMAN, V. H.; SOUZA, E. M. Intraplate earthquake swarm in Belo Jardim, NE Brasil: reactivation of a major Neoproterozoic shear zone (Pernambuco Lineament), *Geophysic. L. Int.* 180, p. 1303-1312. 2010.

LYRA, A. L. R. T. 1982. Efeito do relevo na vegetação de duas áreas do município do Brejo da Madre de Deus (PE). Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife. 1982.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. 1975. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro. Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia, 3: 5-35.

MACKIN, J.H. Concepto of graded river. Geol. Soc. Am. Bull. p. 463-512. 1948.

MAIA, R.P. ; BEZERRA, F. H. R. . Neotectônica, Geomorfologia e Sistemas Fluviais: Uma análise preliminar do contexto Nordestino. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 12, p. 32-42, 2011.

MAIA, R.P. BEZERRA, F. H. R. ; SALES, V.C. Geomorfologia do Nordeste: Concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento. Revista de Geografia (Recife), v. 27, p. -6--19, 2010.

MAGNAVITA, L.P. Geometry and kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatobá rift, NE, Brazil. Thesis (Doctor of Philosophy) - University of Oxford, Wolfson College, USA,. 493 p. 1992.

MARQUES NETO, R. ; PEREZ FILHO, A. . Relevos tectônicos no meio tropical: questões sobre a fisiologia da paisagem nas terras altas do sudeste brasileiro. Revista GeoNorte, v. 1, p. 646-658, 2012.

MARQUES NETO R.; PEREZ FILHO, A. Neotectonica na bacia do rio verde, sul de Minas Gerais. Revista brasileira geomorfologia Revista Brasileira de Geomorfologia, v.14, n.3, (Jul-Set) p. 313-322, 2013.

MARTINEZ, M. Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do rio Pirapó: o perfil longitudinal. Dissertação (mestrado). Maringá, 2005.

MARTINEZ, M.; HAYAKAWA, E. H.; STEVAUX, J. C.; PROFETA, J. D. Índice RDE como indicador de anomalias no perfil longitudinal do rio Pirapó. *Geociênc.* vol.30, n.1, pp. 63-76. 2011.

McGEE, J.W. Sheetflood erosion. *Bull. Geol. Soc. Amer.* p. 87-112. 1897.

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.

MCKNIGHT, T. L. & HESS, D. – *Physical Geography: A landscape appreciation*. 8th Edition. Pearson ed. 2004.

MELO, M.L. Excursion Nord-Est. Livretguide n°7, Congress de Union Géographique Internationale, Rio de Janeiro.1956.

MESCERJAKOV, J.P. Les concepts de morphostructure et de morphosculture: un nouvel instrument de l'analyse geomorphologique. *Annales de Géographie*, 77(423): 538-552. 1968.

MILLOT, G. – Les grands aplanissements des soles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et desertiques. *Mem. ORSTOM, Soc. Geolog. France*, 10. P. 295-305, 1980.

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In: *INTERNATIONAL SEMINAR ON LATERITISATION PROCESSES*, São Paulo. p.53-63. 1983.

MIRANDA, E. E. de; (Coord.). *Brasil em Relevo*. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 18 jan. 2012.

MISSURA, R. Análise morfoestratigráfica da bacia do Ribeirão dos Poncianos-MG. Dissertação de Mestrado. Rio Claro, UNESP, 2005.

MONTEIRO, K.A. Superfícies de Aplainamento e Morfogênese da Bacia do Rio Tracunhaém – PE. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Dissertação de Mestrado (Geografia), 120p. 2010.

MONTEIRO, K. A., CORRÊA, A. C. B., MUTZEMBERG, D. Contribuição à reconstrução da dinâmica geomorfológica a partir da sedimentação quaternária tardia no semi-árido do setor oriental do Nordeste do Brasil. Anais do XI Congresso da Abequa, 2007.

MONTEIRO, K. A.; LIMA, C. S.; CORRÊA, A. C. B. Contribuições ao entendimento da gênese e evolução do Modelado na Bacia do Rio Tracunhaém, Pernambuco. In: VII Simpósio Nacional de Geomorfologia e II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia, 2008, Belo Horizonte - MG. Anais do VII Simpósio Nacional de Geomorfologia e II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia. Belo Horizonte: Editora da UFMG, 2008.

MORAES, L.J. Serras e montanhas do Nordeste. Rio de Janeiro: I.F.O.S. Série 1D (Publicação, 58). 1924.

NICKELSEN, R. P. Early jointing and cumulative fracture patterns. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS, 1., 1974, Salt Lake City. Proceedings... Salt Lake City: International Basement Tectonics Association, Inc., v.5. p.193-199, 1974.

OLIVEIRA, R.G. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Tese de Doutorado (Geodinâmica e Geofísica), 400p. 2008.

OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. Journal of South American Earth Sciences V. 37 p.60-76, 2012.

OLLIER, C. Tectonics landforms. Longman Group United Kingdom. 324p. 1981.

PAIGE, S. Rock-cut surfaces in the desert ranges. *Journal of geology*. p. 442 – 450. 1912.

PASSARGE, S. *Geomorfologia*. trad. Espanhol J. Gómez de Llarena. Barcelona: Labor, 1931.

PAZZAGLIA, F.J., GARDNER, T.W., MERRITS, D.J. *Bedrock Fluvial Incision and Longitudinal Profile Development Over Geologic Time Scales Determined by Fluvial Terraces: Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, p. 207-235. 1998.

PELTIER, L.C. The geographical cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. *Ann. Ass. Am. Geogr.*, 40. p. 214-236. 1950.

PENCK, W. *Die morphologische analyse. Ein kapitel der physikalischen geologie*. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart, 283p. 1924.

PENCK, W. *Morphological Analysis of Landforms*. Londres: McMillan, 1953.

PEULVAST, J.P. CLAUDINO-SALES, V. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. *Mercator - Revista de Geografia da UFC*, n.01, p. 116-150, 2002.

PLUMMER, C. C.; McGEARY, D.; CARLSON, D. H. *Physical Geology*. Mcgraw-Hill (Tx); 10th edition, 580p. 2003.

PLICKA, M. Observations on joint zones in Moravia, Czechoslovakia. In: *INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS*, 1., 1974, Salt Lake City. *Proceedings...* Salt Lake City: International Basement Tectonics Association, Inc., v.30, p.279-289, 1974.

PONTE, F. C.; CESERO, P. – Análise comparativa da paleogeologia dos litorais brasileiro e africano. *Bol. Geoc. Petrobras*. Rio de Janeiro – RJ. V. 11, p. 1-18. 1997.

RAMSAY, J. G & HUBER, M. I. The techniques of modern structural geology: folds of fractures. London, Academic Press, v.2, 700p. 1987.

RAND, H. M. – Estudos geofísicos na faixa litorânea ao sul de Recife. Tese de Livre Docência. Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 112p. 1976.

RAND, H. M.. Ligação “Landbridge” (ponte intercontinental) entre PernambucoParaíba e Nigéria-Camarões. In: Fanerozóico Nordeste. Recife, UFPE/DGEO, Text. Did. Série D, v. 1, p. 44. 1985.

RAND, H. M. & MABESSONE, J. M. – Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 38: 163-183. 1982.

ROSS, J. L. S. Relevo Brasileiro: Uma nova proposta de classificação. In: Revista do Departamento de Geografia, nº 04, FFLCH / USP, São Paulo. 1985.

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

SALGADO, A. A. R. – Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. *Geografias Artigos Científicos*. Belo Horizonte 03(1) 64-78. 2007.

SALGADO, A. A. R. ; VALADÃO, Roberto Célio . Contribuição da Desnudação geoquímica para a Erosão diferencial no Espinhaço Meridional/MG (Depressão de Gouveia). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Goiânia, v. 4, n. 2, p. 31-45, 2003.

SANTOS, E. J.; MEDEIROS, V. C. – Constrains from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* V. 29, n. 1, p. 73-84. 1999.

SARP, G., GECEN, R., TOPRAK V., DUZGUN, S. "Morphotectonic Properties of Yenicaga Basin Area in Turkey" 34th International Symposium on Remote Sensing of Environment (ISRSE34), Sydney, Australia 10-15 April 2011.

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

SELBY, M.J. *Earth's changing surface*. Clarendon Press, Oxford, 1985

SHREVE, R. L., Statistical law of stream numbers: *Journal of Geology*, v. 74, p. 17-37. 1966.

SILVA, T. M. Superfícies geomorfológicas do planalto sudeste brasileiro: revisão teórico-conceitual. *Geo UERJ – Ano 11, v. 3, n. 20*, p.1-22. 2009.

SILVA, M. C. L. *Ecodinâmica e alterações ambientais na zona da mata sul de Pernambuco, o município de Ipojuca*. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco. 1997.

SMALL, R. J. The study of planation surfaces. In: *The study of landforms – A text book of Geomorphology*. Cambridge: University Press, 1986. P. 248-272.

SOARES, P. C. & FIORI, P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geológica*, v. 16(32), p.40-71, 1976.

SOUZA, J. O. P. S. *Gênese, manutenção e obliteração dos impedimentos em um sistema fluvial semi-árido bacia do açude do sacco, Serra Talhada, Pernambuco*. Tese de doutorado (Programa de Pós-Graduação em Geografia). 2014.

SPIX, J.B.; MARTIUS, K. F. P. *Viagem pelo Brasil: 1817-1820*. São Paulo: Edusp, vol. 2, 231p. 1981.

STRAHLER, A.N. *Hypsometric (area-altitude) analysis and erosional topography*.

Geological Society of America Bulletin, v. 63, p. 1117-1142, 1952.

TAVARES JUNIOR, J. O. – Mapeamento do embasamento da sub-bacia Olinda – PE e sub-bacia Alhandra – PB usando modelagem gravimétrica e magnetométrica 2-D e 3-d. Tese de Doutorado, Recife. UFPE. 2008.

TAYLOR, G. R. Image analysis techniques for the interpretation of airphoto lineaments, petroleum exploration, Eromanga Basin, Australia. *Geocarto Int.*, v.3, p.53-60, 1988.

THOMAS, M. F. Models for landform development on passive margins. Some implications for relief development in glaciated areas. *Geomorphology*, 12, p. 3-15. 1995.

TRICART, J. Principes et méthodes de l geomorphologie. Paris:Masson Ed.,201p 1965.

TRICART, J.F.L. Structural Geomorphology. Longman, London, 305p. 1974.

TRICART, J; CAILLEUX, A. Introduction to climatic geomorphology. Londres: Longman group limited, 1972.

TROIANI, F.; DELLA SETA, M. The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. *Geomorphology* 102 (1), p. 159-168. 2008.

TROIANI, F.; GALVE, J. P.; PIACENTINI, D., DELLA SETA, M., GUERRERO, J. Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: A case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology* 214, p. 183-197, 2014.

TROMPETTE, R. Geology of Western Gondwana. Rotterdam, A. A. Bakelma. 350 p. 1994.

VALADÃO, R. C. Evolução de longo termo do relevo do cráton São Francisco (desnudação, paleosuperfícies e movimentos crustais). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, UFBA, Salvador, 1998.

VALADÃO, R. C.. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e neotectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 10, p. 77-90, 2009.

VENEZIANI, P. Análise de movimentos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço Meridional 113 (MG): uma correlação com processos evolutivos. 1987. 186f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.

VITTE, A. C. A concepção de geografia em Immanuel Kant. X Seminário de História da Ciência e da Tecnologia. Belo Horizonte: CD-Rom, 2005.

VITTE, A. C. . A etchplanação nas regiões tropicais quentes e úmidas. *Terra Livre*, São paulo, v. 16, p. 11-25, 2001.

VITTE, A. C. Os fundamentos epistemológicos da geomorfologia e a sua inserção no desenvolvimento das ciências da terra. In: Antonio Carlos Vitte; Antonio José Texeira Guerra. (Org.). *Reflexões sobre a geografia física no Brasil*. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil, v.p. 01-33; 2004.

WAYLAND, E.J. Peneplains and some other erosional platforms. *Annual report and bulletin, Dept. of Mines*. p. 77-79. 1933.

WILSON, J. T. Did the Atlantic Close and then Re-Open?. *Nature* 211, 676 – 681, 1966.

WILSON, P. G.; TURNER, J. P.; WESTBROOK, G. K. 2003. Structural architecture of the ocean-continent boundary at na oblique transform margin through deep-imaging seismic interpretation and gravity modeling: Equatorial Guinea, West Africa. *Tectonophysics*. V. 374. P. 19-40. 2003.

WIWEGWIN, W.; SUGIYAMA, Y.; HISADA, K.; CHARUSIRI, P. “Re-evaluation of the activity of the Thoen Fault in the Lampang basin, northern Thailand, based on geomorphology and geochronology,” *Earth Planets Space* n. 63, p. 975–990. 2011.

ZANE - Zoneamento agroecológico do Nordeste do Brasil: diagnóstico e prognóstico. Fernando Barreto Rodrigues e Silva (et al.). - Recife: Embrapa Solos – Escritório Regional de Pesquisa e Desenvolvimento Nordeste – ERP/NE; Petrolina: Embrapa Semi-Árido. CD ROM. Embrapa Solos. Documentos, n.14. 2000

ZAPE – Zoneamento Agroecológico do Estado de Pernambuco, 2001.

ZIMMERMAN, A.E., CHURCH, M., HASSAN, M.A. Identification of Steps and Pools from Stream Longitudinal Profile Data: *Geomorphology*, v. 102, p. 395-405. 2008.