



UNIVERSIDADE FEDERAL DE RORAIMA
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS NATURAIS

MÁRCIA TEIXEIRA FALCÃO

**COMPARTIMENTAÇÃO DO RELEVO NO HEMIGRÁBEN DO TACUTU, ESTADO
DE RORAIMA**

BOA VISTA
2007

MÁRCIA TEIXEIRA FALCÃO

**COMPARTIMENTAÇÃO DO RELEVO NO HEMIGRÁBEN DO TACUTU, ESTADO
DE RORAIMA**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado em Recursos Naturais – PRONAT da Universidade Federal de Roraima como pré - requisito para obtenção do título de Mestre em Recursos Naturais, com área de concentração em Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas.

Orientador: Prof. Dr. José Augusto Vieira Costa

BOA VISTA
2007

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)

F178c Falcão, Márcia Teixeira
Compartimentação do relevo no hemigráben do Tacutu,
Estado de Roraima / Márcia Teixeira Falcão. -- Boa Vista,
2007.
104 f.

Orientador: Prof^o. Dr. José Augusto Vieira Costa.
Dissertação (Mestrado) – Programa de Recursos Naturais,
Universidade Federal de Roraima.

1 – Geologia. 2 – Geomorfologia. 3-Hemigráben. 4-
Roraima. I- Título. II – Costa, José Augusto.

CDU – 551.4

MÁRCIA TEIXEIRA FALCÃO

**COMPARTIMENTAÇÃO DO RELEVO NO HEMIGRÁBEN DO TACUTU, ESTADO
DE RORAIMA**

Dissertação apresentada a Banca Examinadora como pré - requisito para obtenção do título de Mestre em Recursos Naturais do Programa de Pós - Graduação em Recursos Naturais da Universidade Federal de Roraima, com área de concentração em Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas, defendida em 07 em novembro de 2007.

Prof. Dr. José Augusto Vieira Costa
Orientador

Prof. Dr. Valmir da Silva Souza

Prof. Dr. José Frutuoso do Vale Júnior

Prof. Dr. Fábio Luiz Wankler

A minha família em especial a Nalmir e Eric pela força e brilhantismo que demonstraram para superar minha ausência.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de externar os meus sinceros agradecimentos, a todos aqueles que de uma forma ou de outra contribuíram para o meu desenvolvimento acadêmico e pessoal durante a realização deste trabalho.

A Universidade Federal – UFRR, pela infra-estrutura disponibilizada;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo apoio financeiro concedido, sem este seria impossível à realização desta pesquisa.

Ao Professor Dr. José Augusto Vieira Costa, pela orientação, amizade e paciência que foram de extrema importância para o meu crescimento pessoal e acadêmico.

A Coordenação do Curso de Mestrado na pessoa do Professor Dr. Marcos Vital, pela atuação na coordenação do Programa em Recursos Naturais – PRONAT / UFRR.

Ao Professor Dr. Vladimir de Sousa pela preciosa contribuição para estruturação deste trabalho.

A secretaria do PRONAT, dona Inácia, pela atenção prestada.

Aos professores, Dr. José Frutuoso e Dr. Renato Evangelista pelas valiosas críticas (construtivas), discussões e sugestões para o fechamento deste trabalho.

A colega de laboratório Renata Lobato pela valiosa contribuição nos mapas.

Aos colegas, Luciana Barros em especial ao Raimundo Alves dos Reis Neto pela valiosa amizade conquistada, conversas, companheirismo, estudos incansáveis e sabedoria compartilhada, meu muito obrigada.

A grande amiga Maria das Neves pela amizade, companheirismo e por todos os bons momentos vividos nessa jornada, você é muito especial.

A minha família pelo apoio e por acreditar nessa nova conquista, minha mãezinha Elaine Falcão, Elza Falcão, Edna, Janeth, minha mãe Izabel, meu pai Anadir, meus irmãos Alan, Mônica e nosso inesquecível Alison, um abraço.

A todos que direta e indiretamente contribuíram para essa conquista, Marta obrigada

“O presente é a chave do passado”

Nicolau Steno

RESUMO

A bacia sedimentar do Tacutu, localizada no estado de Roraima, consiste em um segmento distensivo implantado no Mesozóico (Jurássico Superior – Cretáceo Inferior), um hemigráben encaixado no Escudo das Guianas, que se alonga na direção nordeste – sudoeste, com cerca de 300 km de comprimento, variando entre 30 a 50 km de largura, estendendo-se da República da Guiana, à capital do estado de Roraima, Boa Vista. O hemigráben foi implantado em uma zona de reativação do Cinturão da Guiana Central. A dinâmica e evolução das formas de relevo, estão condicionada ao resultado de sucessivos estágios, os quais tem como influência os processos tectônicos e os agentes externos que variam ao longo do tempo, e que podem ser encontrados nas evidências da bacia do Tacutu, tornando-se, assim, uma área atípica no território. Para realização dessa pesquisa foram levados em consideração os dados já existentes acerca da área em estudo e diversas pesquisas em campo para entendimento do seu processo evolutivo. Dessa forma, buscamos fazer uma abordagem sobre a compartimentação geomorfológica do gráben do Tacutu, utilizando técnicas de Sistema de Informação Geográfica, por meio do aplicativo ArcGis 9.1, que favoreceu a construção de um modelo digital do terreno. Foram delineadas as curvas de níveis e as redes de drenagens baseadas em cartas 1:100.000, cujo procedimento revelou um evidente controle da drenagem sugerindo que a geomorfologia da área pesquisada é controlada pela presença de falhas normais NE-SW e por atividades neotectônicas compartimentais NW-SE, sendo evidenciadas principalmente nos rios Arraia e Tacutu, e que se vinculam ao processo de sedimentação da Formação Boa Vista. A compartimentação geomorfológica da área caracteriza-se por três compartimentos principais: a Planície Amazônica, evidenciada por ser uma área plana suave ondulada, estendendo-se por faixas alongadas depositadas pelos rios através de sedimentos arenosos, argilosos e conglomeráticos, recentes e inconsolidados, em geral associados aos depósitos do Quaternário, principalmente no Holoceno, de origem fluvial; a Depressão Boa Vista, representada por uma superfície de aplainamento, esta desenvolvida sobre rochas pré-cambrianas e fanerozóicas e os Planaltos Residuais, individualizados em: Residuais Vulcânicos, representados pelo Domínio Apoteri, Residuais Sedimentares, representado pela Serra do Tucano e os Residuais do Proterozóico, remanescentes que demonstram a evolução do relevo regional provavelmente desde a instalação da bacia, seguida de sua inversão e a dissecação desses residuais ao longo dos tempos cenozóicos. O processo evolutivo dessa bacia sedimentar esteve condicionado a sucessivas oscilações climáticas ocorridas na região durante o final do Terciário e todo Quaternário, que podem ser observadas nas linhas de pedras e paleodunas, na rede de drenagem, e ainda a presença de falhas normais e transcorrentes, características que corroboraram para a confirmação evolutiva do quadro neotectônico da bacia.

Palavras-Chave: hemigráben do Tacutu, anomalias de drenagem, controle neotectônico.

ABSTRACT

The sedimentary basin of the Tacutu is located in the state of Roraima, Brazil. It is an implanted distensive segment in the Mesozóic (upper Jurassic - lower Cretaceous). It is an half-graben incised in the Shield of the Guianas, prolonged in the northeast direction - southwestern, with about 300 km of length varying 30 to 50 km width, extending itself of the Republic of Guyana to the capital of the state of Roraima, Boa Vista. The half-graben was implanted in a zone of reactivation of the Belt of Central Guyana. The dynamics and evolution of the relief forms are conditioned by the result of successive periods of training in which it has as influence the tectonic processes and the external agents that vary throughout the time and they can be found in the evidences of the basin Tacutu, becoming thus an atypical area in the territory. We consider the data already concerning the area in study and diverse research to understand the evolution of the process. The approach about the geomorphological compartmentation of the graben of Tacutu using techniques of the Geographic Data System by means of applicatory ArcGis 9.1. that favored the construction of a digital model of the land. They were delineated the curves of levels and the nets of drainages based on letters 1:100.000, which procedure disclosed an evident control of the draining suggesting the geomorphology of the searched area is controlled for normal imperfections NE-SW and for neotectonic activities compartments NW, being evidenced mainly in the rivers Arraia and Tacutu, and that they are ties the process of sedimentation of the Boa Vista Formation. The geomorphological compartmentation of the area is characterized through three main compartments: the Planície Amazônica, evidenced for being a plain area which stretches itself for bands lightly prolonged deposited for the rivers arenaceous, argillaceous and conglomerates, recent sediments unconsolidated in general associates to the deposits of the Quaternary, mainly in the Holocene, of fluvial origin; the Boa Vista Depression represented for a planing surface, formed on pre-Cambrian and Phanerozoic rocks and the Residual Plateaus, divided in: Volcanic Residual, represented for the Apoteri Domain, Residual Sedimentary represented for the Tucano Mountain range and the Residual of the Proterozoic that they are remainders that demonstrate the evolution of the regional relief, probably since the installation of the followed basin of its inversion, and the dissection of these residuals throughout the Cenozoic times. The evolution process of this basin sedimentary was conditional the successive occurred climatic oscillations in the region during the Quaternary, that can be observed in the lines of rocks, as well as in the draining net, and still the presence of normal and transcurrent imperfections, characteristic these that they had corroborated for the evolutive confirmation of the neotectonic picture of the basin.

Key words: half-graben of the Tacutu, anomalies of draining, neotectonic control.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Unidades estratigráficas do hemigráben do Tacutu em Roraima ____	32
Tabela 2	Estratigrafia de Roraima _____	33
Tabela 3	Categorias de declividade _____	62

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Mosaico de imagem de satélite do Estado de Roraima com a localização do Hemigráben do Tacutu	17
Figura 2	a) Aspecto do rio Tacutu no período seco, município de Bonfim, limitando Brasil e Guiana; b) rio Arraia sentido Bonfim, BR 401.....	19
Figura 3	a) Latossolo vermelho , b) Solo Concrecionário Laterítico (Bonfim, BR-401).....	21
Figura 4	a) Savana Parque, com sua árvores ordenadas e seu tapete gramíneo, na região da Serra do Tucano, sentido Bonfim, BR- 401, b) perfil esquemático da Savana Parque	22
Figura 5	a) Presença dos buritizais <i>Mauritia flexuosa</i> ao longo dos cursos de água temporários e não temporários; b) Perfil esquemático dos buritizais.....	23
Figura 6	Visão parcial do Pediplano Rio Branco – Rio Negro, município de Normandia, no qual nota-se uma superfície aplainada elaborada em litologias Cenozóicas	24
Figura 7	Modelo de mecanismos para a formação de <i>riffts</i> . (A) extensão por cisalhamento puro, grábens limitados por falhas normais de alto ângulo, (B) extensão envolvendo falhas de deslocamento de baixo ângulo que cortariam toda a litosfera, formando hemigrábens, Modelo de Wernicke (1981), (C) modelo alternativo do anterior, litosfera com movimento crustal na zona de transição.....	27
Figura 8	Sistema de formação de <i>riffts</i> , com o sistema de junções de vários braços	28
Figura 9	Modelo proposto por Santos (1986), para se referir ao processo de evolução do Hemigráben do Tacutu	29
Figura 10	Seção esquemática da estratigrafia da bacia do Tacutu	35
Figura 11	Mapa das Unidades morfoestruturais do Estado de Roraima	41
Figura 12	Processo de evolução dos <i>inselbergs</i> , representados por falhas normais, esquema evolutivo para o Estado de Roraima.....	45
Figura 13	Etapas para realização da pesquisa	49
Figura 14	Carta imagem georreferenciada com a individualização dos padrões de drenagens do Hemigráben Tacutu	55
Figura 15	Drenagem controlada por falhas, influenciadas pelo controle estrutural do hemigráben, notam-se padrões do tipo retangular a sub-retangular, evidenciados na região do Murupu	56
Figura 16	Carta imagem georreferenciada com padrões de drenagens, com feixes de lineamento indicando a direção preferencial do Hemigráben do Tacutu.....	57
Figura 17	a) Rio Arraia, BR – 401, sentido Boa Vista – Bonfim, encaixado em sistema de falhas e juntas; b) Falhas escalonadas subverticais impressas em basaltos nas margens Rio Arraia, município de Bonfim	58
Figura 18	Diagrama de Rosetas Família de Juntas: Serra Pau Rainha, sul de Boa Vista, nº de pontos: 70	60
Figura 19	Diagrama de Rosetas Família de Falhas: Serra Pau Rainha, nº de pontos 19	60

Figura 20	Padrões de Falhas e Juntas na Serra Pau Rainha, sul do município de Boa Vista	61
Figura 21	Família de falhas: rio Arraia, nº de pontos 15	61
Figura 22	Modelo Digital de Terreno, evidenciando os limites do Hemigráben do Tacutu.....	63
Figura 23	Modelo Digital do Terreno, evidenciando as unidades de relevo que fazem parte da bacia do Tacutu.....	64
Figura 24	Mapa de declividade do Hemigráben Tacutu	66
Figura 25	Mapa da Compartimentação Geomorfológica do Hemigráben Tacutu, adaptado de Brasil (1975), IBGE (2005), Costa, Falcão e Sousa, 2007.....	67
Figura 26	a) Planície Amazônica representada pelo Rio Tacutu no período de inverno, b) presença de folhelhos nas margens do Rio Tacutu, com ângulos preferenciais 160/75	68
Figura 27	Setor da Depressão Boa Vista nos domínios do Hemigráben do Tacutu, BR 401, nota-se a presença de degraus que variam entre 80 a 100 m de altitude.....	69
Figura 28	Serra Nova Olinda, representando a parte sudoeste do hemigráben, presença de derrames basálticos.....	71
Figura 29	Morro do Redondo, afloramento de basaltos do Complexo Vulcânico Apoteri, BR – 401, sentido Boa Vista – Bonfim	71
Figura 30	Imagem adquirida através do <i>Google Earth</i> , georreferenciada através do aplicativo <i>Arc View 3.2</i> , com a localização da Serra Pau Rainha, limite final do Hemigráben do Tacutu.....	72
Figura 31	Serra do Tucano, com a presença de vales encaixados em forma de “V”, BR – 401, sentido Boa Vista - Bonfim, em meio a sedimentos da Formação Boa Vista.....	73
Figura 32	Presença de juntas na Serra do Tucano.....	74
Figura 33	Morros alinhados ao longo da BR-401 demonstram a estruturação do gráben do Tacutu – RR e correspondem ao limite Sudeste do mesmo, nas proximidades do Morro do Redondo	76
Figura 34	Compartimentação geomorfológica, visualizada através da técnica de sombreamento	77
Figura 35	Remanescentes de antigas superfícies erosionais de Roraima, modelo baseado em Shaefer; Vale Jr. (1997) produzido a partir de dados do SRTM (NASA)	81
Figura 36	Esboço esquemático do processo evolutivo do Hemigráben do Tacutu	82
Figura 37	Perfil de formação de solos em crostas lateríticas, levando em consideração as oscilações climáticas	84
Figura 38	Perfil na estrada Normandia – Bonfim, onde nota-se a presença de Linhas de Pedras (<i>Stones lines</i>), na parte posterior tem-se o recobrimento da área por um novo colúvio, resultante de um movimento de massa procedente de áreas mais elevadas, com ângulos preferenciais 319/30	85
Figura 39	a) Complexos de rampa de colúvio na região do Murupu, representando uma paleodepressão do relevo; b) Esquema representativo do complexo de rampa, baseado em Meis; Moura (1984).....	86

Figura 40	Unidades de relevo e drenagens na bacia do Tacutu	87
Figura 41	a) Ponte sobre o Rio Surumu, período seco; b) presença de feixes “ <i>budíns</i> ”, confirmando a virada do hemigráben	89
Figura 42	Estrutura em flor indicando efeito transpressional no Hemigráben do Tacutu	91
Figura 43	a) Arcabouço neotectônico da Amazônia e b) em Roraima, onde nota-se a presença das falhas transcorrentes representadas por linhas com ou sem par de setas, indicando movimento relativo, já as falhas normais são as linhas com pequenos traços perpendiculares, as falhas inversas ou de cavalgamento são representadas pelas linhas denteadas.....	93

SUMÁRIO

RESUMO

ABSTRACT

LISTA DE TABELAS

LISTA DE FIGURAS

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	Localização e Acesso	17
1.2	Panorama Fisiográfico Regional	18
1.2.1	Clima	18
1.2.2	Hidrografia	19
1.2.3	Pedologia	19
1.2.4	Vegetação.....	21
1.2.5	Relevo	23
2	ESTADO DE CONHECIMENTO DO HEMIGRÁBEN DO TACUTU	25
2.1	Breve Histórico	25
2.2	Geologia do hemigráben e das áreas adjacente	31
2.3	Estratigrafia da Bacia do Tacutu	32
2.3.1	Complexo Vulcânico Apoteri	35
2.3.2	Formação Manari	36
2.3.3	Formação Pirara	36
2.3.4	Formação Tacutu	37
2.3.5	Formação Serra do Tucano.....	38
2.3.6	Formação Boa Vista	39
2.3.7	Formação Areias Brancas	40
2.4	Geomorfologia Regional	40
2.4.1	Planalto Sedimentar de Roraima	42
2.4.2	Planalto do Interflúvio Amazonas – Orenoco.....	42
2.4.3	Planalto Dissecado Norte da Amazônia	43
2.4.4	Planaltos Residuais de Roraima	43
2.4.5	Pediplano Rio Branco – Rio Negro	46
3	OBJETIVOS	48

3.1	Objetivo Geral	48
3.2	Objetivos Específicos	48
4	MATERIAIS E MÉTODOS	49
4.1	Obtenção dos dados	49
4.2	Digitalização dos dados	50
4.3	Trabalhos de campo	52
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	54
5.1	Compartimentação geomorfológica do hemigráben do Tacutu	54
5.1.1	Análise da rede de drenagem	54
5.1.2	Análise das falhas e juntas da Serra Pau – Rainha	59
5.1.3	Análise das falhas no Rio Arraia	61
5.2	Modelo Digital do Terreno (MDT)	61
5.2.1	Compartimento 01: Planícies Aluviais	68
5.2.2	Compartimento 02: Depressão Boa Vista	68
5.2.3	Compartimento 03: Planaltos Residuais	70
a)	Planaltos Residuais Vulcânicos	70
b)	Planaltos Residuais Sedimentar Serra do Tucano	73
c)	Planaltos Residuais Proterozóicos	75
6	EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO HEMIGRÁBEN TACUTU	76
6.1	Modelo de evolução geomorfológica do Hemigráben do Tacutu	78
6.2	Reestruturação do hemigráben	88
6.3	Influência da neotectônica na reestruturação do Hemigráben Tacutu	89
7	CONCLUSÕES	95
	REFERÊNCIAS	96

1 INTRODUÇÃO

O relevo sempre foi notado pelo homem como um dos componentes da natureza pela sua imponência ou forma, as quais levaram o ser humano, através da capacidade de observar e raciocinar, a estabelecer as relações entre os processos modeladores e as formas de relevo.

A superfície da Terra é caracterizada por uma incrível variedade de feições geomorfológicas, sendo que as formações geológicas que suportam estas feições variam bastante, seja na idade e na composição, com camadas mais antigas recobertas muitas vezes por sedimentos mais jovens.

Joinhas (2002), destaca que a compreensão entre a evolução do relevo e o registro sedimentar constitui bases para o processo de fundamentação e conhecimento geomorfológico.

Nesse processo de compreensão e de conhecimento, se destaca a estruturação e os estágios evolutivos, que são extremamente complexos e diversificados, constituindo, assim, um sistema dinâmico.

Dessa forma, a evolução da paisagem, cujas particularidades proporcionam a especificidade de compartimentos, resulta no jogo dos agentes internos, que são comandados pela estrutura tectônica e pelos agentes externos, que se relacionam aos mecanismos morfogenéticos, como o clima.

Neste contexto, a compartimentação geomorfológica evidencia o resultado das relações processuais e respectivas implicações tectônico-estruturais, que são registradas ao longo do tempo. Casseti (1991) relata que o jogo desses componentes aliado às alternâncias climáticas e às variações estruturais elaboram e reelaboram a paisagem.

Sendo assim, transformações que se processaram na natureza em diferentes escalas temporais e suas mudanças em geral não podem ser percebidas a olho nu, sendo, muitas vezes, necessário recorrer a equipamentos de precisão, assim, não é fácil correlacionar às modificações supracitadas com aquelas que ocorreram a milhares ou milhões de anos.

Para a compreensão de tal estudo, Salgado-Laboriau (1999), enfatiza que devemos nos remeter a períodos que possam estabelecer o elo entre o passado geologicamente pouco remoto e o presente, para reconstituição do ambiente estudado.

A evolução mesozóico-cenozóica do relevo no território brasileiro tem mostrado uma associação direta com os processos de abertura do Atlântico Sul e outros mais modernos, responsáveis por soerguimentos, por abatimentos e basculamentos de blocos e reorganização da rede de drenagem.

Assim sendo, a morfologia atual preserva, muitas vezes, indicadores, como as formas de relevo ou os depósitos correlativos, que permitem a reconstituição e compreensão da paisagem ao longo do tempo geológico.

No Brasil, esses indicadores são bem evidentes, tanto na porção litorânea, como na Amazônia, mas, apesar dos extraordinários avanços no se refere à pesquisa, faculta um maior grau de detalhes e integração de dados.

A Bacia do Tacutu caracteriza-se por distintos domínios geológicos e geomorfológicos, com predomínio de grandes extensões de relevo plano coberto por savanas graminosas, áreas abatidas (abaciadas) e áreas com relevo ondulado (lateritas).

Geomorfologicamente, a área em estudo apresenta uma série de planícies, onde morros do tipo *inselbergs* se elevam bruscamente e seqüências de morros alinhados identificam movimentação do hemigráben, a partir de eventos transcorrentes no Cenozóico.

Com base no descrito, propomos, através desta pesquisa, abordar um estudo sobre a evolução da paisagem para o Quaternário na Bacia do Tacutu, localizado na porção nordeste do Estado de Roraima, buscando, através de uma perspectiva integrada, associar os materiais deposicionais (estratigráfico) às feições geomorfológicas.

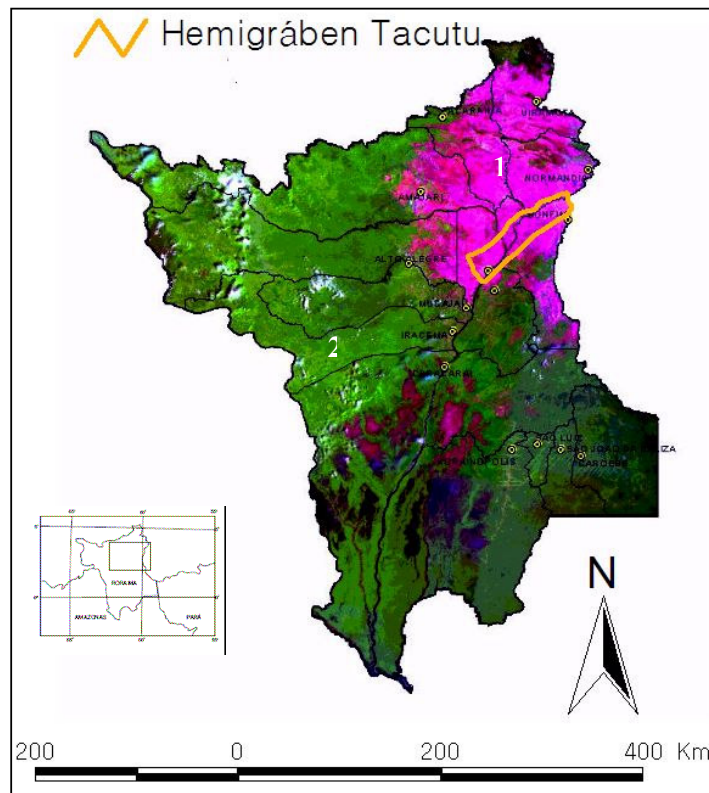
Para tanto, foram levados em consideração os dados já existentes acerca da área em estudo e diversas pesquisas em campo para chegarmos ao objetivo principal que foi a elaboração de um modelo morfoestrutural para o Cenozóico, através de aplicativo de Sistema de Informações Geográficas *Arc Gis 3.2*, no qual foram digitalizadas informações para entendermos todo o seu processo evolutivo.

A partir desse panorama traçado, fica evidente a importância de pesquisas voltadas para a dinâmica das unidades da paisagem, onde a compartimentação geomorfológica, como a do Hemigráben do Tacutu, uma das poucas bacias da região em sedimentos mesozóicos, apesar dos poucos estudos, desperta interesse da comunidade científica, tanto em relação aos processos de formação como a sua potencial riqueza econômica.

1.1 Localização e acesso

A área estudada localiza-se no setor centro-nordeste do Estado de Roraima, abrangendo os municípios de Bonfim e Boa Vista, entre as coordenadas 3º a 3º 45' de latitude norte e 59º 40' a 60º 33' longitude oeste, abrangendo as Folhas NA-21-V-A (Bonfim), NA-20-X-D (Boa Vista) e NA-21-V-C (Rio Tacutu).

O acesso à área é feito em Boa Vista pela rodovia Federal BR 174 e estadual RR-401, que liga Boa Vista ao município de Bonfim, cerca de 125 km da capital. Os estudos admitem que a área encontra-se inserida numa unidade geotectônica denominada Cinturão Guiana Central. A região limita-se ao norte com o município de Normandia, a leste com a República da Guiana, a oeste com os municípios de Boa Vista e Cantá e, ao sul, com o município de Cantá (figura 1).



- 1 Áreas de Savana
- 2 Áreas de Floresta Tropical
- 3 Campinarana.

Figura 1: Mosaico de imagem de satélite do Estado de Roraima com a localização do Hemigráben do Tacutu. Fonte: ITERAIMA (1996)

1.2 Panorama Fisiográfico Regional

Nessa unidade são descritos os aspectos fisiográficos regionais, a partir de uma síntese de trabalhos esparsos anteriores, na tentativa de se obter uma visão geral do clima, da hidrografia, pedologia, vegetação e do relevo da área estudada.

1.2.1 Clima

O Estado de Roraima é um dos estados da Região Norte que agrega tipologias climáticas diferenciadas, devido à disposição física do Estado, ladeado ao sul e a oeste pela Floresta Amazônica; a leste pelas savanas, que se estendem pelos campos da Guiana; e ao norte pelo complexo montanhoso de Roraima/Pacaraima, além de inúmeras serras que condicionam aspectos climáticos diferenciados.

Segundo as diferentes literaturas, Roraima caracteriza-se por ter três grupos climáticos, segundo a classificação de Koppen: Af, Am e Aw, Barbosa (1997) define os limites desses climas em função do aumento das unidades de observação pluviométrica no estado.

O clima do tipo Af caracteriza-se por ser constantemente úmido, pois, corresponde aos climas de florestas tropicais. Tanto as temperaturas como as chuvas sofrem um mínimo de variação anual. Já o tipo Am caracteriza-se por ter um verão úmido e um “inverno” seco acentuado (BRASIL, 1975).

A região em estudo está estabelecida na classificação Aw, que predomina no nordeste do estado em uma área de período seco, definido por cerca de 4 meses do ano. Este período alcança entre os meses de dezembro e março, marcando a presença de uma fase seca, devido à extrema queda nos índices pluviométricos (média de 36,2 mm mês) (BARBOSA, 1997).

Essa região corresponde à área onde o sistema de circulação massa equatorial continental - mEc e o de convergência intertropical (CIT), possuem menos influência no inverno, provocando uma “espécie de área nuclear seca” entre esses sistemas de circulação que são os principais agentes atmosféricos que atuam nessa área.

1.2.2 Hidrografia

A rede hidrográfica de Roraima é marcada pelo rio principal, o Branco, que possui 584 km de extensão, área da pesquisa, é formada pela junção dos rios Tacutu e Uraricoera, que, para muitos estudiosos, é um prolongamento do rio principal.

O Rio Tacutu tem o seu curso seguindo na direção geral N-S, o que equivale a 600 km, ao receber o Rio Maú, na altura do paralelo 3º 35', descreve um cotovelo e toma a direção Nordeste-Sudoeste, até alcançar o Uraricoera, para formar a bacia principal (AMBTEC, 1994).

O Rio Tacutu abrange cerca de 21% da bacia do Rio Branco, a quarta parte do rio Tacutu localiza-se na República Guiana, tem como afluentes: Surumu, Cotingo e Maú (apenas a margem direita pertence ao Brasil) (AMBTEC, 1994).

Ainda se destaca na região o rio Arraia, localizado na BR-401, sentido Bonfim, caracterizado por uma grande anomalia de drenagem (figura 2).



Figura 2: a) Aspecto do rio Tacutu no período seco, município de Bonfim, limitando Brasil e Guiana; b) rio Arraia sentido Bonfim, BR 401.

1.2.3 Pedologia

Roraima apresenta uma grande variedade de solos, muitos com limitações químicas quanto ao uso agrícola, pois, a presença de rochas básicas é bastante

limitada, responsáveis pela formação de solos de melhor fertilidade. Nas formações holocênicas de relevos planos, representadas por estreitas faixas aluvionais ao longo do baixo e médio curso dos principais rios que drenam a região, encontramos solos aluviais, planossolos e neossolos quartzarênicos (BRASIL, 1975).

A Formação Tacutu é constituída por arenitos finos a conglomeráticos, siltitos e folhelhos com intercalação do basalto da Formação Apoteri, constituindo o material de origem dos Latossolos Vermelhos e Plitossolos Pétricos Concrecionários Lateríticos (BRASIL, 1975) (figura 3).

Na base da Serra Nova Olinda, encontra-se a presença de Vertissolo que se destaca pela presença de minerais de argilas de alta atividade (esmectita), o que lhe confere elevada plasticidade e pegajosidade quando molhados, e extremamente duros quando secos, o que limita sua utilização agrícola (VALE Jr. 2000).

Os Latossolos Vermelhos são formados por produtos da decomposição de rochas do pré – cambriano (granitos, gnaises, basaltos / diabásio, arenitos sua coloração é avermelhada com matiz 2,5YR, possuem boas características físicas e morfológicas, apresentando um potencial agrícola elevado.

Na região do Bonfim, ao longo da BR 401, destacam-se ainda o Latossolo Vermelho Escuro Eutrófico e Distrófico, que resultam do intenso intemperismo do material de origem, são ricos em óxido de ferro, titânio e manganês (BRASIL, 1975; VALE Jr.; SOUSA, 2005).

Os Plitossolos Pétricos Concrecionários são medianamente profundos, formados por uma mistura de partículas mineralógicas finas e concreções ferruginosas de vários diâmetros, e, quando contínuas formam, bancadas lateríticas com inclusões brancas e / ou amarelo acinzentadas de material argiloso. (BRASIL, 1975)

Pulvast e Sales (2002) relataram que a presença de solos concrecionários, na realidade são testemunhos de ciclos de erosão sucessivos, e ainda reconhecem a renovação de seus regolitos e de seus solos, fato que dificulta a reconstituição da paisagem.

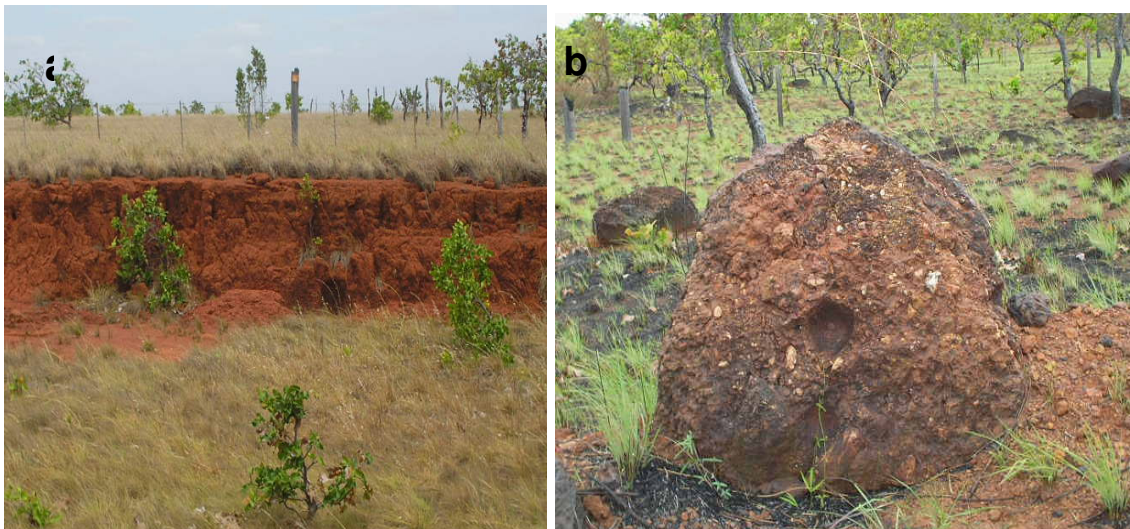


Figura 3: a) Latossolo vermelho , b) Solo Concrecionário Laterítico (Bonfim, BR-401).

Na região da Serra do Tucano, nota-se a presença das Areias Quartzosas associadas ao Latossolo Amarelo, em relevo plano a suavemente ondulado, as quais se originam de sedimentos arenosos do Quaternário (VALE Jr., 2000).

São pouco desenvolvidas, com textura arenosa e fortemente drenada. Apresentam baixa fertilidade e baixa soma de bases trocáveis. O horizonte superficial tem espessura média de 50 cm, estrutura muito fraca, pequena, granular ou mais frequentemente maciça (VALE Jr., 2000).

1.2.4 Vegetação

A vegetação do Estado de Roraima é caracterizada pela presença de três grandes sistemas fitofisionômicos: as savanas ou cerrados, as campinas ou campinaranas e as florestas. As Savanas constituem cerca de 37.800 km², ou seja, pouco mais de 16% do estado, sendo a maior área contínua no bioma amazônico, as Savanas do hemisfério norte ocupam áreas pré-Cambrianas, Terciárias e Quaternárias (VALE Jr.; SOUSA, 2005).

Na área em estudo predominam principalmente os ecossistemas da Savana – Parque, Savanas Estépica e a Savana Gramíneo – Lenhosa (BRASIL, 1975).

A Savana Parque caracteriza-se por apresentar uma fitofisionomia campestre com árvores isoladas, espalhadas de maneira mais ou menos ordenada, na Bacia do Tacutu apresenta-se sempre em grupos lenhosos, tendo como centro

do grupo a *Curatella americana*, entremeada por extensões gramíneas dominadas por espécies do gênero *Andropogon* ora pela *Trachypogon plumosus* (BRASIL, 1975) (figura 4).

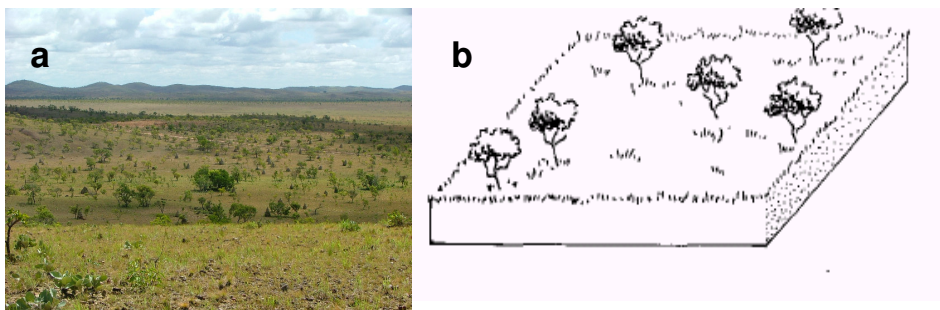


Figura 4: a) Savana Parque, com suas árvores ordenadas e seu tapete gramíneo, na região da Serra do Tucano, sentido Bonfim, BR- 401, b) perfil esquemático da Savana Parque. Fonte: BRASIL (1975).

A Savana Estépica ocupa a área dissecada do extremo norte brasileiro, situada entre a savana da planura de acumulação do Hemigráben do Tacutu ao sul, e o planalto florestado da Venezuela, a origem dessa formação é bastante controversa, pois para Brasil (1975), a área sofre ação depredatória do homem, sendo difícil saber com certeza seu processo de formação.

É válido ressaltar que essas áreas são delimitadas por períodos de estiagem prolongados e expõem as rochas vulcânicas através do processo de dissecção, às vezes, ainda capeadas por arenitos horizontais, demonstrando um intenso processo de aplainamento pretérito, o que confirma que a cobertura vegetal não poderia ter sido uma floresta.

Destaca-se ainda na Serra do Tucano, a savana denominada do tipo savana estépica parque, localizada em porções das regiões serranas (acima de 600 m), o solo é pedregoso e o estrato gramíneo é ralo no período seco, ficando adensado na época favorável (BRASIL, 1975; BARBOSA; MIRANDA, 2005).

Na área estudada nota-se ainda a presença da Savana de Térmita, que se destaca principalmente em Normandia e ainda esparçada na Serra do Tucano, Bigarella et al. (1994) ressaltam que os cupins se destacam pela revolvimento remoção do solo, provocando o intemperismo químico ao trabalharem as partículas de solo.

Entremeadas as savanas, nota-se a presença dos buritizais *Mauritia flexuosa* ao longo dos cursos de água temporários e não temporários, enquanto que o relevo vai ficando distante, este vai se rarefazendo. Os buritis são árvores pioneiras, pois, antecedem uma sucessão primária que é o assentamento e o desenvolvimento de comunidades de plantas em *habitats* recentemente formados, firmando uma vegetação nativa original (figura 5).

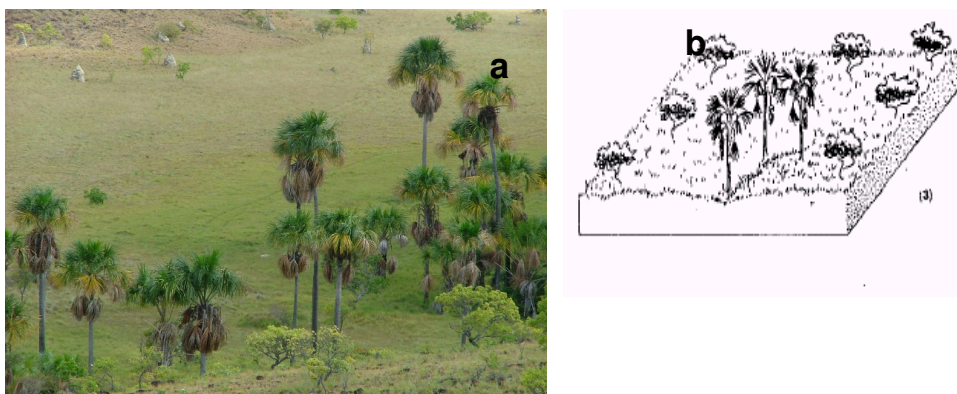


Figura 5: a) Presença dos buritizais *Mauritia flexuosa* ao longo dos cursos de água temporários e não temporários; b) Perfil esquemático dos buritizais. Fonte: BRASIL (1975)

1.2.5 Relevo

O conjunto geomorfológico de Roraima mais significativo é representado por um pacote sedimentar, isolado em forma de testemunhos de erosão, disperso a nordeste e a oeste do Estado. Caracteriza-se por relevos tabulares, esculpidos em rochas sedimentares do Grupo Roraima, representados por mesas aplainadas, com altitudes que variam em torno de 1.000m (BRASIL, 1975).

Nesse contexto, com base em Brasil (1975), a região do Hemigráben do Tacutu caracteriza-se por rochas antigas, intensamente falhadas e fraturas, são geralmente cristas com vertentes de forte declividade, modeladas por drenagens de primeira ordem, enquadradas nesse contexto de relevo as serras do Tucano e de Nova Olinda, elaboradas em rochas jurássicas da formação Tacutu.

A estrutura na qual se insere a bacia faz parte do Pediplano Rio Branco – Rio Negro, que insere nos domínios morfoclimáticos de patamares erosivos e superfície pediplanada, onde feições morfoestruturais que ocorrem em meio a essa superfície e merecem destaque, pois, são colinas constituídas por afloramentos de

rochas do embasamento cristalino estruturado, representando remanescentes de erosão fluvial, devido ao recuo final das vertentes (BRASIL, 1975).

O Pediplano Rio Branco – Rio Negro caracteriza-se por ser uma superfície relativamente baixa, com a presença de *inselbergs*, isso se deve ao intenso processo de aplainamento realizado através das oscilações cíclicas ao longo das eras geológicas (figura 6).

Shaefer e Vale Jr. (1997) afirmam que nessa área existe a grande presença de *inselbergs* graníticos, na qual muitos afloramentos de rochas que ocorrem estão associados a solos rasos, mas a maior parte destes planos estão sobre sedimentos terciários da Formação Boa Vista, compreendendo, dessa forma, perfis profundamente intemperizados.

O Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE (2005) denominou essa área em seu contexto geomorfológico de Depressão Boa Vista, baseado na interpretação de mosaicos, imagens de satélite LandSat TM e remodelagem dos trabalhos realizados por Brasil em 1975, e ressalta que os domínios morfoestruturais se caracterizam pela presença de bacias sedimentares e coberturas inconsolidadas.

Ab' Saber (1997) ressalta o contexto no qual faz parte a área em estudo, na realidade, é o “baixo estrutural do Rio Branco – Tacutu que inclui a rasa bacia sedimentar da Formação Boa Vista e um largo compartimento intermontano dotado de altitudes médias de apenas 100 – 150 m.



Figura 6: Visão parcial do Pediplano Rio Branco – Rio Negro, município de Normandia, no qual nota-se uma superfície aplainada elaborada em litologias Cenozóicas.

2 ESTADO DE CONHECIMENTO DO HEMIGRÁBEN DO TACUTU

Os poucos estudos existentes sobre a Bacia do Tacutu no Brasil e, principalmente em Roraima, caracterizam-se por trabalhos que buscaram uma investigação acerca do potencial petrolífero da bacia, são dados de acesso restrito à comunidade científica.

Assim, buscamos fazer um breve relato nessa seção sobre o atual estado de conhecimento em relação ao Hemigráben do Tacutu, enfatizando o processo histórico, descoberta e exploração, ressaltando o conhecimento geológico já existente sobre o foco de estudo, e, principalmente, as estruturas internas, ou seja, o processo de formação estratigráfica, caracterizando cada unidade e de que forma elas atuaram na formação dessa estrutura.

2.1 Breve Histórico

As primeiras referências sobre o Hemigráben do Tacutu foram descritas no Brasil por Guerra (1957), que insistiu na existência de uma fossa tectônica anterior à sedimentação da Formação Boa Vista.

Já Barbosa e Ramos (1959), Braun (1973), Bonfim et al. (1974), Montalvão et al. (1975) se referiram ao hemigráben como uma área rebaixada onde, geralmente o seu comprimento é maior que a largura, sendo delimitado por falhas de gravidade, consideradas ativas, cujo teto desceu em relação ao muro.

Dessa forma, sendo classificado com base nos movimentos relativos entre os blocos, que possuem caráter de rejeito de mergulho inverso, e o maior eixo de “tensão” é essencialmente vertical, sendo a direção de maior alívio praticamente horizontal, relacionando a distensão da crosta terrestre, ou seja, um hemigráben (LOCZY; LADEIRA, 1981; EIRAS; KINOSHITA, 1988).

Na realidade, ao nos referirmos a uma falha, tratamos como uma superfície ao qual ocorreu um movimento relativo entre dois blocos que se separam. A superfície de rotura é plana ou praticamente plana. As falhas podem ocorrer com dimensões muito variáveis, podendo ser observadas em escalas microscópicas até grandes falhas regionais (SUMMERFIELD, 1991).

Quando a conjugação dos movimentos dos blocos falhados dá lugar a estruturas tectônicas como os *grábens* e *horts*, consoante os planos de falha

conjugados, delimitam o teto ou o muro, respectivamente. Por vezes, só uma das famílias de falhas ocorre, formando-se Hemigráben como o Tacutu ou, em outros casos, *estruturas em dominó* (LOCZY; LADEIRA, 1981).

Ab' Saber (1997) retrata o hemigráben do Tacutu como baixo estrutural do Rio Branco que se insere na Formação Boa Vista, com aproximadamente 35.000km² de área, em um largo compartimento intermontano, dotado de altitudes médias de apenas 100-150 metros.

O processo de formação da bacia sedimentar do Tacutu, conforme McConnell (1969, citado por BRASIL, 1975), ocorreu com a reativação Wealdeniana ou Evento Sul-Atlântico (150±146 ma), ou seja, no começo do Jurássico, quando houve o extravasamento de basalto toleítico, maciço e amigdaloidal, seguido pela deposição de arenitos finos a conglomeráticos, siltitos e folhelhos.

Na realidade, esse processo se iniciou com a separação dos escudos sul-americanos, no qual Guimarães (1971) afirma ter ocorrido uma rotação dos escudos e a existência de um mar continental, responsável pela Bacia Amazônica, desde antes da era Mesozóica, enquanto que Berrocal et al. (1972) apresentam uma outra hipótese, baseados na anomalia sistêmica registrada pelo South American Array System - SAAS (Brasília) e na teoria das placas continentais.

No entanto, Costa et al. (1991) ressaltam que esse evento representa um processo tectônico que envolveu a formação de bacias no interior da placa Sul Americana.

Para Hasui (1990), várias das bacias formadas nesse intervalo de tempo são extensionais, tendo falhas normais lítricas ou planares como elementos estruturais fundamentais do arcabouço de cada uma delas, e envolvendo reativações de zonas de fraqueza pretéritas, isto é, tectônica ressurgente.

Além desses processos, a compartimentação do relevo, a evolução da paisagem, as alternâncias climáticas ocorridas ao longo do tempo e dos processos geodinâmicos internos, ou seja, o tectônico, levou à ampla transformação na arquitetura exterior da crosta terrestre (CUNHA; GUERRA, 2003).

Esse processo se inicia com a separação dos continentes africano e sul-americano, que promoveram um processo de tafrogênese, ou seja, a geração de *grabens*, que são vales de grande extensão, que se formam a partir de grandes movimentos distensivos na crosta, produzindo falhas subverticais e abatimento de blocos, tanto na América do Sul, como na África.

Esse *grábens* evoluíram para o nascimento de crosta oceânica, margem continental intraplaca, ou ainda para a formação de bacias intracratônicas, nas quais os *grábens* são abortados e entram em subsidência térmica, conforme o resfriamento da crosta, induzido pela ascensão de uma pluma do manto (*Hot Spot*) (figura 7).

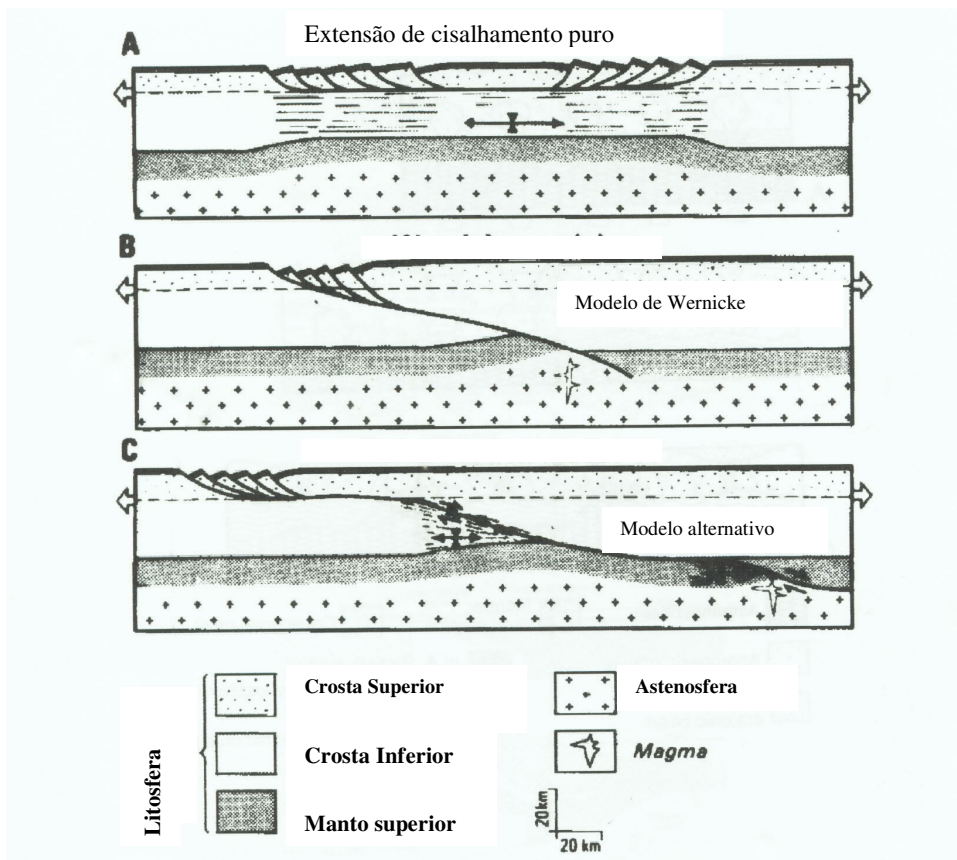


Figura 7: Modelo de mecanismos para a formação de *riffts*. (A) extensão por cisalhamento puro, grábens limitados por falhas normais de alto ângulo, (B) extensão envolvendo falhas de deslocamento de baixo ângulo que cortariam toda a litosfera, formando hemigrábens, Modelo de Wernicke (1981), (C) modelo alternativo do anterior, litosfera com movimento crustal na zona de transição. Fonte: Lister et al. (1986)

Durante esse evento, é comum o rompimento da crosta continental ao longo de um sistema de três fraturas separadas por ângulos de 120° , sendo que duas delas evoluem para formação de oceanos e de margens continentais passivas e a terceira fratura, em geral, forma um vale que se estende para dentro das áreas continentais, mas não chega a desenvolver uma bacia oceânica, constituindo, assim, um *rifft* abortado.

Sengor (1995) enfatiza como exemplo de tafrogênese o atual sistema de *riffts* do leste da África, no qual as junções formam estrelas de *riffts*. Na tafrogênese Mesozóica do oeste da Pangea, formou-se um extenso e diacrônico sistema de *riffts*, dando origem ao atual Oceano Atlântico. Nas áreas V – W e X – Y, desenvolveram-se *riffts* no intervalo de tempo entre 210 e 170 milhões de anos (figura 8).

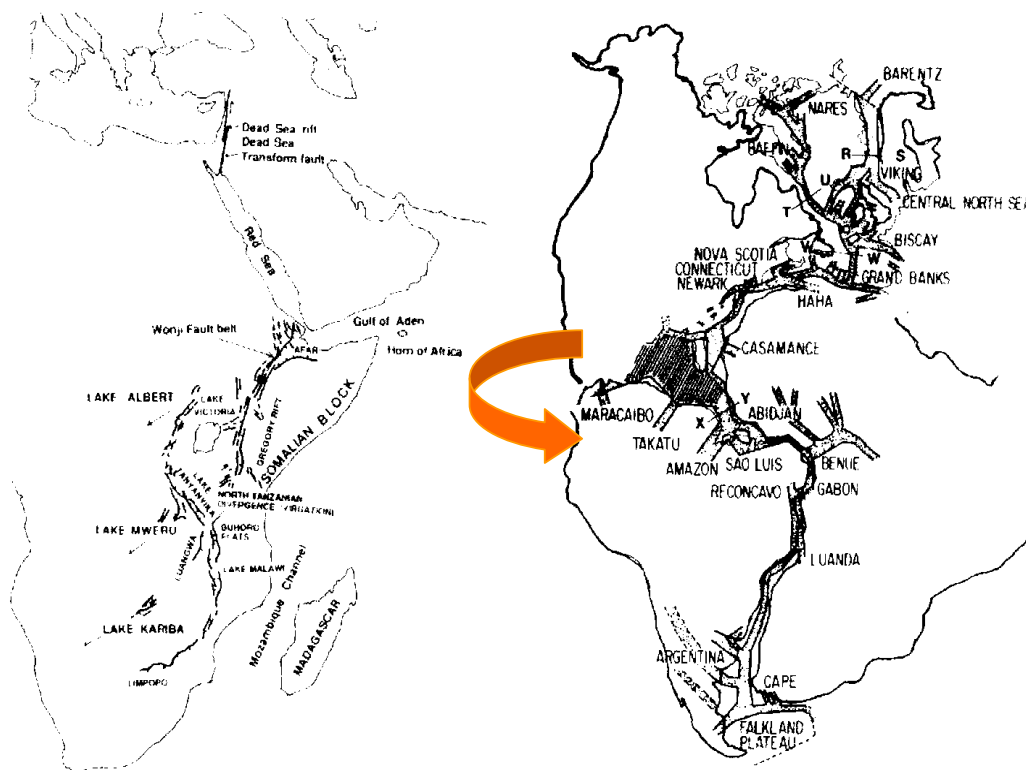


Figura 8: Sistema de formação de *riffts*, com o sistema de junções de vários braços. Fonte: Sengor (1995)

Santos (1986) descreve que a história da formação do Hemigráben do Tacutu esteve condicionada a três fases distintas: *rift* ativo, *rift* passivo e pós-*rift*.

A **fase rift ativo** iniciou-se com os derrames suaquosos de lavas toleíticas (Formação Apoteri) supostamente como consequência da fusão parcial da litosfera causada por anomalia térmica da astenosfera, e, dessa forma, a espessura relativamente constante desses derrames restritos ao hemigráben, reforça um modelo ativo para a origem do *rift*. Ainda nessa fase, houve depósitos dos folhelhos e calcários lacustres da Formação Manari.

No final do Eocretáceo, tem início a **fase de rift passivo**, com a geração de atividades de falhas na borda sudeste, no qual depositaram, sob condições áridas,

os fanconglomerados de borda, e nos lagos, folhelhos, siltitos, carbonatos e halitas da Formação Pirara, e com a evolução da sedimentação, depositaram-se as camadas vermelhas da Formação Tacutu, seguidas pelos arenitos da Formação Tucano.

A partir daí, o ambiente passa por um período de calma tectônica, predominando os processos de denudação e formação de extensas superfícies de aplainamento e bacias de acumulação continental (TOMAZZOLI, 1990; THOMAZ FILHO et al., 2000; TEIXEIRA et al., 2003).

Nesse evento de quiescência tectônica durante o Neocretáceo, que marca a **fase pós-rift**, ocorre um evento transformador transcorrente de idade miocênica - pliocênica, resultante da colisão entre a placa continental da América do Sul e as placas de Nazca e do Caribe, que reestruturam todo o hemigráben. (figura 9)

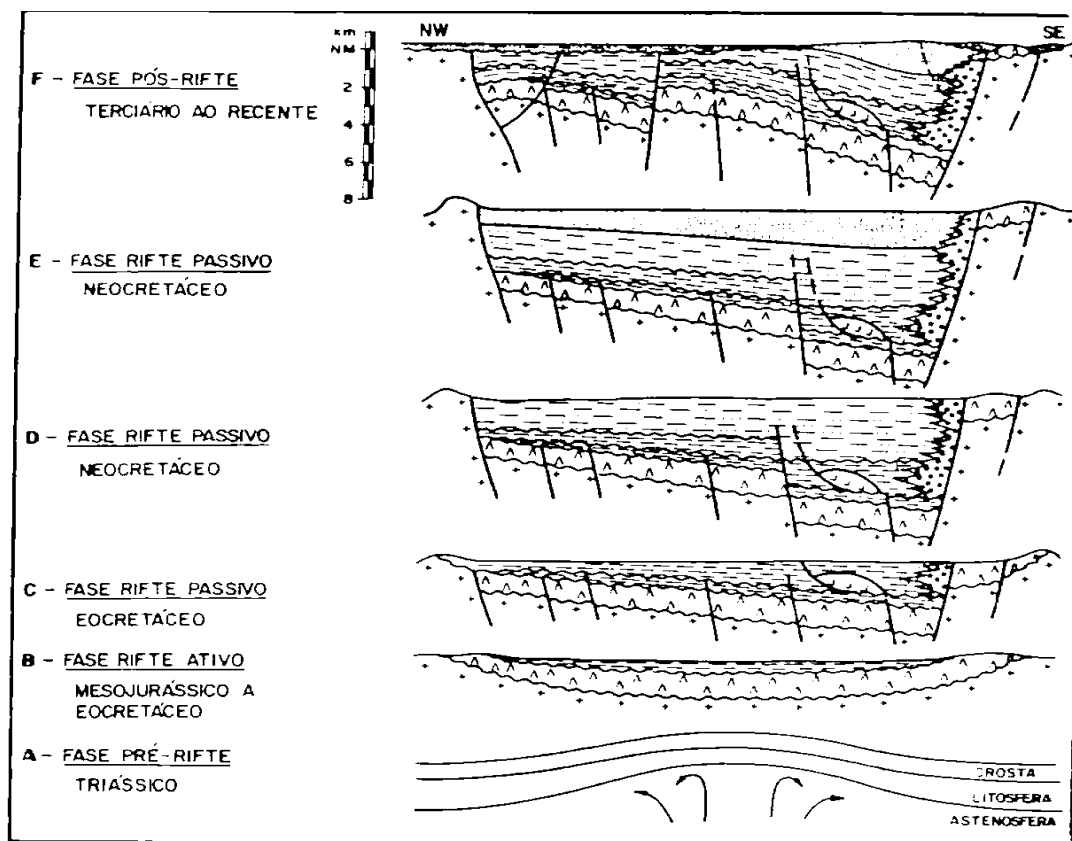


Figura 9: Modelo proposto por Santos (1986), para se referir ao processo de evolução do Hemigráben do Tacutu. Fonte: Eiras; Kinoshita (1988)

Durante o Fanerozóico, ocorreram ainda manifestações magmáticas (intrusões e derrames básicos e intrusões alcalinas), falhamentos e sedimentação. Até o Mioceno, essas manifestações ocorreram no interior do território, nota-se que essa bacia tem clara relação com a compartimentação em blocos crustais (HASUI, 1990).

Para Lima; Hamsi Jr. (2003), durante a fase *rift* no Brasil, de modo geral, a sedimentação consistiu na colmatagem da calha (compartimentada por *horts* e *grabens*), gerada por falhamentos novos ou reativados pelos esforços distensivos, que condicionaram a sedimentação em seu interior.

A partir daí, o ambiente começa a variar extremamente através das condições climáticas de extrema aridez, evidenciada pelas paleodunas cretáceas, assim como momentos de umidificação intensa, evidenciados por depósitos fluviais e lacustres (HAFFER; PRANCE, 2002; RODRIGUES, 2003).

Um outro fator importante no relevo brasileiro foi a orogenia andina que já se processava desde o Paleozóico e se intensificou no final do Mesozóico e durante todo o Cenozóico, proporcionando reflexos em todo leste da América do Sul, através de um processo de epirogênese e soerguimento dos relevos serranos atuais e reestruturando as bacias hidrográficas, como a Amazônica (LOCZY; LADEIRA, 1991).

Na Amazônia, esse processo passa a ser melhor compreendido através das investigações dos depósitos quaternários. Segundo Costa e Hasui (1997), essa fase representa uma importante etapa na evolução da Amazônia, a qual produziu o atual arcabouço neotectônico da região, originando diversas estruturas que afetaram as rochas das eras anteriores, levando a um controle da sedimentação e afeição do relevo e a drenagem.

O conceito de neotectônica foi inicialmente empregado por Obruchev (1948, citado por SALVADOR; RICCOMINI, 1995) com o intuito de designar os movimentos tectônicos recentes ocorridos no final do Terciário e início do Quaternário, dessa forma, tendo um papel decisivo na formação da morfologia contemporânea, com uma conotação essencialmente voltada para os movimentos verticais.

Roraima funcionava como fornecedora de sedimentos para a Bacia Amazônica, principalmente a região nordeste devido às cotas mais elevadas, aliada ao clima árido ou semi-árido. Após esse processo de sedimentação, também

forçado pela tectônica, os rios da alta bacia do Rio Branco se adequaram à bacia sedimentar de Roraima (Ab'SABER, 1997).

Esse processo de erosão e deposição cíclicas são fundamentais para estudar a morfogênese de Roraima, especificamente da fossa tectônica do Tacutu, que se desenvolveu sob um arcabouço complexo de blocos compartimentados, desde o pré-Cambriano, orientado pelo sistema de geofraturas - NE-SW Catrimani-Apiaú, apresentando também um sistema de falhas transcorrentes do pré-Cambriano inferior - NW-SE. O desenvolvimento do Hemigráben do Tacutu foi condicionado por antigas zonas de fraqueza do embasamento (VALE Jr., 1997; EIRAS; KINOSHITA, 1998; SHAEFER; DALRYMPLE, 1995; ROSS, 2006).

2.2 Geologia do Hemigráben e das áreas adjacentes

Roraima ocupa o “coração” do Escudo das Guianas, dessa forma, Reis e Fraga (1996) ressaltam que essa característica faz com o estado envolva as principais feições geotectônicas de sua evolução, nas quais fazem com ao mesmo tempo tenhamos superfícies antigas de embasamento possivelmente arqueano, terrenos gnáissico - granítico, cinturões de alto grau metamórfico relacionados ao Paleoproterozóico que revelam ainda a ampla distribuição de granitóides, anortositos e representativa cobertura sedimentar intracratônica ao longo do Mesoproterozóico, culminando no Mesozóico, com a instalação do hemigráben que envolveu derrames vulcânicos e sedimentação, além da intensa sedimentação quaternária.

Os estudos geológicos sobre o Hemigráben do Tacutu desenvolvidos pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM e pelo Projeto Radambrasil, revelam uma estruturação geológica caracterizada pela reativação do Cinturão da Guiana Central (CGC), sendo responsável pela instalação do hemigráben no padrão ENE – WNW, com desnível médio de 150 m em relação à planície, onde o ponto mais elevado atinge a cota de 320 m, representado pela Serra do Tucano.

Reis et al. (1994) denominaram Formação Serra do Tucano, levando em consideração a formação estratigráfica do pacote arenítico, que se diferencia da Formação Tacutu, sendo esta constituída por folhelhos, siltitos e arenitos finos, que se depositaram em condições climáticas áridas e semi-áridas (tabela 1).

Tabela 1: Unidades Estratigráficas do Hemigráben do Tacutu em Roraima

Formação	Litologia	Profundidade (Total m)	Idade	Paleoclima
Tucano	Arenitos	2200	Cretáceo Superior/Paleoceno	Semi-árido
Tacutu	Arenitos, Siltitos vermelhos	2700	Cretáceo Superior	Semi-árido fases úmidas e secas
Pirara	Fanglomerados, Halita, Calcáreos, margas, siltitos, argilitos	950	Cretáceo Inferior	Árido (deserto)
Manari	Calcáreos, argilitos e filitos	300	Jurássico/ Cretáceo Inferior	Semi-árido
Apoteri	Basalto	950	Jurássico Médio e Superior	Árido

Fonte: Santos (1986).

2.3 Estratigrafia da Bacia do Tacutu

O estado de Roraima incorpora inúmeras unidades litoestratigráficas, de idades que vão do Pré – Cambriano ao Cenozóico, que conferem características próprias a cada unidade. Dessa forma, a área estudada está inserida no contexto da Bacia do Tacutu, e, para melhor compreensão dessa unidade, torna-se necessário apresentar uma síntese dos principais estudos estratigráficos realizados na área.

As primeiras investigações de cunho estratigráfico na área em questão datam das décadas de 70, 80 e 90, com os trabalhos de Brasil (1975); Eiras; Kinoshita (1988) e diversos estudos da Petrobrás, nos quais foram feitas descrições das unidades aflorantes e não aflorantes e ampliaram a distribuição dos diferentes tipos de litologias.

TABELA 2: ESTRATIGRAFIA DE RORAIMA

ERA	Braun (1973)	Bortim et al. (1974)	Montalvão et al. (1975)	Melo et al. (1978)	Figueiredo (1993)	Brandão & Freitas (1994)	CPRM (1999)
CENOZÓICO	Quaternário	Quaternário		Aluídes Alevis Blancas			Cobertura Resente
	Indiferenciado	Indiferenciado		Formação Boa Vista			Formação Boa Vista
	Terciário		Formação Boa Vista	Formação Boa Vista			
MESOZÓICO	Neógeno						
	Indiferenciado						
MESOZÓICO	Formação Tacutu	Formação Tacutu	Formação Tacutu				Formação Serra do Tucano
	Tacutu						
MESOPROTE-ROZÓICO	Formação Apoteri	Formação Apoteri	Formação Apoteri	Suíte Básica Apoteri	Formação Apoteri	Suíte Básica Apoteri	Complexo Vulcânico Apoteri
	Apoteri						
		Formação Borama		Formação Borama			Formação Tepequem
PALEOPROTERO-ZÓICO	Granito Tipo Saracura	Granito 3	Granodiorito Serra do Mel	Suíte Intrusiva Saracura			Granito Morro do Bezerro
	Formação Surumu	Granito 2					Suíte Intrusiva Saracura
	Surumu	Formação Surumu	Formação Surumu	Grupo Surumu			Grupo Surumu
ARQUEOZÓICO ^(?)	Associação Ananá-Kiyurini	Associação Ananá	Complexo Guianense	Complexo Maracá			Grupo Canarana
		Granito 1	Granodiorito Rio Novo (?)	Granito Aruaquário	Granito Mucajai		Suíte Intrusiva Paraíba
	Associação Maracá	Associação Maracá	Grupo Canarana				Suíte Metamórfica Rio Ulu
	Associação Ananá-Kiyurini	Associação Ananá	Complexo Guianense	Complexo Maracá			Grupo Canarana
		Associação Maracá	Grupo Canarana				Granito Tipo S
		Associação Ananá	Complexo Guianense	Complexo Maracá			Grupo Canarana
		Associação Ananá	Complexo Guianense	Complexo Maracá			Suíte Metamórfica
		Associação Ananá	Complexo Guianense	Complexo Maracá			Suíte Metamórfica
		Associação Ananá	Complexo Guianense	Complexo Maracá			Suíte Metamórfica
		Associação Ananá	Complexo Guianense	Complexo Maracá			Suíte Metamórfica

Tabela 2: Estratigrafia de Roraima. Fonte: BRASIL (1999)

Kluche et al. (2005) conotam cinco parâmetros controladores de uma bacia *rift*, sendo estes importantes para se determinar a seqüência estratigráfica:

1. **Tectônica:** fator fundamental de controle da preservação sedimentar nas bacias *riffts*, pois, praticamente todo o espaço acomodado gerado está associado a pulsos tectônicos, podendo, dessa forma, gerar subsidência e soerguimento no sistema hemigráben.
2. **Clima:** fator controlador fundamental para o preenchimento e preservação de bacias *rift* (embora não seja determinante para sua geração), agindo diretamente sobre os padrões de litologias e estilos de sedimentação, controlando as taxas de transporte e acumulação, taxas de intemperismo e erosão.
3. **Aporte Sedimentar:** diretamente relacionado com a tectônica e com o clima, pois, controla o preenchimento de um *rift* e define os padrões de empilhamento, pois, os mesmos são descritos na forma de uma relação entre o aporte sedimentar e o espaço de acomodação.
4. **Espaço de Acomodação:** diretamente dependente da tectônica, sendo fundamental para a geração, preenchimento e preservação das bacias *riffts*, pois, não existe bacia sedimentar sem a criação de espaço, dessa forma, não há preenchimento sucessivo sem incremento no espaço criado e não haverá preservação se houver destruição desse espaço.
5. **Eustasia:** como os *riffts* ocorrem em geral sobre a crosta continental, é comum a continentalização de ambientes de sedimentação e geração de lagos interiores, nos quais o nível de base para fins de criação e destruição de espaço de acomodação é relacionado ao nível do lago, onde as variações eustáticas estão subordinadas a outras variáveis anteriormente citadas.

A estratigrafia da borda da bacia do Hemigráben do Tacutu, conforme Brasil (1999), pertence a dois domínios: Cinturão Uraricoera, definida por Pinheiro et al. (1981) como Suíte Metamórfica, por apresentar uma gama de tipos litológicos que variam da fácies xisto – verde a granulitos; e Cinturão Guiana Central que envolve

os grandes elementos estruturais do seu arcabouço tectônico, articulado em dois grandes blocos, situados a noroeste e sudeste (figura 10).

A estratigrafia dessa região é formada pelas seguintes unidades mesozóicas: Tucano, Tacutu, Apoteri (aflorantes), Manari e Pirara (não aflorantes) e cenozóicas: Formação Boa Vista e Areias Brancas.

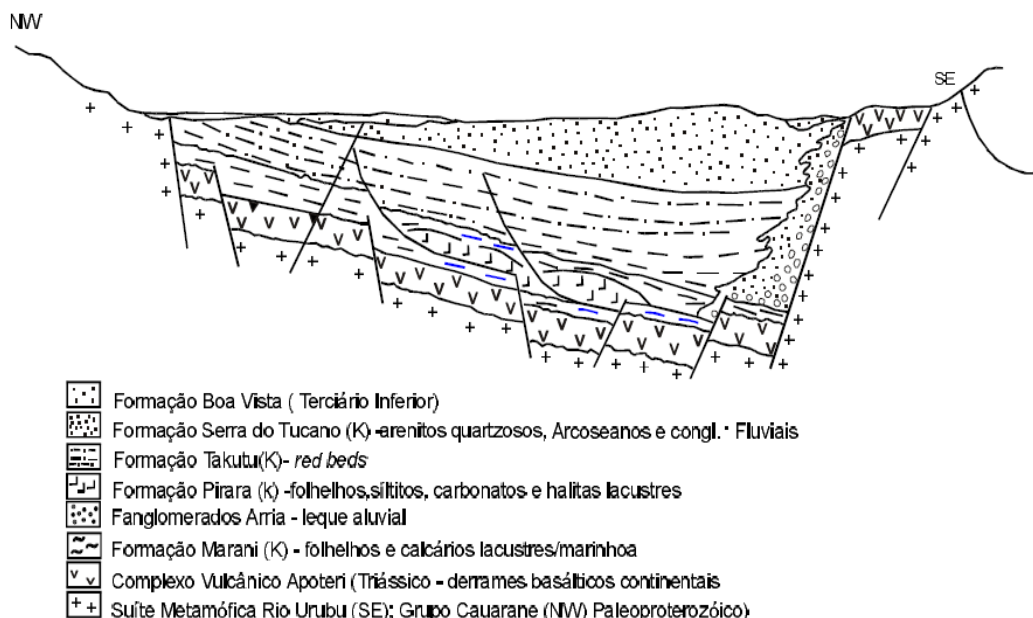


Figura 10: Seção esquemática da estratigrafia da bacia do Tacutu.
Fonte: Reis et al. (1994)

2.3.1 Complexo Vulcânico Apoteri

A primeira denominação proposta para os derrames associados à sedimentação Tacutu foi a Formação Nova Olinda, sugerida por Ramos (1956), McConnell; Williams (1969) substituída por Formação Apoteri, adotada por Melo et al. (1978, citado por SHOBHENHAUS et al., 1984).

Definido mais recentemente por Brasil (1999) como Complexo Vulcânico Apoteri, corresponde a corpos de diabásio na forma de diques, encaixados em fraturas e falhas de direção predominantemente NE- SW, os seus derrames vulcânicos também ocorrem associados e interpretados como pertinentes à evolução da Bacia Tacutu, correspondendo a um magmatismo básico instalado no

Mesozóico, período marcado por expressiva tectônica distensional do Escudo das Guianas.

Conforme pesquisas já realizadas no município de Boa Vista, essa unidade tem sua maior expressão na região do conjunto de serras denominado Nova Olinda, nas adjacências da sede municipal. Comparece na forma de derrames vulcânicos delineando morros isolados, sustentados por vegetação de médio porte em meio à savana.

Os diques, aparentemente inexistentes na superfície, Shobbenhaus et al., (1984) revelam que, no interior dessa estrutura, são freqüentes, chegando a constituir verdadeiros enxames, como próximo a Normandia, entre os rios Cotingo e Maú, com extensões da ordem de dezenas de quilômetros e disposição preferencial segundo N40-50E.

Costa (2006), retrata que essa área corresponde, em parte, ao extremo sudoeste do Hemigráben do Tacutu. Entretanto, uma ocorrência isolada no interflúvio do igarapé Água Boa – Rio Mucajaí, na região da fazenda Pau Rainha, é o marco que delimita uma das últimas ocorrências dessa unidade e, conseqüentemente dessa estrutura em território roraimense.

2.3.2 Formação Manari

Essa formação não aflora e foi definida a partir de dados de poços perfurados pela *Home Oil C^o Ltd*, no qual o arcabouço estrutural caracteriza-se por pequenos falhamentos normais, subparalelos à orientação da fossa, é marcada pela presença de folhelhos e calcáreos lacustres / marinhos (EIRAS; KINOSHITA, 1988; BRASIL, 1999).

2.3.3 Formação Pirara

Assim como a anterior, a Formação Pirara também não é aflorante e sua definição também se deu a partir de dados de perfurações; sua característica são os folhelhos, siltitos, carbonatos e halitas lacustres (EIRAS, KINOSHITA, 1988; BRASIL, 1999).

2.3.4 Formação Tacutu

As primeiras referências às exposições da Formação Tacutu na literatura brasileira, foram efetuadas por Oliveira (1929, citado por SHOBENHAUS et al., 1984), nas quais os autores descrevem os arenitos observados na confluência do Rio Tacutu e Uraricoera.

Paiva (1939 apud SHOBENHAUS et al., 1984) não consideram essa descrição relevante para uma formação observada somente linearmente ao longo dos rios da região. Já para Barbosa; Ramos (1959) esta formação refere-se às exposições de arenitos da Serra do Tucano.

A denominação Formação Tacutu foi utilizada pioneiramente por Barron (1965) para designar um pacote sedimentar de folhelhos, siltitos e arenitos finos, ocorrentes nos barrancos dos rios Tacutu e Maú.

Carneiro et al. (1968) consideram parte do que foi previamente definido na Guiana como Formação Tacutu aquela pertencente a uma seqüência triássica (Formação Roraima) e criaram o termo “Arenito Tucano” para os depósitos da serra homônima, admitida como sendo pré-Tacutu.

Ramgrab (1971) e Ramgrab et al. (1972 apud SHOBENHAUS et al., 1984) consideram bastante válida a denominação Formação Tacutu, adotando o termo já bastante utilizado pelos geólogos guianenses, não empregando o nome arenito Tucano e redefinindo algumas ocorrências, outrora referidas à Formação Roraima como realmente pertinente à Formação Tacutu; da mesma, procederam outros estudiosos.

As primeiras tentativas de fixação cronológica para a Formação Tacutu foram feitas por McConnell; Dixon (1960 apud SHOBENHAUS et al., 1984) que sugeriram uma idade permo - triássica para o pacote sedimentar, através de estudo de ostrácodes e remanescentes de vegetais.

Os estudos palinológicos realizados por Van der Hammen; Burger (1966), em amostras obtidas de furos de sondagens com até 100 metros de profundidade, resultaram em uma idade Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior, ao menos para a seção superior da Formação.

Essa formação caracteriza-se por ser horizontal, sendo afetada por falhamentos que provocaram o basculamento nas camadas, a Serra do Tucano

chega a apresentar mergulhos de 20°, com espessura da ordem de 500 metros (BRASIL, 1975).

2.3.5 Formação Serra do Tucano

A Formação Tucano teve seu processo de formação durante o Mesozóico Superior – Paleoceno, através do processo de sedimentação e deposição de quartzos arenitos, arenitos arcoseanos, arenitos conglomerados e subordinados siltitos (BRASIL, 1975; BRASIL, 1999).

Conforme Brasil (1975), o arenito Tucano é uma formação de idade Juro – Cretáceo, abaixo do qual seguem-se os derrames basálticos Juro – Triássico. Shaefer e Vale Júnior (1997) enfatizam que a profundidade dessa formação é de cerca de 2.200 m, e seu processo está relacionado a um possível paleoclima semi – árido que tenha ocorrido durante as oscilações climáticas, nesse período, e no final do Cretáceo, o hemigráben estava totalmente coberto por sedimentos.

No início do Terciário (Paleoceno), uma vasta extensão de solos arenosos se formou sobre os arenitos dessa formação.

A denominação Tucano é proveniente da serra de nome homônimo, que atinge a cota de 320 m, Eiras; Kinoshita (1987) afirmam que a formação dessa unidade está vinculada a uma segunda fase de 'riftingamento', que se deu acompanhada pela deposição dos arenitos Tucano, que recobriram estratigraficamente as formações Tacutu, Pirara, Manari e Apoteri (BRASIL, 1999).

Reis et al. (1994) denominaram Formação Serra do Tucano, considerando a formação estratigráfica dos arenitos que se distinguem da subjacente – a Tacutu.

A Formação Serra do Tucano está recoberta, tanto a norte como a sul, pela extensa sedimentação da Formação Boa Vista, mas, nas adjacências do Morro do Redondo e Rio Arraia (sentido Bonfim), tem-se o contato tectônico com os derrames basálticos, através da falha de Lethem.

Ainda para Reis et al. (1999), Shaefer e Vale Jr. (1997), a sedimentação da Serra do Tucano está relacionada às condições climáticas áridas em ambientes francamente continentais, confirmando um passado mais seco na região.

A litologia da região, conforme Brasil (1999), apresenta uma boa seleção de grãos, cujas principais feições sedimentares relacionam-se a estratificações cruzadas acanaladas de médio (0,5m) a grande porte (10,0m), sendo estes

constituídos normalmente por quartzo arenito composto por fragmentos quartzosos pouco arredondados e mal selecionados, gradacionais a arenitos arcoseanos friáveis.

Segundo pesquisas realizadas por Brasil (1975), a Serra do Tucano apresenta constituição de óxido de ferro, minerais argilosos, quartzo, sericita e feldspatos, com granulometria muito fina, com grãos envolvidos por um cimento de óxido de ferro e argilo-minerais.

Na Serra do Tucano são observados pavimentos e blocos de canga laterítica arenosa, com a contribuição de seixos de quartzo leitoso angulosos e subarredondados, que na área próxima à torre de telefonia, se prolonga com direção NNW-SSE (REIS et al., 2002).

Souza; Sampaio (2007) relataram a presença de registros de icnofósseis de artrópodes nesta formação, sugerindo que havia um sistema fluvial de maior volume, mostrando que o ambiente poderia ser praia ou, ainda, de mangue, sugerindo, dessa forma, mais estudos para essa formação.

2.3.6 Formação Boa Vista

A referência original ao nome Formação Boa Vista foi dada por Ramos (1956) para se referir aos sedimentos de idade quaternária, constituídos por areias argilosas, argila arenosa e cascalhos (BRASIL, 1975).

Melo et al. (1978) atribuíram três tipos distintos de sedimentação cenozóica, cabendo à Formação Boa Vista apenas os depósitos mais antigos (Terciário Inferior), distintos daqueles representados por camadas lateríticas e eólicos de idades mais jovens. Depósitos sub-recentes e recentes foram atribuídos ao Holoceno, que recobrem o gráben do Tacutu.

O extravasamento dessa Formação nos limites do hemigráben constituem, dessa forma uma bacia sedimentar com pelo menos 20.000 km² de superfície em Roraima, no qual o retrabalhamento dessas camadas ocasionaram a presença de freqüentes depósitos arenosos em superfície em geral representados pelas areias brancas, cuja origem deve estar relacionada a períodos secos, ou talvez semi-áridos (MELO et al., 1978).

2.3.7 Formação Areias Brancas

As areias brancas constituem depósitos que recobrem irregularmente a Formação Boa Vista em exposições preservadas unicamente nas áreas interfluviais ou pouco entalhadas, pois, já foram, em grande parte, carregadas pela erosão fluvial holocênica, isso ocorre em resposta aos períodos muito secos da última glaciação (SANTOS; NELSON, 1995; LATRUBESSE; NELSON, 2001; REIS; YÁNEZ, 2001).

Melo et al. (1978) foram os primeiros a propor a denominação “Areias Brancas” para a cobertura arenosa de extensa área entre os rios Surumu e Maú a sudoeste de Normandia.

Essa Formação, que recobre grande parte do Estado, estende-se desde a Guiana, regionalmente denominada de “*White Sand Formation*”, foi seguida também por Barbosa; Ramos (1959), que a descreveram como uma delgada sedimentação arenosa, de cores claras, cimento argiloso, intercalando camadas seixosas e mencionaram ainda a ocorrência de concreções lateríticas na forma de tesos, sustentados por cascalhos.

Essas áreas encontram-se em processo de pouco retrabalhamento, e como encontram-se de forma irregular, é impraticável sua separação da Formação Boa Vista, pois, suas características morfológicas são similares, e respondem à atividade eólica ocorrida no Pleistoceno Superior Holoceno, cuja aridez encontra respaldo em um amplo corredor de deflação ao longo do último glacial (MELO et al., 1978; REIS et al., 2002).

2.4 Geomorfologia Regional

As superfícies geomorfológicas podem ser definidas como peneplanos, pediplanos e até ultiplanos (TWIDALE, 1983), de acordo com as teorias em voga, situam-se depois do século XIX no centro dos grandes modelos de evolução a longo prazo da evolução do relevo continental.

A partir de meados dos anos 1970, numerosos trabalhos alimentaram a reflexão sobre a identificação dessas superfícies, funcionais (ativas) ou herdadas (paleo-superfícies), bem como acerca do significado cronológico dos mecanismos de erosão envolvidos e, sobretudo, acerca do contexto geodinâmico, ao qual suas gêneses estão associadas (PEULVAST; SALES, 2002).

Dessa forma, Brasil (1975), enfatiza cinco unidades morfoestruturais para Roraima: **Planalto Sedimentar Roraima**, **Planalto Interflúvio Amazonas – Orenoco**, **Planalto Dissecado Norte da Amazônia**, **Planaltos Residuais de Roraima** e **Pediplano Rio Branco – Rio Negro**. O Planalto Sedimentar Roraima e o Planalto do Interflúvio Amazonas - Orenoco correspondem ao denominado Planalto das Guianas (figura 11).

Em 1977, a Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia – SUDAM - individualizou, de sul para norte: a) a **Superfície de Aplanamento Rio Branco** com altitudes entre 80 a 115 metros e elaborada sobre rochas pré-cambrianas; b) os **Planaltos Residuais do Centro de Roraima**, expressando-se através de grandes maciços isolados na superfície de aplanamento, com altitudes variando de 400 a 800 metros, a exemplo da serra da Mocidade; c) os **Planaltos Dissecados da Fronteira**, formando dois níveis topográficos (900 e 2000 metros) com formas de relevo intensamente dissecadas; e d) os **Planaltos Conservados**, representando extensas mesas de topos aplainados e horizontalizados, talhados nos pacotes sedimentares do Supergrupo Roraima (COSTA, 2006).

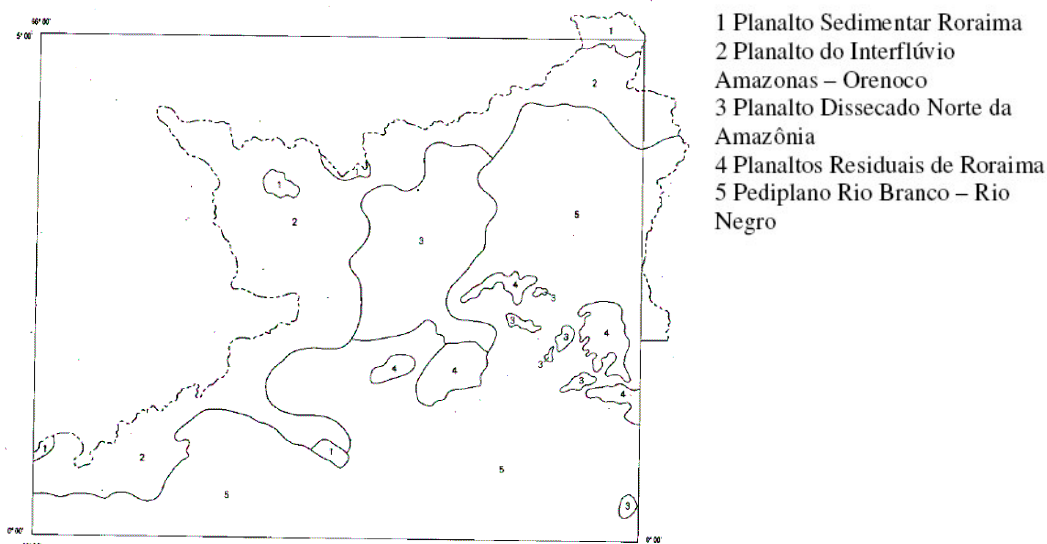


Figura 11: Mapa das Unidades morfoestruturais do Estado de Roraima.
 Fonte: BRASIL (1975)

2.4.1 Planalto Sedimentar Roraima

Esta unidade é constituída por relevos tabulares esculpidos em rochas metassedimentares e sedimentares do Grupo Roraima, e se distribuem de forma isoladas na realidade, são grandes mesas de topos aplainados, que representam relevos residuais, com pacote de rochas sedimentares suavemente dobradas e intensamente fraturadas, estendendo-se ao norte, em territórios da Venezuela e da Guiana, com altitudes que variam de 1.000 a 3.000 m (BRASIL, 1975).

Nessa área, aparecem escarpas com extensos pedimentos ravinados, que, na realidade, são vertentes suavizadas, apresentando fraca declividade, que se fundem com os relevos dissecados mais baixos da Serra de Pacaraima.

Ainda aparecem outras estruturas geomorfológicas como nos arredores da Raposa Serra do Sol, a sudeste, com 2.400m de altitude, que apresentam também escarpas com pedimentos ravinados (BRASIL, 1975).

2.4.2 Planalto do Interflúvio Amazonas – Orenoco

Este planalto constitui o maior divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios Orenco (Venezuela) e Amazonas (Brasil), é constituído de relevos tabulares do Planalto Sedimentar Roraima e patamares dissecados, com altitudes que variam entre 600 a mais de 2000 metros, elaborados em rochas metamórficas e ígneas plutônicas e vulcânicas.

Sendo, denominado de Planalto do Interflúvio Amazonas – Orenoco, que se estende de sudoeste para noroeste, elaborado em rochas pré-Cambrianas que pertencem ao Complexo Guianense, Grupo Cauarane, Formação Surumu, Granodiorito Serra do Mel, Grupo Roraima, Diabásio Pedra Preta e Granito Surucucu (MONTALVÃO et al., 1975).

Em geral, as formas de relevo encontradas nesse planalto apresentam, em sua maior parte, vertentes de forte declividade que, na realidade, resultam do encaixamento da rede de drenagem, principalmente nas fraturas e falhas que atingiram as rochas (BRASIL, 1975).

2.4.3 Planalto Dissecado Norte da Amazônia

Essa unidade morfoestrutural comparece pontualmente no setor nordeste da área central de Roraima, é limitada ao norte, a oeste e a sudoeste pelo Planalto do Interflúvio Amazonas – Orenoco, e ao sul, pelos Planaltos Residuais de Roraima e a leste pelo Pediplano Rio Branco-Rio Negro, elaborados em rochas do Complexo Guianense.

Essa denominação deve-se ao seu posicionamento geográfico e aos vários tipos de dissecção que apresenta: colinas, colinas com encostas ravinadas e colinas com vales encaixados (BRASIL, 1975).

A área de maior expressão localiza-se nos médios cursos dos rios Uraricoera e Mucajaí, constituindo um nível de dissecção; é formado por colinas com vales encaixados, sendo representada pelos domínios da Serra do Tucano, elaboradas em rochas jurocretáceas da Formação Tacutu, a qual corresponde a uma estrutura dissecada em cristas e pontões, elaborada em arenitos mesozóicos com altitude de até 235 metros (BRASIL, 1975; BRASIL, 1999).

2.4.4 Planaltos Residuais de Roraima

Os Planaltos Residuais constituem diversas serras que se sobressaem altimetricamente nos relevos colinosos, chamados de *inselbergs*, são formas de relevo dispersas, isoladas ou agrupadas regionalmente, elaboradas em rochas granitóides e gnáissicas pré-cambrianas, predominam na porção sul da região central de Roraima e interrompem a monotonia do aplanamento do Pediplano Rio Branco.

Costa et al. (2005), defendem a idéia de que os *inselbergs* representariam, em parte, blocos deslocados por falhas normais. Os que mais se destacam são as serras do Murupu, da Moça, Grande, Malacacheta e da Cigana.

Na região central do Estado, alcançam altitudes superiores a 380 m e inferiores a 650 m, exibem topos convexos e declividade muito alta (> 20%). É comum a presença de ravinamentos isolados nos maciços maiores (BRASIL, 1975).

Costa (2006) ressalta que, próximo a essas elevações por vezes ocorrem remanescentes de relevos residuais na forma de colinas elevadas, com altitudes

médias em relação ao nível de base local que evoluem para um pavimento de seixos de quartzo, representando o padrão erosional mais evoluído da região.

Ao sul da região central do Estado, os *inselbergs* têm maior expressão de relevo e são elaborados sobre rochas do embasamento gnáissico (Exemplo: serras de Mucajaí e da Prata) e *restbergs*, a exemplo da Serra da Lua, com dois níveis de dissecação, o mais elevado formado por cristas com encostas ravinadas, e o mais baixo, formado por colinas. (COSTA, 2006)

Nessa região, a superfície de aplanamento desenvolveu-se com maior eficiência sobre rochas xistosas e foliadas do complexo gnáissico, com a erosão diferencial delineando os relevos residuais (BRASIL, 1975; BRASIL, 1999; COSTA, 2006).

De acordo com Costa et al. (2005), como na região centro - nordeste do Estado de Roraima ocorrem os *inselbergs* elaborados sobre diferentes tipos de rochas (gnaiesses, rochas vulcânicas e granitos), sugere a evolução dessa feição morfoestrutural, a partir de uma superfície de aplainamento; (a) contendo descontinuidades pré-existentes (falhas normais e famílias de juntas) aliadas à percolação de água, controlando a instalação de uma frente de alteração sob condições tropicais úmidas; e (b) posteriormente, sob condições de clima semi-árido, teria ocorrido a fase de remoção de grande parte do manto intempérico devido à erosão fluvial.

Twidale (1983) ressalta que este é o principal agente responsável pela erosão continental e elaboração da paisagem dos *inselbergs*, a exemplo do que se delineou na Bacia do Rio Branco (figura 12).

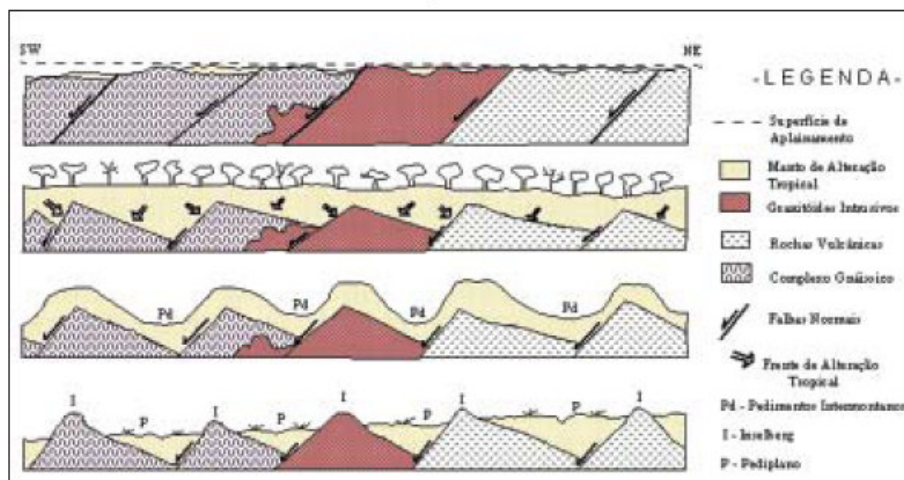


Figura 12: Processo de evolução dos *inselbergs*, representados por falhas normais, esquema evolutivo para o Estado de Roraima. Fonte: Costa et al., 2005 (modificado de COSTA, 1999)

Dessa forma, os processos de erosão fluvial conduziram à formação de vales planos relativamente limitados (pedimentos intermontanos); (c) e finalmente, a coalescência desses pedimentos levou à elaboração de uma superfície pediplanada (Pediplano Rio Branco) e à exposição de relevos residuais (*inselbergs*).

A elaboração dessas morfoestruturas e seu avanço de amplitude topográfica foram acompanhados por movimentos neotectônicos, principalmente falhas normais e transcorrentes, as quais facilitaram a instalação de lagos, escarpas de falha e captura de drenagem. Sendo assim, os *inselbergs* representam porções de prismas rotacionados por falhas normais (COSTA, 2006).

Ab' Saber (1997), relata que os *inselbergs* balizam diferentes setores no espaço campestre, constituindo testemunhos de feições geomórficas que remontam aos tempos pleistocênicos, nos quais em fases úmidas do passado geológico recente, eles foram pães – de – açúcar permanecendo como morrotes do tipo *inselberg* nas fases de aridez (seca) ou semi-aridez.

Outro fator que favorece a presença desses *inselbergs* é a natureza das massas rochosas que garantiram a sua presença na forma de pontões rochosos salientes, sendo alguns deles constituídos por afloramentos resistentes de granito, enquanto outros foram elaborados em retalhos de rochas vulcânicas, igualmente resistentes.

2.4.5 Pediplano Rio Branco – Rio Negro

O Pediplano Rio Branco – Rio Negro, é a unidade que tem maior expressão espacial, constitui uma extensa superfície de aplainamento que corresponde a quase totalidade do Estado, apresenta áreas conservadas e dissecadas em rochas pré-cambrianas do Complexo Guianense (migmatitos, gnaisses e granitos), sedimentos inconsolidados da cobertura sedimentar Terciária a Pleistocênica (cascalhos, areias, silte, argilas, lateritos, arenitos, e outros) e Formação Boa Vista (sedimentos conglomeráticos, arenosos e argilosos, pouco consolidados, sendo interrompida pelos *inselbergs* que se elevam na região (BRASIL, 1975).

Geomorfologicamente, esse compartimento inclui relevo suave representando as cotas regionais mais baixas, com altitudes variando desde 87 metros, nas drenagens mais expressivas, a 140 metros, próximo às grandes elevações. A drenagem predominante é do tipo dendrítica, de densidade média, e subdendrítica de baixa densidade, de pouco entalhe, conforme classificação de Lima (2002).

Apesar de haver dissecção incipiente, observa-se, por vezes, que nas drenagens de 2ª ordem (STRAHLER, 1952), o aprofundamento das mesmas atingem sulcos de 2 m na superfície, à exceção dos grandes rios, onde o entalhe é superior a 5 m (COSTA, 2006).

De acordo com Brasil (1975), nota-se que as direções estruturais SW-NE e NW-SE definem os encaixes das drenagens e determinam marcas na elaboração do aplainamento, no qual os rios que cortam, por exemplo, a Formação Boa Vista, atingem o embasamento e se encaixam nas direções preferenciais, demonstrando dessa forma, que a Reativação Wealdeniana continuou atuando até o Pleistoceno.

As feições morfoestruturais que ocorrem em meio a essa superfície e que merecem destaque são as colinas constituídas por afloramentos de rochas do embasamento cristalino estruturado, representando remanescentes de erosão fluvial, devido ao recuo final das vertentes (COSTA, 2006).

Nos interflúvios rebaixados, pequenas colinas - *tesos* - de topos convexos, são, por vezes, sustentadas pelos remanescentes de crostas ferruginosas, de pequena elevação em relação à base. Nas proximidades das elevações, o relevo torna-se suavemente ondulado, delineando colinas de topos planos e extensos, como é o caso da região da Serra da Lua.

Costa (2006) individualiza as seguintes unidades: a) Superfície de relevo ondulado, sustentado por crostas lateríticas; b) Superfície ondulada transicional Colinas residuais, campos de blocos e material coluvial; c) Superfície pediplanada, com extensos planos abaciados e forte orientação da rede de drenagem. Domínios do Hemigráben do Tacutu; d) Planos abaciados. Drenagens concordantes com a estruturação do domínio litoestrutural Urariqüera, e Planícies e Terraços Fluviais.

O IBGE (2005) individualizou 12 unidades geomorfológicas para Roraima: a) Planície Amazônica; b) Depressão Rio Branco - Rio Negro; c) Depressão Boa Vista; d) Planalto Sedimentar Roraima; e) Planalto Interflúvio Amazonas-Orinoco; f) Planalto Dissecado do Norte da Amazônia; g) Planaltos Residuais de Roraima; h) Depressão Periférica do Norte do Pará; i) Pediplano Rio Branco - Rio Negro; j) Depressão Interplanáltica do Trombetas; k) Patamar do Médio Uraricoera e l) Patamar Dissecado de Roraima.

Nas áreas aplainadas que formam o Pediplano Rio Branco (BRASIL, 1975), amostras palinológicas em paleossolos mostraram evidências de que a região foi influenciada por um ambiente de extensa planície de inundação, sob domínio lacustre, à semelhança do atual pantanal do Mato Grosso (SCHAEFER et al., 1995).

Este paleoambiente esteve, possivelmente, ligado a uma elevação do nível do mar, e conseqüente retenção da drenagem, em ambiente extensamente plano e com altitudes reduzidas.

3 OBJETIVOS

3.1 Objetivo Geral

Delimitar a compartimentação do relevo no Hemigráben do Tacutu, Estado de Roraima.

3.2 Objetivos Específicos

- Identificar os padrões de drenagem e de relevo, com o intuito de delinear os alinhamentos do hemigráben;
- Elaborar um modelo morfoestrutural para região;
- Elaborar mapas georreferenciados de drenagem, relevo e morfoestruturais.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Obtenção dos dados

A realização desta pesquisa se deu em três etapas. No primeiro momento, deu-se prioridade à integração de dados já existentes, através dos dados litoestruturais, sedimentologia e geomorfologia, mediante a pesquisa bibliográfica, análise de mapas geológico - estruturais, geomorfológicos, hidrográficos e cartas estratigráficas. Em um segundo momento, foram digitalizados os dados no aplicativo *Arc Gis 9.1*.

Foram feitas cinco saídas de campo, e, finalmente, a tabulação, confecção de mapas e análise dos dados, sintetizados no fluxograma a seguir (figura 13).

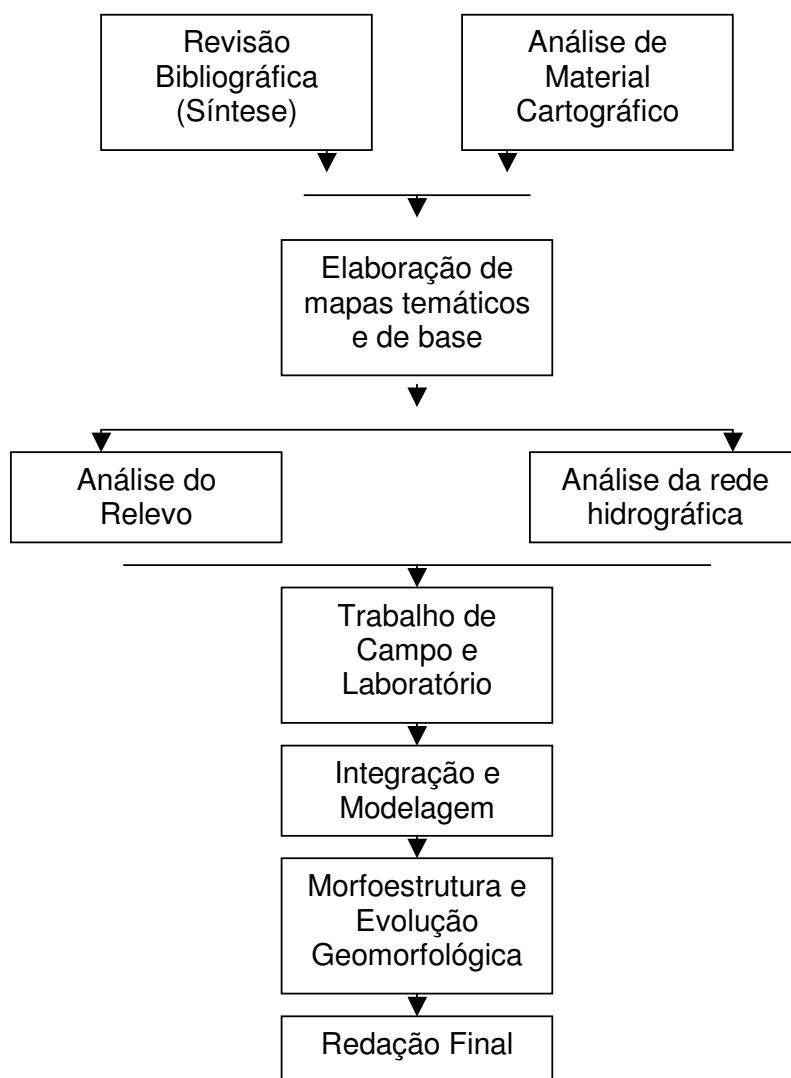


Figura 13: Etapas para realização da pesquisa.

4.2 Digitalização dos dados

A vetorização dos planos de informações (drenagens, vias de acesso, curvas de níveis, dentre outras) ocorreu no Laboratório de Digitalização de Imagens no Núcleo de Pesquisas Energéticas - NUPENERG da Universidade Federal de Roraima. Durante esse procedimento as cartas, imagens raster (cartas planialtimétricas) e imagens de satélite foram selecionadas conforme o foco da pesquisa em: hidrográficas, geomorfológicas e geológicas.

Cabe ressaltar que o processamento digital de imagens corresponde à expressão básica da definição bidimensional na direção dos eixos cartesianos X e Z ou Y e Z, dos litotipos investigados, e que, na realidade, junto com mapas geológicos, geomorfológicos e de drenagem compõem elementos básicos para o entendimento evolutivo de uma determinada área (CAVALVANTE, 2000).

A análise hidrográfica partiu do processamento das Folhas NA-21-V-A (Bonfim), NA-20-X-D (Boa Vista), NA-21-V-C (Rio Tacutu), e NA-20-X-B-V (Serra da Moça), no aplicativo de SIG, no qual foram digitalizadas as redes hidrográficas, observando os padrões de drenagens, bem como as anomalias que envolvem e caracterizam as coberturas sedimentares cenozóicas.

A definição de áreas erosivas e sedimentares e o levantamento das estruturas geológicas rúpteis Guerra; Cunha (2003), que refletissem feições no terreno como os padrões de regularidade e/ou modificações na morfologia dos vales e drenagens, os contatos abruptos entre diferentes litologias, os alinhamentos topográficos, o arranjo geométrico.

No tocante à identificação das feições morfológicas das folhas Boa Vista, Serra da Moça, Tacutu, Bonfim e Normandia, com escala 1:100.000, as imagens de satélite LandSat 7 ETM+, cenas 232/58; 231/58; 232/57 (cobertura 2000), permitiram a extração de lineamentos, semelhante à metodologia adotada nos trabalhos de Riccomini e Crosta (1988), que considera a análise as feições lineares do relevo e sua relação com a reconstrução de eventos neotectônicos e o conseqüente desencadeamento dos processos erosivos e deposicionais.

A análise da rede de drenagem se deu a partir das seguintes características: orientações preferenciais da rede de drenagem e as possíveis anomalias de drenagem que são os mais expressivos reflexos da atuação tectônica,

e o seu entendimento nos aponta o controle estrutural neotectônico, tanto em bordas de placas ativas como intraplaca.

Dessa forma, as anomalias presentes no Hemigráben Tacutu conotam fator de extrema importância para o entendimento do processo evolutivo da área, relacionando – as com as estruturas medidas em campo, como falhas e juntas.

Com o georreferenciamento da rede de drenagem do Hemigráben do Tacutu a partir de dados coletados em gabinete e em campo, a partir de cartas de drenagens de 1:100.000 e imagens de satélites LandSat ETM 5, com cobertura 2004, foram individualizadas em cinco áreas nos quais podem ser percebidos os padrões de drenagens estruturados em falhas e juntas.

Os padrões de drenagens individualizados foram baseados em Howard (1967), Christofolletti (1974) e Summerfield (1991), levando em consideração as zonas homólogas.

Para a construção do Modelo Digital do Terreno - MDT foram utilizadas técnicas de geoprocessamento por meio do aplicativo *ArcGis* 9.1, no qual as imagens foram obtidas de forma gratuita, a partir do site da EMBRAPA, que disponibiliza as imagens do satélite *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) da missão da National Aeronautics and Space Administration - NASA.

Foram vetorizadas as curvas de níveis delineadas nas cartas 1:100.000, também foram vetorizadas as redes de drenagens, feita a classificação dos padrões e arranjos espaciais das mesmas, associando com a litologia e a geomorfologia.

A partir dos procedimentos de extração dos modelos digitais de elevação (MDE) foi possível a elaboração de uma série de análises correlatas, considerando aspectos de relevo e drenagem.

De maneira geral, todos os produtos gerados corresponderam à expectativa de precisão e praticidade em sua elaboração, sendo possível a geração de dados com qualidade extremamente satisfatória para escalas a serem trabalhadas. Também foram possíveis interpolações de isolinhas com equidistâncias de 50m para toda a área de estudo, possibilitando a correlação imediata dos MDEs.

Os dados obtidos foram interpolados com equidistância de curvas de 100 m e através de redes triangulares irregulares (TIN – Triangular Irregular Network). A malha triangular irregular ou TIN é uma estrutura que representa uma superfície através de um conjunto de faces triangulares interligadas.

Para cada um dos três vértices da face do triângulo são armazenadas as coordenadas de localização (x e y) e o atributo z, com o valor da elevação. As malhas triangulares são normalmente melhores para representar a variação do terreno, pois, capturam a complexidade do relevo sem a necessidade de grande quantidade de dados redundantes (CÂMARA; MONTEIRO, 2001).

Durante a elaboração do MDE, preferiu-se utilizar exagero vertical zero (0), assim, o resultado se deu de forma satisfatória, no qual a declividade do relevo tornou-se mais aproximada do real, permitindo uma interpretação de melhor qualidade.

4.3. Trabalho de campo

As etapas de campo foram intercaladas com a realização das demais atividades. A primeira delas objetivou o reconhecimento da área de estudo, assim como sua delimitação operacional e espacial.

Nas etapas seguintes foram observados os afloramentos e percepção das unidades litológicas, dando atenção às rochas que formam o embasamento cristalino, através da tomada de atitudes com a utilização da bússola, obtendo medidas das discontinuidades (como falhas e fraturas, e família de juntas), fotografando sempre que possível.

Durante as etapas de campo, foram verificados, com muita atenção, os limites do hemigráben com base em pesquisas existentes, mapas temáticos e imagens de satélite, dados que serviram de subsídios para comprovação desses limites estruturais.

Foi feita sobreposição de dados para comprovação desses limites, quanto às observações acerca dos diferentes tipos de solos existentes, processo de laterização e o papel de possíveis paleoclimas para atual configuração da área de estudo, percepção dos sedimentos que recobrem o hemigráben (Formação Boa Vista e Areias Brancas), além das saídas de campo, buscou-se subsídio também em trabalhos já existentes na região.

Foram feitos trabalhos específicos na Serra do Tucano, Serra Nova Olinda e Fazenda Pau Rainha, onde foram verificados os afloramentos rochosos, tipos de vegetação e solos predominantes. Para tanto, foram realizadas 104 amostragens de campo aleatoriamente, com o uso da bússola.

Também foram anotadas as coordenadas geográficas com auxílio do Sistema de Posicionamento Global – GPS - Garmim 12. De posse dos dados de campo, os mesmos foram transferidos para *Word Pad* Texto, a fim de serem plotados no *StereoNet* com o propósito de realizar o tratamento estatístico.

A partir desses dados coletados em campo, a atividade laboratorial que seguia paralela, propiciou um melhor entendimento para o resultado final dessa pesquisa.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 compartimentação geomorfológica do Hemigráben do Tacutu

Para a compartimentação geomorfológica do Hemigráben do Tacutu, foram analisadas as redes de drenagens através da análise dos padrões de falhas e juntas da Serra Pau-Rainha e da região do rio Arraia, bem como a estruturação dos compartimentos morfoestruturais, apresentadas e discutidas a seguir.

5.1.1 Análise da rede de drenagem

A partir da análise rede de drenagem do Hemigráben Tacutu, foi possível detectar a influência do mesmo sobre a compartimentação do relevo e direcionamento da rede de drenagem.

O mapa de drenagem apresenta 4 (quatro) padrões de drenagens obedecendo à classificação proposta por Howard (1967): treliça modificado, retangular, subdendrítico e dendrítico (figura 14)

O padrão treliça modificado domina grande parte do hemigráben sendo característico de áreas encontradas em estruturas sedimentares como a Serra do Tucano.

No que se refere ao padrão retangular, percebe-se o aspecto ortogonal característico desse padrão, consequência da influência exercida por falhas e pelo sistema de juntas.

Os padrões dendrítico e subdendrítico constituem características de sistemas de drenagens, as quais sofrem influências de fenômenos tectônicos, ocorrendo muitas vezes na natureza uma gradação entre eles, provocada por algum controle geológico, geomorfológico ou climatológico.

Os padrões preferenciais de lineamentos da drenagem seguem a estruturação do hemigráben, encaixe em falhas normais, sentido NE-SW, e encaixes em falhas relacionadas aos movimentos transcorrentes NW-SE.

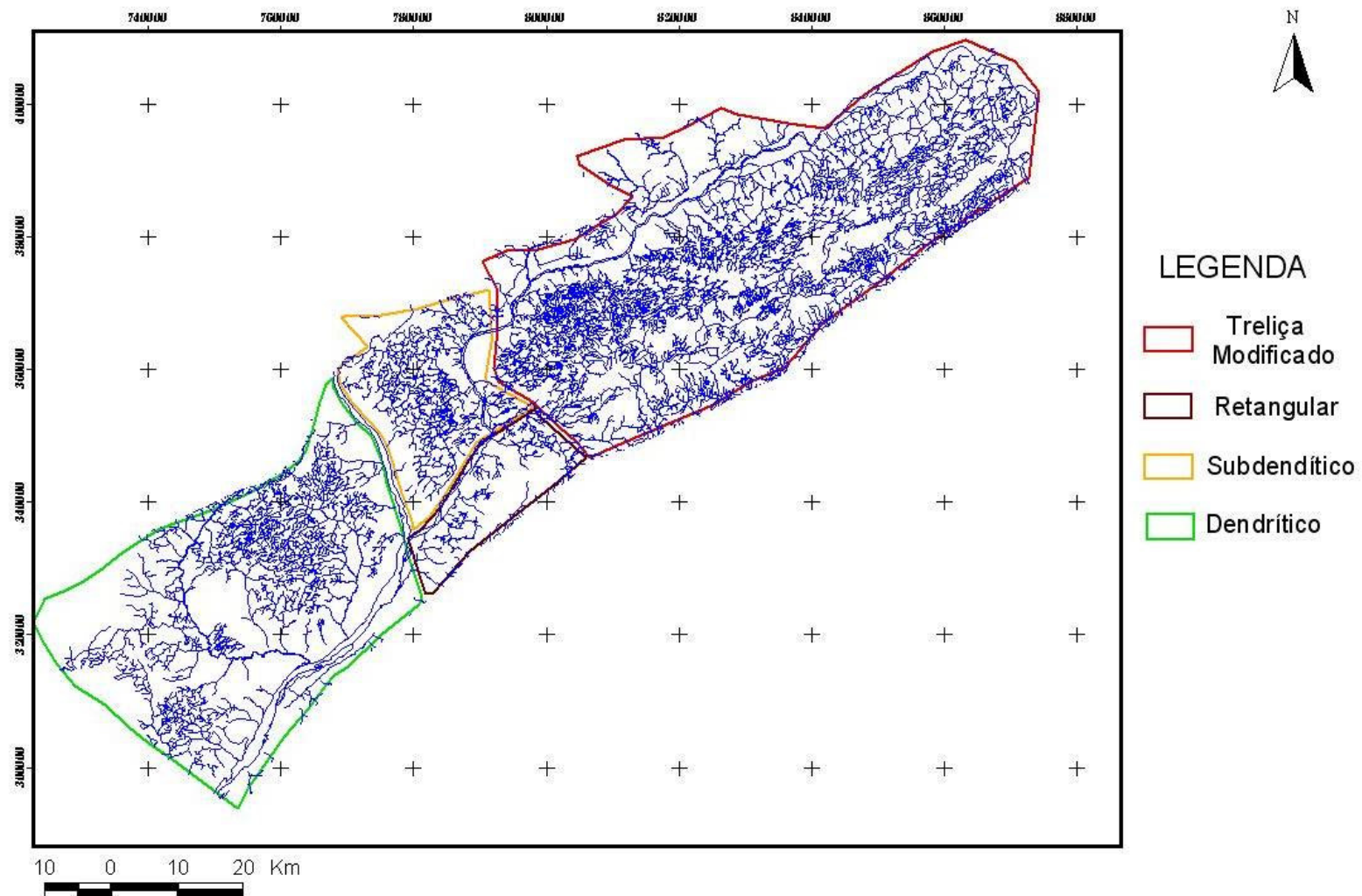


Figura 14: Carta imagem georreferenciada com a individualização dos padrões de drenagens do Hemigráben Tacutu.

Dessa forma, nota-se que os padrões são fortemente influenciados pela tectônica Cenozóica, onde falhas e fraturas distintas foram aproveitadas pela rede hidrográfica local, na qual soerguimentos e basculamentos podem ser evidenciados pelos distintos níveis topográficos que condicionaram a direção de alguns cursos de rios e igarapés.

Os lineamentos de primeira ordem, representam as direções de dissecação e o remodelamento da rede de drenagem atual apresentando feixes bem definidos nas direções NE-SW/NW-SE.

As áreas 01, 03 e 04 correspondem ao município de Bonfim, região onde se nota um padrão de drenagem do tipo treliça modificada, conferindo à área de estudo um controle estrutural ocasionado pelas juntas e falhas presentes na região.

A área 01 se destaca pela orientação dos padrões NE- SW e NW - SE, podendo ser associada a movimentos transcorrentes Cenozóicos, indicando uma reativação neotectônica das falhas, que reorganizaram a rede de drenagem na região do Hemigráben do Tacutu.

Já nas áreas 03 e 04, estes padrões seguem a direção do hemigráben com caimento de NE – SW, demonstrando que essa drenagem se condicionou as falhas normais, associadas aos movimentos transcorrentes NW - SE. Isso fica evidente especificamente na área 04, região da Serra do Murupu, o qual padrão de drenagem se define de forma retangular (figuras 15 e 16).



Figura 15: Drenagem controlada por falhas, influenciadas pelo controle estrutural do hemigráben, notam-se padrões do tipo retangular a sub-retangular, evidenciados na região do Murupu.
Foto: J.A.V. Costa.

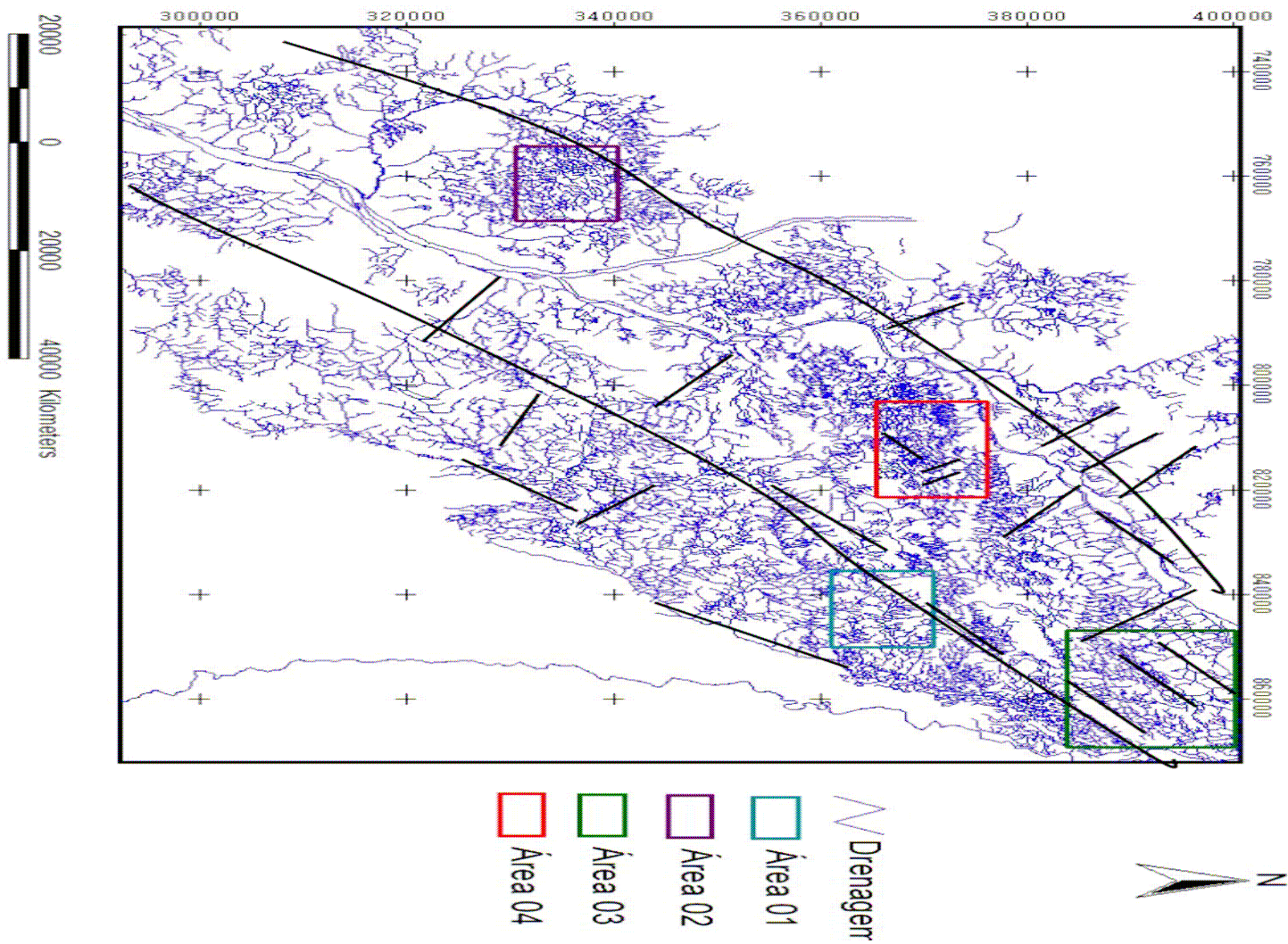


Figura 16: Carta imagem georreferenciada com padrões de drenagens, com feixes de lineamento indicando a direção preferencial do Hemigráben do Tacutu.

Outra área individualizada nesse setor corresponde ao Rio Arraia, próximo a BR – 401, onde a drenagem é influenciada pelo encaixe desse rio em estrutura de falhas e juntas, conotando um padrão retangular, o qual está adaptado às condições estruturais e tectônicas que dão origem a ângulos quase retos (figura 17).

Esse rio está estruturado em escalonamentos nas áreas de basaltos, onde nota-se a presença de areias hidromórficas e a presença de fanconglomerados, cascalhos jovens não estratificados. O *strike* subvertical se apresenta com direção 230 e *strike* verticalizado de 320 e a presença de falhas de transferência (ortogonais) subvertical com direção 64.

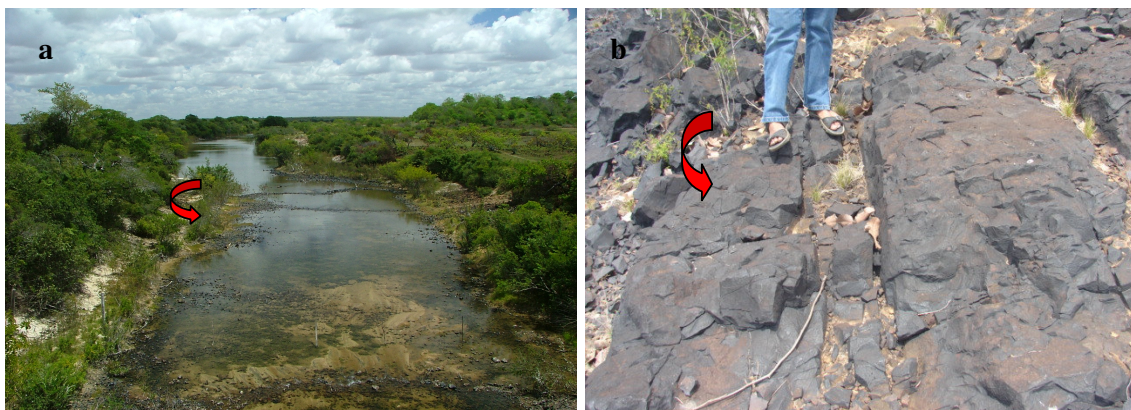


Figura 17: a) Rio Arraia, BR – 401, sentido Boa Vista – Bonfim, encaixado em sistema de falhas e juntas; b) Falhas escalonadas subverticais impressas em basaltos nas margens Rio Arraia, município de Bonfim. Foto: M.T. Falcão, 2006; J.A.V. Costa, 2007.

Nessa área, destaca-se ainda na região dominante da Serra do Tucano a presença da drenagem treliça motivada por remanescentes dos campos de dunas que datam do Pleistoceno – Holoceno (REIS et al., 2002), demonstrando um forte controle estrutural na região.

Outro destaque é o Rio Tacutu que é uma grande anomalia de drenagem e está condicionado à adaptação do hemigráben. Guerra (1957) sugeriu a presença de uma paleodrenagem em direção NE, a partir dos alinhamentos dos rios Uraricoera e Tacutu.

Nesse contexto, a drenagem antiga teve uma direção W – NE, sendo constituída pelo atual Uraricoera que recebia o Tacutu fora do hemigráben, essa drenagem se dirigia ao rio Essequibo, o qual estaria condicionado ao hemigráben Tacutu, que se estende pela Guiana e Suriname, envolvendo a drenagem do Rio

Courantyne, confirmando que a movimentação tectônica do hemigráben chegou até o Pleistoceno e talvez até o Holoceno (BRASIL, 1975).

Na área 02, no entorno do município de Boa Vista, os padrões de drenagens se apresentam de forma dendrítica a subdendrítica dominante em alguns locais nas calhas fluviais, aceitando as afirmações de Brasil (1975) e Costa (2006) de que estas aproveitam antigas linhas estruturais e se encaixam, apresentando um padrão retangular a sub-retangular, demonstrando a forte influência do Hemigráben do Tacutu nessa região, no entanto, uma ocorrência isolada no interflúvio do Igarapé Água Boa – Rio Mucajaí, nessa região, é o marco que delimita uma das últimas ocorrências dessa unidade e conseqüente dessa estrutura no território.

Na região adjacente ao conjunto de serras Nova Olinda, uma das feições que mais identificam esse domínio é a forte orientação da rede de drenagem, orientada segundo duas direções, confirmando Costa (2006) no qual a primeira, está relacionada ao eixo longitudinal do Hemigráben do Tacutu (NE–SW), podendo ser identificada principalmente nas drenagens de primeira ordem.

O alinhamento do rio Murupu, está associado ao conjunto de serras e morros (serras Murupu e Flechal e Morro Urubu), que delineiam o ombro noroeste do hemigráben, e a segunda direção está relacionada principalmente à direção NW – SE, onde as drenagens como os rios Uraricoera e Cauamé e Igarapé Água Boa de Cima são capturadas para essa direção, refletindo zonas transferentes internas ao hemigráben.

As drenagens encontradas na Serra Pau Rainha, ao sul de Boa Vista que faz parte do Hemigráben do Tacutu, tanto mais ao sul do hemigráben (Fazenda Pau Rainha) como a leste, seguem um padrão de orientação preferencial e um segundo sentido discordante, ocasionados, possivelmente por acomodação de rochas devido ao esforço distensivo de acomodação da estrutura do hemigráben.

5.1.2 Análise das Falhas e Juntas da Serra Pau Rainha

Com base na coleta de dados das famílias de juntas e falhas na Serra Pau Rainha, notou-se que a orientação preferencial foi NE-SW, e, subordinadamente, NW-SE, o que confirma Brasil (1975) e Brasil (1999) que, analisando o Hemigráben do Tacutu, verificaram essa mesma tendência de orientação de fraturas (figura 18 e 19).

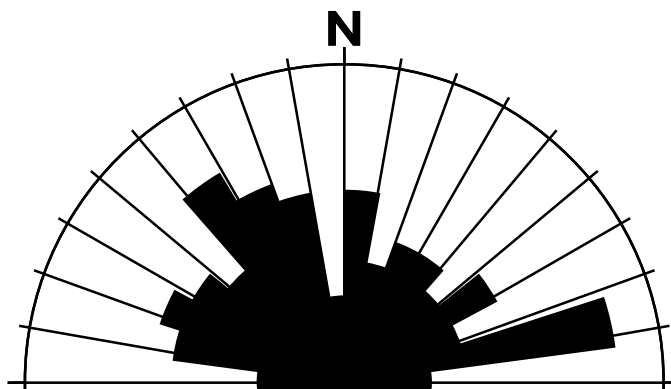


Figura 18: Diagrama de Rosetas Família de Juntas: Serra Pau Rainha, sul de Boa Vista, nº de pontos: 70.

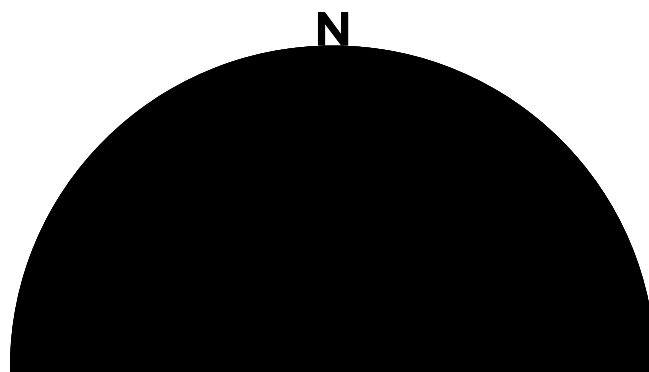


Figura 19: Diagrama de Rosetas Família de Falhas: Serra Pau Rainha, nº de pontos 19.

Admitiu-se a idéia de Costa (2006) de que tal orientação exerce um importante papel, sendo uma das características que mais identificam os Domínios do Hemigráben do Tacutu a forte orientação da rede de drenagem, em duas principais direções, uma relacionada ao eixo longitudinal do Gráben do Tacutu (NE – SW), identificada principalmente nas drenagens de primeira ordem pelo alinhamento do Rio Murupu, que, associados ao conjunto de serras e morros (serras Murupu e Flechal e Morro Urubu), delineiam o ombro noroeste do hemigráben, estando a segunda direção relacionada principalmente NW – SE (figura 20).



Figura 20: Padrões de Falhas e Juntas na Serra Pau Rainha, sul do município de Boa Vista.

5.1.3 Análise das Falhas no Rio Arraia

A coleta dos dados das falhas no Rio Arraia apresentou médias principalmente estruturadas no sentido NW-SE, e movimentação E-W, NE-SW, conferindo com a estruturação do hemigráben, discutida em trabalhos realizados anteriormente (figura 21).

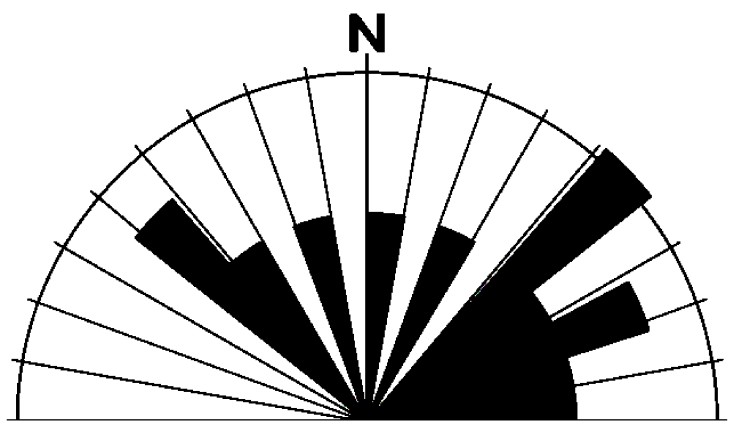


Figura 21: Família de falhas: rio Arraia, n^o de pontos 15.

5.2 Modelo Digital do Terreno (MDT)

A confecção do MDT da área de estudo permitiu a identificação de objetos presentes na superfície terrestre, que, na realidade, são as unidades do relevo que se destacam com clareza, a partir do tratamento utilizado para geração do MDT.

A geração do MDT permitiu a visualização, de forma precisa, dos limites do hemigráben, definidos a partir de cartas de Brasil (1999), escala 1:100.000, as quais foram interpoladas na imagem *raster*.

O fatiamento do MDT possibilitou a confecção da hipsometria, com cotas que variam de 0 a 300m de altitude em território brasileiro, ressaltando a pequena amplitude do relevo, demonstrando a característica relativamente plana do hemigráben, sendo esta altitude evidente na Serra do Tucano, onde ocorre a diversidade de modelados e ambientes presentes na área.

Este resultado foi muito importante para a elaboração do mapa geomorfológico, permitindo rápida identificação de espaços distintos em termos de elevações topográficas (figura 22).

A modelagem efetuada da área permitiu a visualização das unidades de relevo descritas na literatura e, dessa forma, a individualização das áreas tornou-se mais precisa, mas, para se chegar a essa visualização, utilizou-se exagero vertical 08, sendo este o que trouxe uma melhor resposta visual.

A imagem apresentada na figura 23 permitiu a observação do controle estrutural do relevo e da drenagem da área, com alinhamentos de relevo NE-SW muito marcantes. A drenagem apresenta três direções principais de alinhamento, indicando o fraturamento existente NW-SE, confirmando dados das pesquisas realizadas anteriormente por Brasil (1975).

A interpretação do MDT ressalta que a área de estudo possui uma declividade baixa, variando entre 2 a 19%. Com a modelagem topográfica, gerou-se a declividade do relevo com intervalos de classe baseados naqueles delimitados por Ross, (2003) (tabela 3).

TABELA 3 Categorias de Declividade

CATEGORIAS	%
Muito fraca	até 6%
Fraca	de 6 a 12%
Média	de 12 a 20%
Forte	de 20% a 30%
Muito forte	acima de 30%

Fonte: Ross (2003)

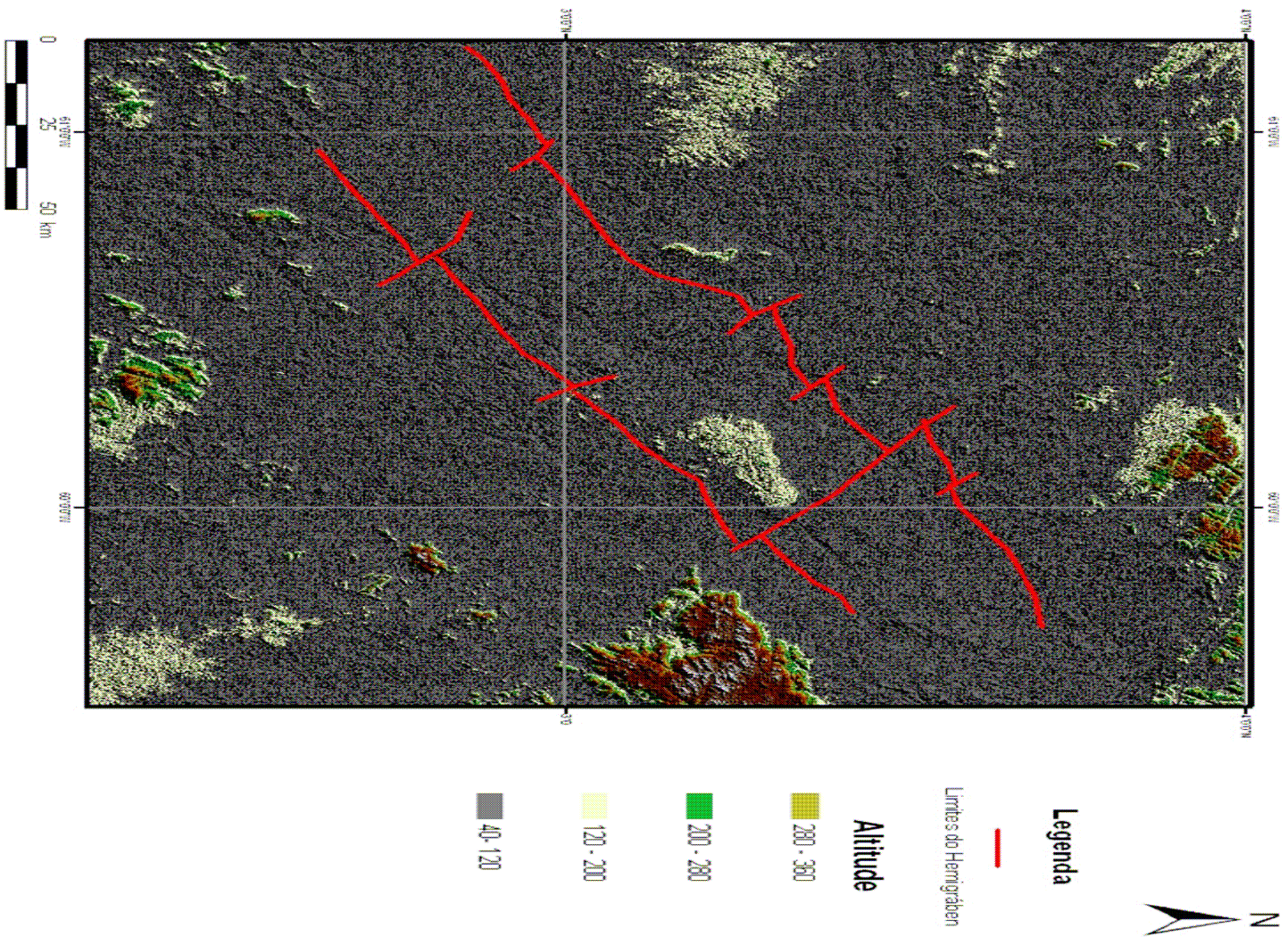


Figura 22: Modelo Digital de Terreno, evidenciando os limites do hemigráben do Tacutu.

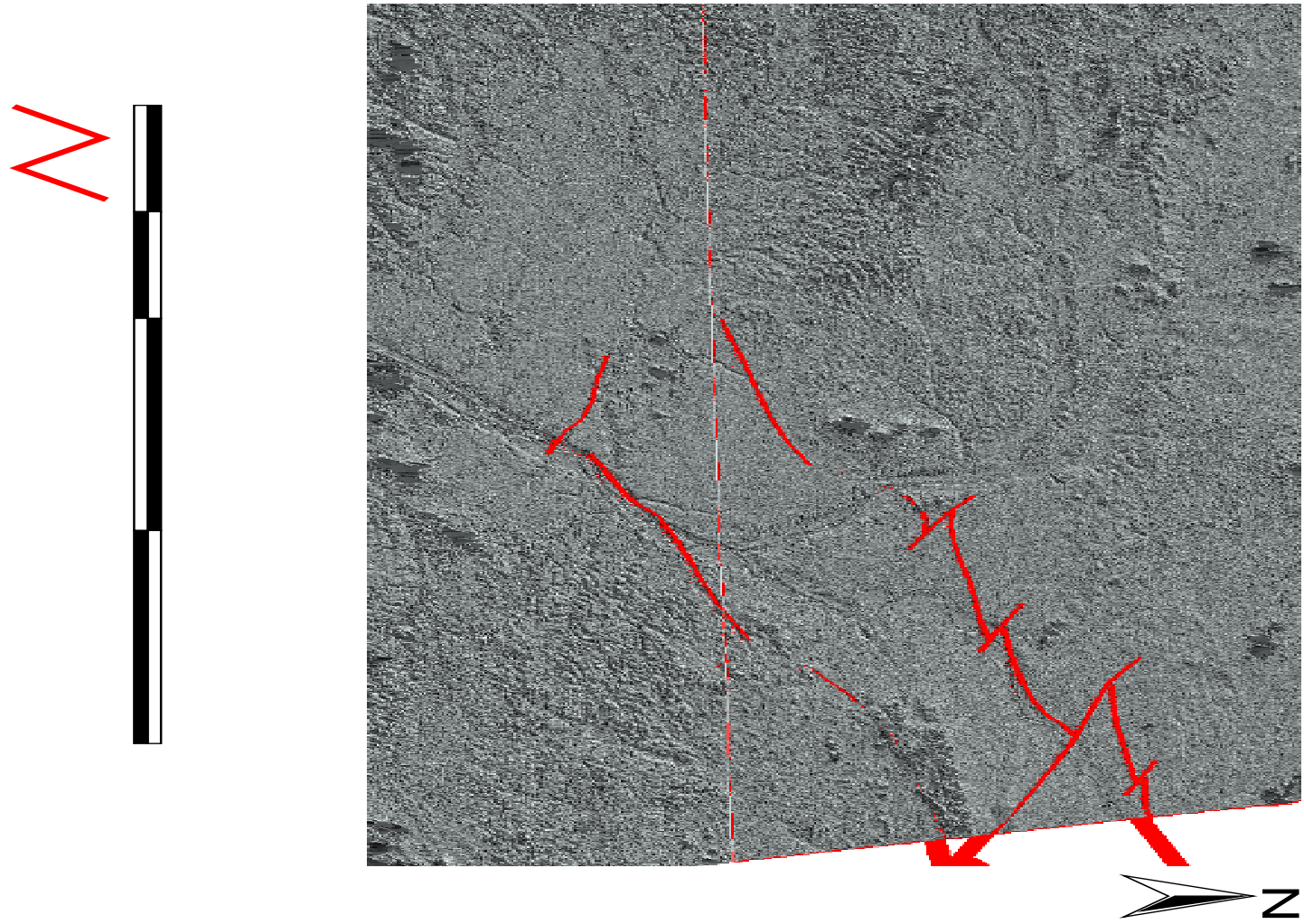


Figura 23: Modelo Digital do Terreno, evidenciando as unidades de relevo que fazem parte da bacia do Tacutu.

As áreas com declividade até 6% (em verde) representam áreas muito planas e de grande extensão, podendo ser inseridos nessa categoria a Serra do Tucano e Nova Olinda. As áreas entre 6 – 12% (em amarelo) representam as áreas suavemente movimentadas, as quais se destacam: a Serra Grande e a região da Raposa Serra do Sol.

Já as áreas de 12 – 19% (em vermelho) estão na categoria média destacando-se alguns pontos ao sul do hemigráben e no lado guianense representado pelas montanhas Kanuku e Serra da Lua, em Roraima.

O conjunto de Serras Nova Olinda se destaca como um aglomerado de serras arredondadas, cercadas por rede de drenagens controladas por falhas que são proporcionais aos limites do hemigráben.

Destaque ainda para a Serra do Tucano, caracterizada por uma declividade média, em especial o Morro da Antena, já o Morro do Redondo apresenta uma declividade fraca, percebe-se ainda a presença dos morros alinhados que balizam o hemigráben (figura 24)

Os trabalhos de campo, a modelagem digital de terreno, aliados aos dados da literatura, em especial aos mapas geomorfológico proposto por Brasil (1975), pelo IBGE (2005) em escala 1.1.000.000 e ainda em trabalhos realizados por Costa, Falcão e Sousa, permitiram individualizar o hemigráben em 03 compartimentos geomorfológicos com características específicas: o compartimento **01** representa as Planícies Aluviais, que constituem cerca de 75% da área mapeada, **02** Depressão Boa Vista, representando cerca de 20% e o **03** caracteriza os Planaltos Residuais, que constituem cerca de 5% do hemigráben, que por sua vez foram individualizados conforme suas características geológicas-geomorfológicas em: Residuais Vulcânicos (Domínio Vulcânico Apoteri), Residuais Sedimentares (Serra do Tucano) e Residuais do Proterozóico (figura 25).

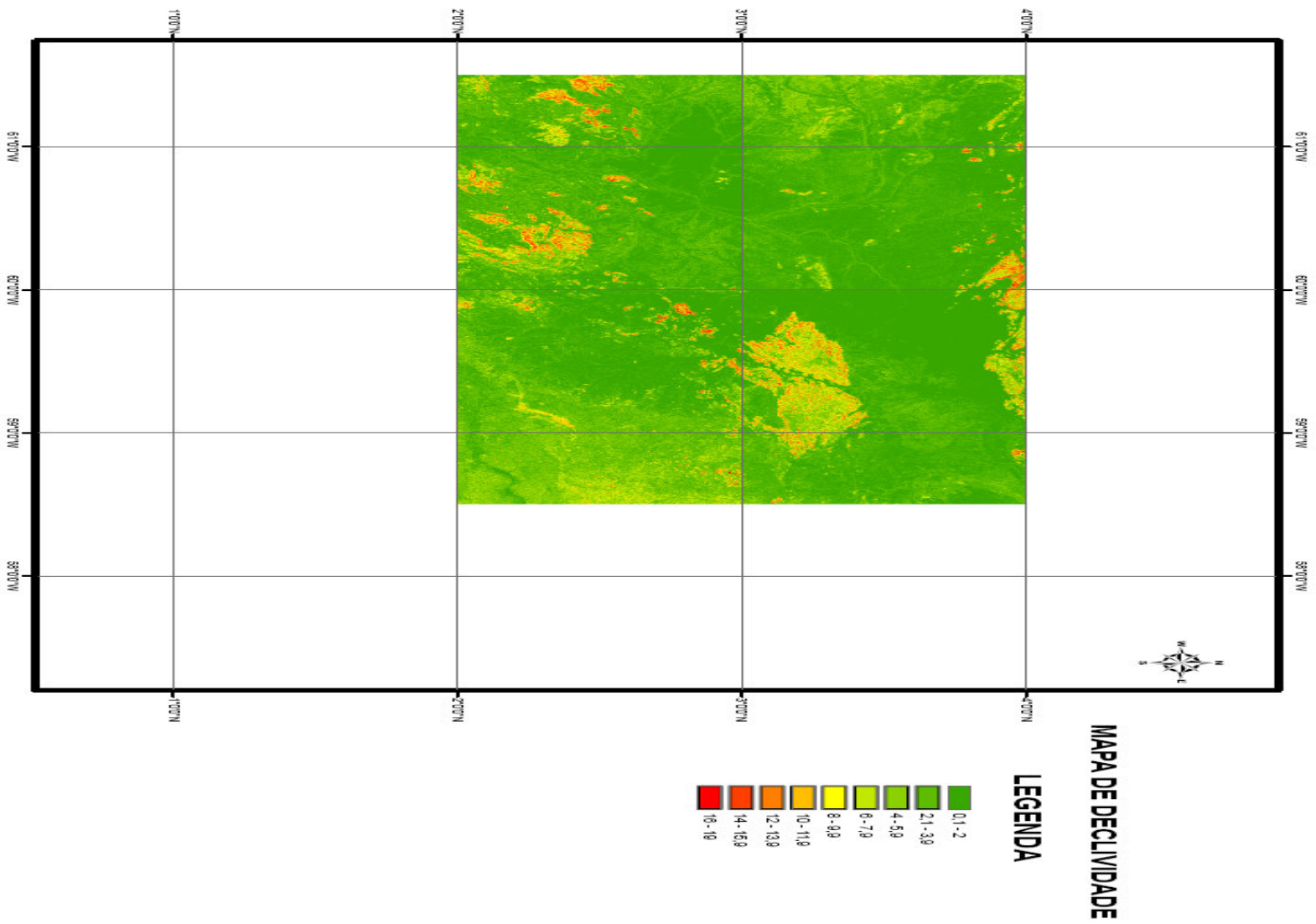


Figura 24: Mapa de declividade do Hemigráben Tacutu.

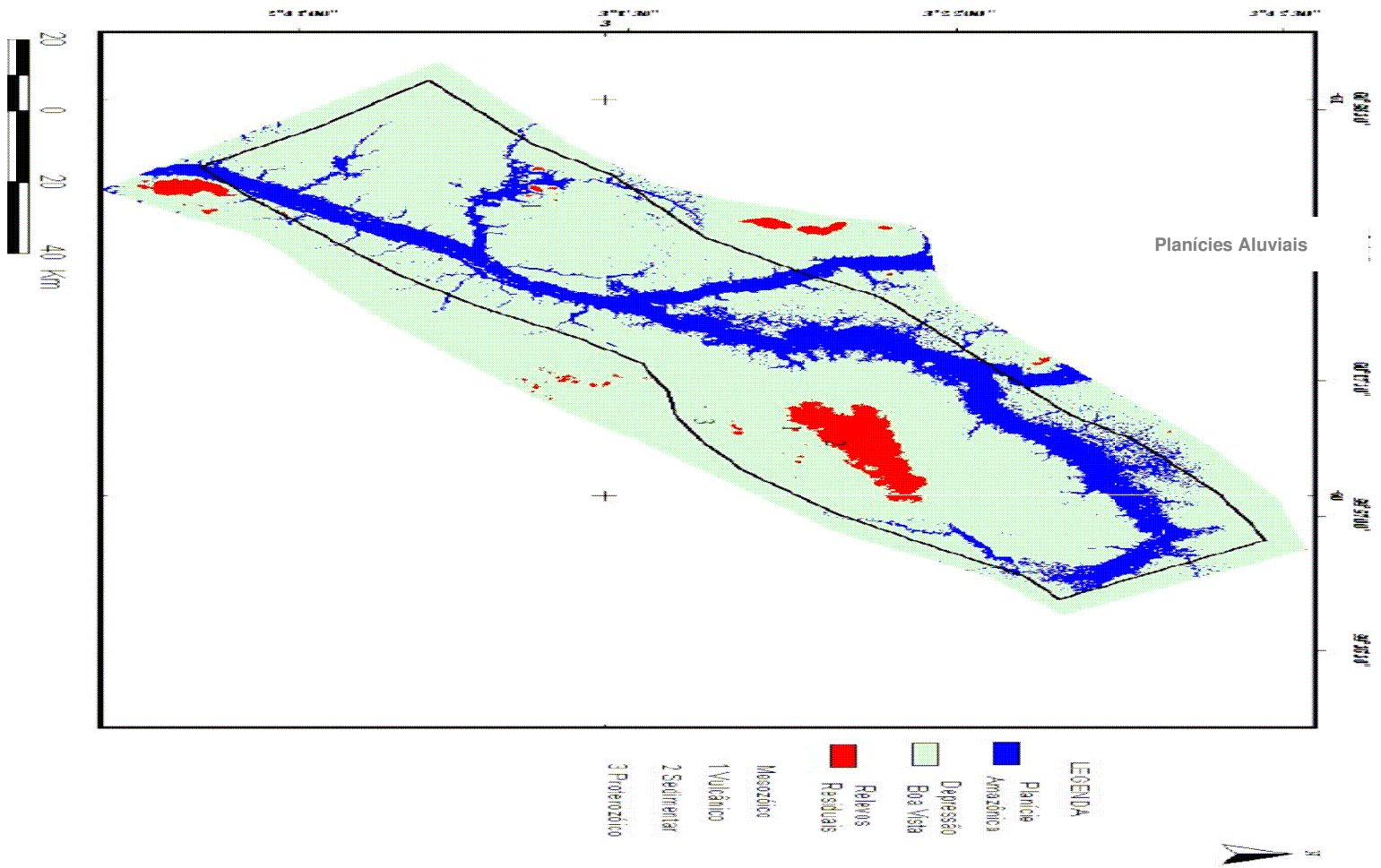


Figura 25: Mapa da Compartimentação Geomorfológica do Hemigráben Tacutu, adaptado de Brasil (1975), IBGE (2005), Costa, Falcão e Sousa, 2007.

5.2.1 Compartimento 01: Planícies Aluviais

Esse compartimento caracteriza-se por ser uma área plana a levemente plana, estendendo por faixas alongadas, depositadas pelos rios, sedimentos arenosos, argilosos e conglomeráticos, recentes inconsolidados, em geral associados aos depósitos do Quaternário, principalmente no Holoceno, de origem fluvial, sujeita a inundações periódicas.

As Planícies Aluviais distribuem-se através de trechos contínuos, por vezes assimétricos, sobre vários ambientes geológicos, porém, sendo mais bem representado nas porções dos rios instaladas nas superfícies aplainadas sobre as rochas sedimentares da bacia Mesozóica do Tacutu (figura 26).



Figura 26: a) Planície Amazônica representada pelo Rio Tacutu no período de inverno, b) presença de folhelhos nas margens do Rio Tacutu, com ângulos preferenciais 160/75.

5.2.2 Compartimento 02: Depressão Boa Vista

A Depressão Boa Vista é representada por uma superfície de aplainamento desenvolvida sobre rochas pré-cambrianas e fanerozóicas, a qual estão instalados delgados depósitos de areias inconsolidadas com elevado grau de selecionamento e livre de impurezas, aceitando a idéia de Bigarella et al. (2003).

Caracteriza-se, na realidade, por representar um estágio final de evolução de uma paisagem, submetida predominantemente por um recuo paralelo das vertentes, encontrando-se em seu interior elevações residuais de vertentes íngremes.

Os sedimentos encontrados no interior do hemigráben são provenientes das suas bordas que, devido aos ciclos de erosão e deposição que resultaram em preenchimento, que se acumularam, dando origem a uma formação recente Quaternária, denominada anteriormente Formação Boa Vista.

A Bacia do Tacutu revela uma geomorfologia caracterizada por um extenso aplainamento, com relevo suave e dissecação localizada, representada por alguns campos arenosos com feições de paleodunas.

Alguns testemunhos vulcânicos e terrenos lateríticos em meio a esse processo sedimentar revelam um embasamento irregular, controlado ainda por uma tectônica recente, em alguns casos remanescentes erosionais das atuais drenagens que por ali se instalaram.

Essas superfícies aplainadas se caracterizam por apresentar um relevo suave, representando as cotas regionais que variam desde 87 metros, nas drenagens mais expressivas, a 140 metros próximo às grandes elevações, sendo possível notar, ao longo da BR 401, os degraus de elevações suaves, cujas as altitudes oscilam entre 80 a 100 metros (figura 27).



Figura 27: Setor da Depressão Boa Vista nos domínios do Hemigraben do Tacutu, BR 401, nota-se a presença de degraus que variam entre 80 a 100 m de altitude.

Nas proximidades da BR-401, nas coordenadas UTM 782599 / 327902 com altitude de 88 metros, encontra-se, uma crosta ferruginosa encravada no Pediplano Rio Branco-Rio Negro com a presença de quartzo, feldspato, sedimentados por óxido de ferro, formada por sedimentos cenozóicos que fazem parte da Formação Boa Vista, são rochas com concreção de calcedônia e representam os primeiros afloramentos do Hemigráben do Tacutu.

Nessa seção, os níveis de conglomerados, fluxo do cascalho (*Debris-Flow*) eram elevações arrasadas com os processos erosivos. Os aglomerados são fragmentos/matacões de crosta laterítica conglomerada, os fragmentos de rochas cristalinas, material silicoso “*cherts*”, são resquícios de um clima mais árido no passado, um dos pulsos de inversão do hemigráben, que também resultaram em lateritas com fragmentos líticos (siltitos vermelhos).

5.2.3 Compartimento 03: Planaltos Residuais

a) Planaltos Residuais Vulcânicos

Esse compartimento é caracterizado pela presença das rochas vulcânicas que estruturam o hemigráben inferindo um arranjo geométrico. Fazem parte desse alto estrutural: o conjunto de Serras Nova Olinda, Morro do Redondo e Serra Pau Rainha.

A maior expressão desse compartimento está representada pelo Conjunto de Serras Nova Olinda, que fica nas adjacências da sede municipal, caracterizando-se pela presença de derrames vulcânicos, delineando morros isolados alinhados, na realidade, um relevo residual de idade Juru – Cretácea, correspondendo à parte sudoeste do hemigráben (figura 28).

Uma ocorrência isolada no interflúvio do Igarapé Água Boa – Rio Mucajaí, na região da Fazenda Pau Rainha é o marco que delimita uma das últimas ocorrências dessa unidade, localiza-se a cerca de 20 km da área urbana de Boa Vista (figura 30) (BRASIL, 1975; COSTA, 2006).

Essas áreas constituem remanescentes residuais que se destacam na planura da Formação Boa Vista, se caracterizam como morros que gradam para uma superfície ondulada (colinosa) na base do relevo.



Figura 28: Serra Nova Olinda, representando a parte sudoeste do hemigraben, presença de derrames basálticos.

O Morro do Redondo, como já relatado anteriormente, faz parte do Complexo Vulcânico Apoteri, nas adjacências da Formação Tucano, sendo este um afloramento de basaltos, que se destaca ao longo da BR- 401, sentido Boa Vista Bonfim, o qual representa uma das bordas sudeste do hemigráben (figura 29).



Figura 29: Morro do Redondo, afloramento de basaltos do Complexo Vulcânico Apoteri, BR – 401, sentido Boa Vista – Bonfim.

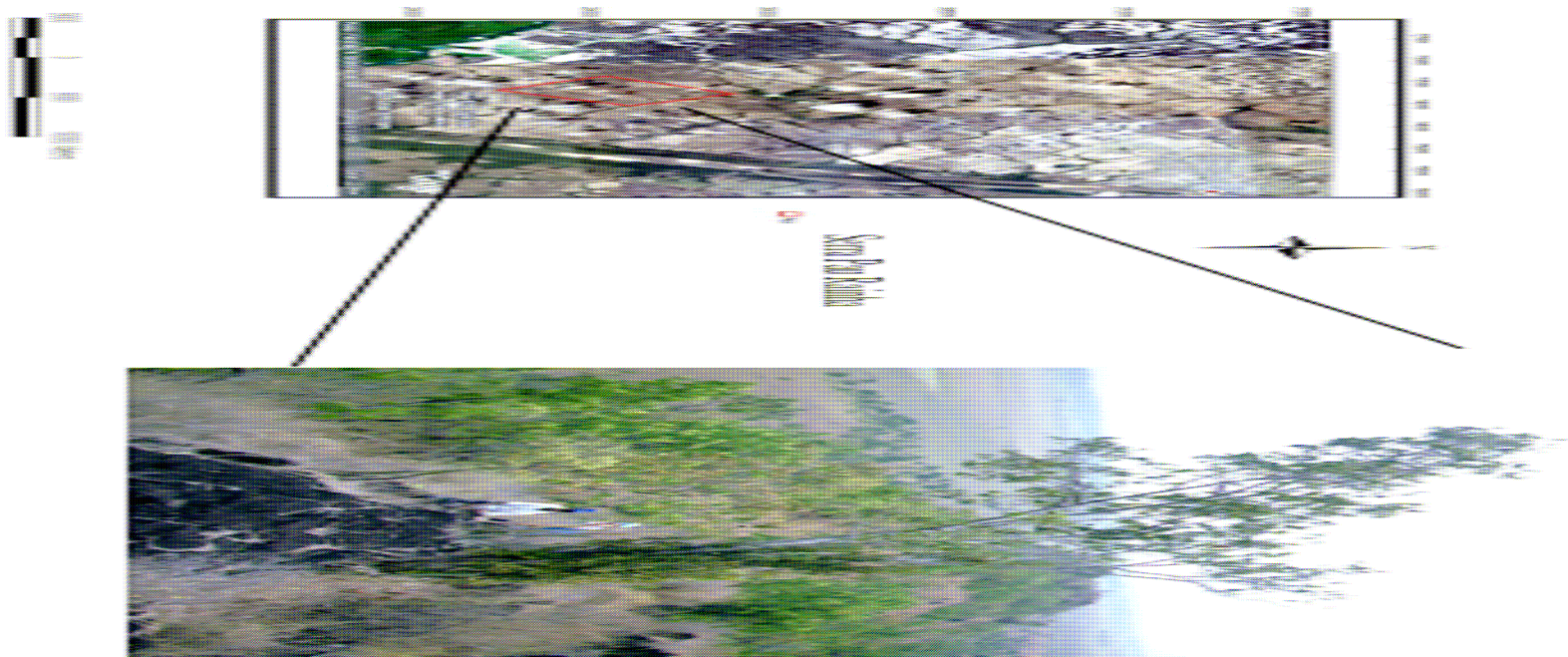


Figura 30: Imagem adquirida através do *Google Earth*, georreferenciada através do aplicativo *Arc View 3.2*, com a localização da Serra Pau Rainha, limite final do Hemigráben do Tacutu.

b) Planaltos Residuais Sedimentar Serra do Tucano

A Serra do Tucano, localizada ao longo da BR – 401, tem como ponto mais alto o Morro da Antena, com cerca de 320 metros, representa um conjunto de serras e morros interligados e, em raros casos, isoladas, como é o caso do Morro do Redondo, com cerca de 270 metros de altitude. Percebe-se, o intenso processo de lateritização.

Na Serra do Tucano nota-se a presença de vale com estrutura abrupta em forma de “V”, encaixado em área de falha, com alinhamento de 165°. Conforme Brasil (1975), estes vales caracterizam-se pelo dissecamento em cristas e pontões. Esses aspectos estruturais na forma de soerguimentos e formação de depressões registram amplas modificações ocorridas no relevo (figura 31).



Figura 31: Serra do Tucano, com a presença de vales encaixados em forma de “V”, BR – 401, sentido Boa Vista - Bonfim, em meio a sedimentos da Formação Boa Vista.

A Serra do Tucano constitui-se em uma área elaborada em rochas Jurocretáceas, a presença de um relevo colinoso na borda da serra, que se mostra levemente ondulado, caracterizando por colinas pequenas e médias, com perfis côncavos e convexos de baixa declividade e com alguns vales abertos e fechados, encaixados.

A presença dos vales na Serra do Tucano conotam uma característica de área soerguida, um relevo jovem que se apresenta anômalo na planície do hemigráben.

Ainda nessa região, destaca-se a presença da Formação Boa Vista, com sedimentos que recobrem o hemigráben, onde se encontram areias holocênicas

(jovens), que, por sua vez, recobrem os sedimentos cenozóicos, solos hidromórficos, antigas dunas e um sistema fluvial antigo.

Admite-se, em consonância com Carneiro Filho et al., (2003), que campos de dunas antigas podem ser encontrados em áreas próximas ao Rio Tacutu e na Serra do Tucano (no nordeste de Roraima), evidências de que alterações climáticas provocaram, em épocas passadas, profundas mudanças nas paisagens amazônicas, não param de se acumular.

Essas extensas áreas de formações superficiais arenosas surgiram na Bacia do Rio Negro (ao norte do Estado do Amazonas) e de um de seus principais afluentes, o Rio Branco (que corta o Estado de Roraima), durante sua longa história evolutiva.

A presença de falhas e juntas na Serra do Tucano, em concordância com Brasil (1975), Brasil (1999) e Costa; Costa (1996), são falhas transcorrentes e estão orientadas, preferencialmente na direção NE – SW, em geral, no sentido 225/65 (figura 32). Nessa região as, evidências sísmicas relatadas por Eiras e Kinoshita (1988) indicam uma área sinclinal dobrada, evento esse que ocorreu após a deposição do arenito Tucano.



Figura 32: Presença de juntas na Serra do Tucano.

Na Serra do Tucano há um grande destaque para os pavimentos e blocos de canga laterítica arenosa, com notável contribuição de seixos de quartzo leitoso, angulosos a subarredondados.

Reis et al. (2002), ressaltam que, na estrada vicinal para a Serra do Tucano, (próximo à torre de telefonia) a exposição do pavimento de canga laterítica se prolonga com direção NNW-SSE, e também essa mesma direção é verificada no extremo leste da área, no qual os patamares dessa canga chegam a 10 metros de espessura.

c) Planaltos Residuais Proterozóicos

Esse compartimento é caracterizado pela presença de relevos residuais que pertencem ao Grupo Cauarane, representados pelos morros Truaru, Urubu e os Morros alinhados (nas proximidades do Morro do Redondo).

No Morro Truaru, sentido NE, percebe-se a presença de vários morros alinhados, que num contexto geral, representam a parte noroeste do hemigráben. Quando o Rio Uraricoera encontra o hemigráben ele sofre um desvio, fato que pode estar relacionado a duas situações: devido a um prisma rotacionário, que, ao entrar nessa estrutura, capturou o Tacutu e o Uraricoera, e a presença dos morros podem representar um alto estrutural dentro do hemigráben, devido a existências de prismas rotacionados internos no gráben, em outras situações, os morros indicam as ombreiras da própria bacia, a exemplo do Morro Urubu.

Os efeitos geomorfológicos que caracterizam as estruturas de *grabens*, conforme descreve Penha (2003), estão na seqüência de morros alinhados, lagos e drenagens superimpostas e capturadas, tal como ocorre no Rio Arraia e na seqüência de morros alinhados nas proximidades da Fazenda Vista Alegre – Bonfim, sentido Guiana e o Morro Truaru, representando a parte Noroeste do hemigráben.

Essa seqüência de morros alinhados na direção NE – SW também é bem visualizada nas proximidades do Morro do Redondo (BR-401), borda sudoeste do hemigráben, que são residuais do Grupo Cauarane, aqui representados por quartzitos e *meta-cherts*.

Esses remanescentes demonstram a evolução do relevo regional provavelmente desde a instalação da bacia, seguida de sua inversão, e a dissecação dessas ombreiras ao longo dos tempos cenozóicos (figura 33).



Figura 33: Morros alinhados ao longo da BR-401 demonstram a estruturação do gráben do Tacutu – RR e correspondem ao limite Sudeste do mesmo, nas proximidades do Morro do Redondo.

Para melhor visualização desses compartimentos utilizou-se a técnica de sombreamento (*hillshade*) permitiu uma melhor delimitação da área, tornando possível discriminar as áreas rebaixadas e elevadas, facilitando a compreensão da compartimentação dos padrões de relevo, na fossa do Hemigráben do Tacutu. Confirmando a presença de planícies aluviais, planaltos residuais a Depressão Boa Vista.

O sombreamento da compartimentação geomorfológica permitiu ainda destacar a Serra do Tucano, os relevos residuais que balizam o hemigráben tais como: a serra Grande, os morros Urubu e Truauru e a rede de drenagem principal, bem delineada pelos rios Uraricoera e Tacutu, formando a bacia do rio Branco (figura 34).

6 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO HEMIGRÁBEN DO TACUTU

A elaboração do modelo geomorfológico do hemigráben para o Cenozóico levou em consideração dados da literatura, o processo de oscilações climáticas que modelaram a paisagem da região e a neotectônica da região, ressaltando o evento transcorrente na Bacia do Tacutu.

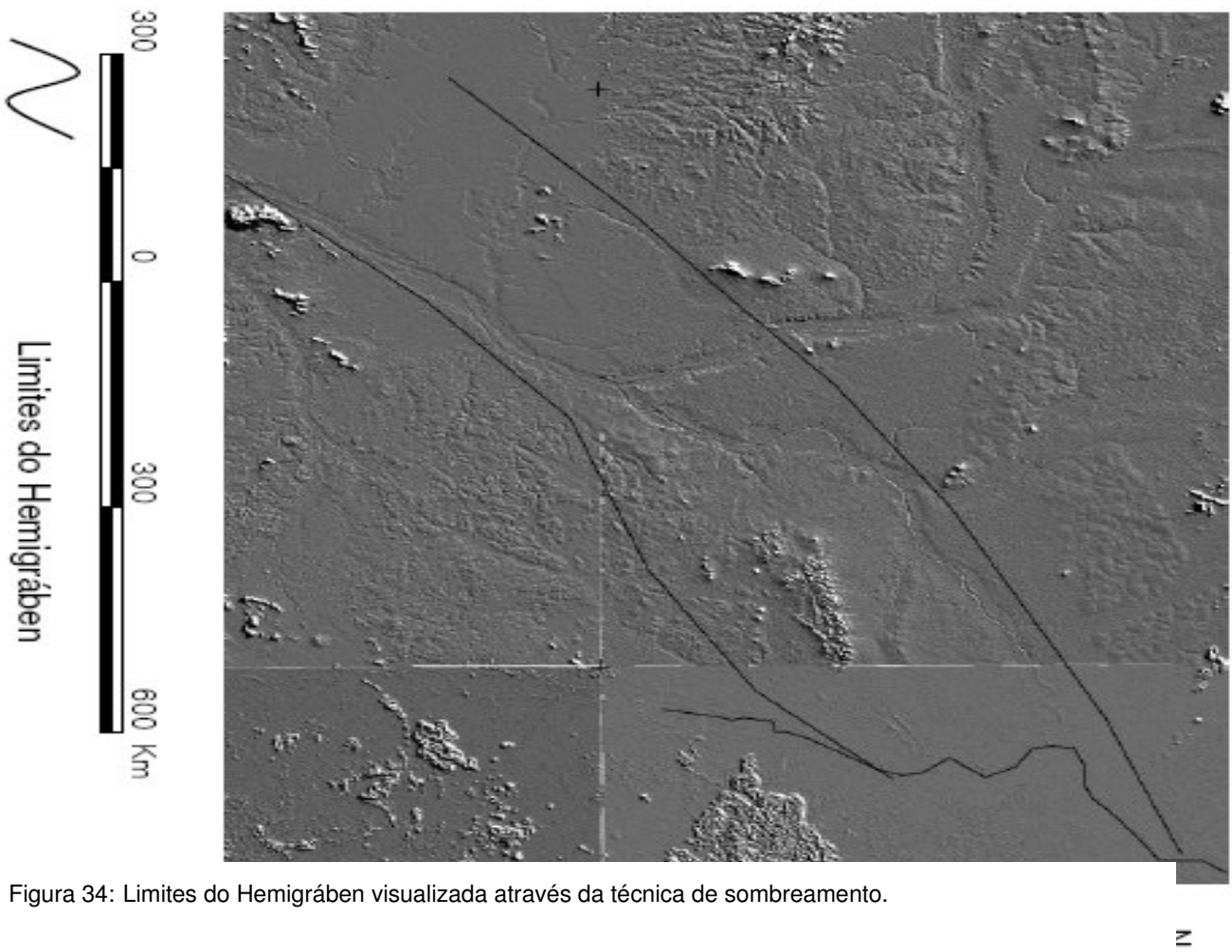


Figura 34: Limites do Hemigráben visualizada através da técnica de sombreamento.

6.1 Modelo de evolução geomorfológica do Hemigráben do Tacutu

No Cenozóico, os efeitos ocorridos nas taxas de intemperismo e pedogênese estão refletidos na superfície geomorfológica que constitui a base para a compreensão da evolução da paisagem, no passado geológico recente.

Dessa forma, o entendimento de todo esse processo na Amazônia e, por conseqüente, na Bacia do Tacutu, fornece subsídios, principalmente para associação entre a natureza sedimentar e a dinâmica evolutiva, servindo de base para a reconstituição da paisagem.

Rancy (1993) ressalta que esse processo serve de base para reconstituição da paisagem na Amazônia reside nas importantes informações fornecidas pelo Radambrasil, no qual a esculturação das formas de relevo dissecado nos interflúvios devem ter ocorrido na passagem do Pleistoceno para o Holoceno, sob condições de clima agressivo seco e sem cobertura vegetal.

O processo de evolução de uma bacia sedimentar está relacionado a dois principais eventos: as oscilações climáticas ocorridas principalmente no Plio – Pleistoceno e aos movimentos tectônicos.

Em consonância com Casseti (1991), o modelado atual da superfície terrestre é resultado dos processos morfoclimáticos pretéritos, cujas evidências são sentidas através da forma ou, mais precisamente, através dos depósitos correlativos ou estrutura superficial.

O estudo da evolução geomorfológica baseado nas oscilações climáticas adota os conceitos de pedimentação e pediplanação similares aos aplainamentos considerados nos modelos dos ciclos de Davis, sendo que as interpretações se diferem do ponto de vista genético e das relações dos níveis de base.

Passos e Bigarella (2003) admitem que o conhecimento sobre as oscilações climáticas trouxeram um novo enfoque à interpretação da paisagem, vinculadas aos processos erosivos exógenos, controlados por fatores climáticos que, em grande escala, influenciaram os deslocamentos dos níveis de base, competindo à tectônica a função de favorecer, em determinadas situações, a deformação (arqueamentos e/ou falhamentos) e a amplitude altimétrica dos diversos níveis de aplainamentos.

A partir desse processo, a Bacia do Tacutu criou uma nova planície erodida, com elevações variando de 1200 a 1800 metros. As sobras desta superfície cretácea, conhecida no Brasil como pediplanície Pós-Gondwana podem ser

atualmente encontradas cercando *tepui* restantes e montanhas mais altas dentro da Formação Roraima, e entre as elevações mais altas do Grupo Surumu. Já os tributários, como o Rio Cotingo, que atravessam esta superfície arenítica altamente erodida, são caracterizados por canais profundamente cortados, freqüentemente realinhados ao longo de falhas tectônicas (SHAEFER; VALE Jr., 1997).

Ao final do Cretáceo, a Fossa Tacutu estava completamente cheia, com sedimento e o Oceano Atlântico tinha se aberto ao norte e ao leste. As mudanças topográficas resultantes realinharam a drenagem do alto Rio Branco, de forma que ele fluiu rumo norte, para o Rio Berbice e o Mar do Caribe, seguindo a borda da Fossa Tacutu. Este ciclo denudacional resultou no acúmulo de mais de 4.900 metros de sedimentos, levando à formação dos conjuntos Tucano e Tacutu.

Este novo sistema fluvial, chamado de Proto - Berbice, tinha suas cabeceiras meridionais em uma antiga cadeia de montanhas, representada, hoje, pelas Serra de Parima, Demini, Apiaú, Mucajaí, Mocidade, Grande, Lua, Anauauá e Acaraí, e drenou para o norte até o fim do Terciário, ou início do Holoceno.

Os principais tributários do Proto-Berbice eram os rios Mucajaí, Uraricoera, Surumu, Parimé, Cotingo, Maú e Tacutu. O clima global continuou árido no início do Terciário, indo até o fim do Paleoceno, resultando em intensa erosão do que sobrou da Formação Supergrupo Roraima e na sedimentação de espessos depósitos arenosos em ambos os lados do paleo-divisor Proto-Berbice/Amazonas.

Este ciclo de erosão continuou até o Eoceno, resultando em uma extensa superfície erodida, chamada de pediplanície Sul Americana.

Esta superfície, a qual as elevações variam entre 800 e 1000 metros, cobriram a maior parte da Bacia do Rio Branco e ainda hoje está amplamente representada nas cadeias de montanhas mais baixas desta bacia, cortando várias formações geológicas, incluindo o Supergrupo Roraima, o Grupo Surumu e a Formação Pedra Preta (SHAEFER; VALE Jr., 1997).

Dois ciclos adicionais de denudação, Velhas I e Velhas II, ocorreram durante o Terciário e o Pleistoceno (figura 35).

O Ciclo Velhas I, resultou na erosão de uma grande porção de pediplanícies iniciais e criou uma nova superfície erosional com elevações que variavam de 200 a 500 metros. Restos desta superfície, altamente erodida e dissecada, ainda estão amplamente distribuídas na parte norte ocidental da Bacia do Rio Branco.

O Ciclo Velhas II ocorreu durante o Plioceno e Pleistoceno, no qual a maioria dos altiplanos restantes nas partes centrais e meridionais da bacia foi erodido durante este ciclo e uma nova superfície erosiva, geralmente chamada de Pediplanicie Rio Branco, foi criada com elevações que variavam de 80 a 200 metros, onde os pedimentos apresentam-se escalonados e mal drenados na sua porção inferior.

Ao final do Ciclo Velhas II, o paleo-divisor entre a Amazônia e Bacia Proto-Berbice foi completamente destruído e a drenagem setentrional foi capturada pelo Rio Negro para o sistema do Rio Amazonas.

Os efeitos desta recente captura são evidentes na atual geometria do canal dos antigos tributários do Proto-Berbice, como os rios Mucajaí, Uraricoera, Tacutu e Quitauau, que tinham suas cabeceiras no paleo-divisor.

Todos estes tributários começaram a fluir para o norte, como eles faziam antes da captura, e então faziam uma curva para o sul, mostrando um forte realinhamento com a atual drenagem do Rio Branco.

Shaefer e Vale Jr. (1997) ressaltam que o processo erosivo nesse paleo-divisor foi resultante de um aplainamento severo no Plio-Pleistoceno, provocando um nivelamento nos sedimentos Cenozóicos, Cretáceos e ainda nas rochas Pré-Cambrianas.

Nos Ciclos Velhas, grandes volumes de sedimentos arenosos altamente desgastados acumularam-se ao norte e ao sul do Divisor Amazonas / Proto-Berbice. Ao Norte, estes sedimentos cobriram a Fossa Tacutu e as planícies circunvizinhas (SHAEFER; VALE Jr., 1997).

A característica sedimentar resultante, denominada Formação Boa Vista, ainda cobre, atualmente, uma grande porção das planícies a nordeste. Os sedimentos terciários depositados ao sul do paleodivisor produziram a Formação Alter do Chão. Estes depósitos estão agora cobertos com sedimentos andinos da Formação Solimões, depositados no Pleistoceno.

De acordo com Ferreira et al. (2007), sedimentos cobriram a Fossa Tacutu e as planícies circunvizinhas, característica sedimentar resultante é denominada Formação Boa Vista que ainda cobre, atualmente, uma grande porção das planícies a nordeste, e os sedimentos terciários depositados ao sul do paleodivisor produziram a Formação Alter do Chão.

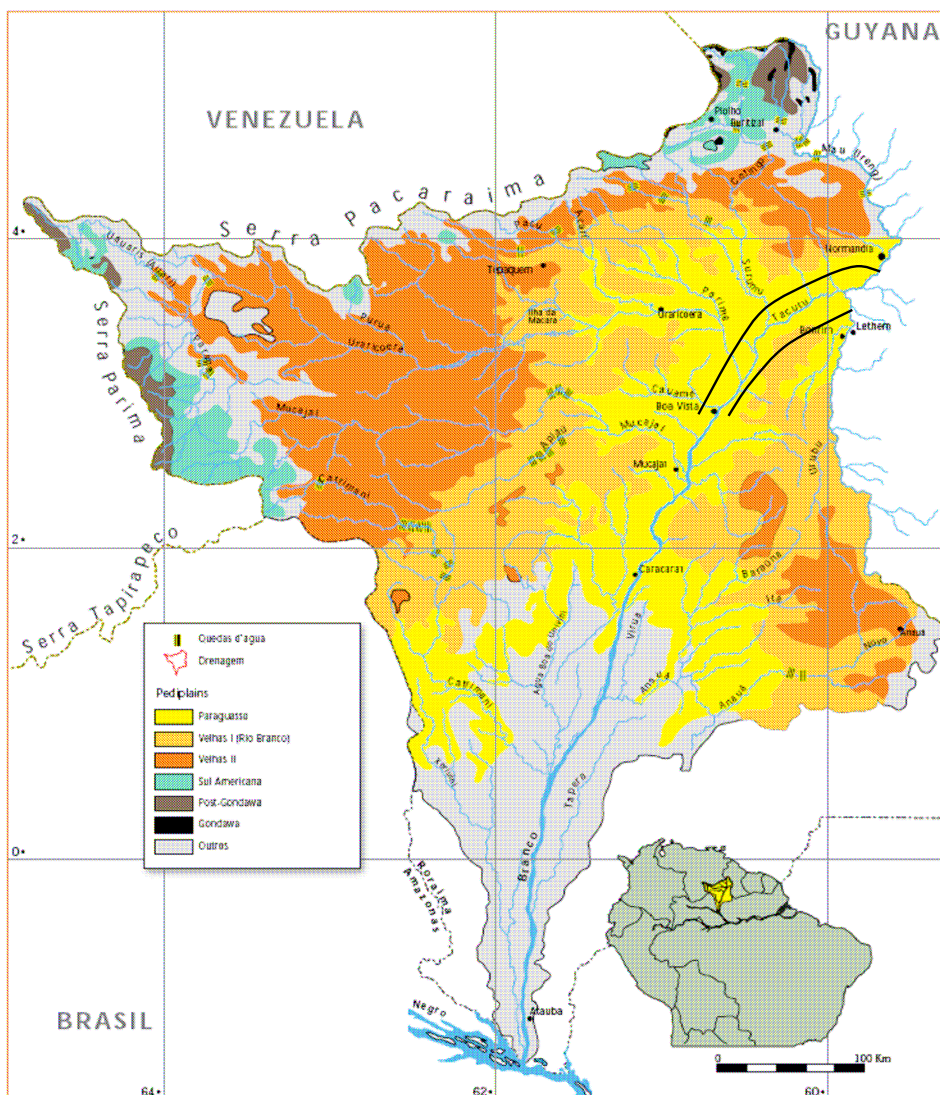


Figura 35: Remanescentes de antigas superfícies erosivas de Roraima, modelo baseado em Shaefer; Vale Jr. (1997) produzido a partir de dados do SRTM (NASA)
 Fonte: Ferreira, et. al, (2007)

Costa et al. (1996) enfatizam que a evolução tectônica da bacia ocorreu em, pelo menos dois episódios principais de movimentação: o primeiro, no Mioceno-Plioceno, dominou subsidência na porção centro-norte e soerguimento na porção centro-sul, situação que parece ser comum em estruturas em forma de cunha, geradas por sistemas transcorrentes dotados de mesmo sentido de movimentação (neste caso, dextral) (figura 36).

No segundo, provavelmente no Quaternário, a transpressão deu lugar à subsidência na porção centro-sul, propiciando a formação de novos depocentros e a extensão dos sedimentos Boa Vista para essa região.

Esses dois momentos são bem definidos na evolução da estrutura e o eixo de distensão está orientado na direção ENE-WSW, operou continuamente desde o Mioceno.

O hemigráben teve dois momentos: um de subida e um de descida, primeiro como uma falha normal, e depois, na inversão da bacia ele inverteu (subiu) formando relevos residuais com feições (positivas), relevo positivos dentro do hemigráben.

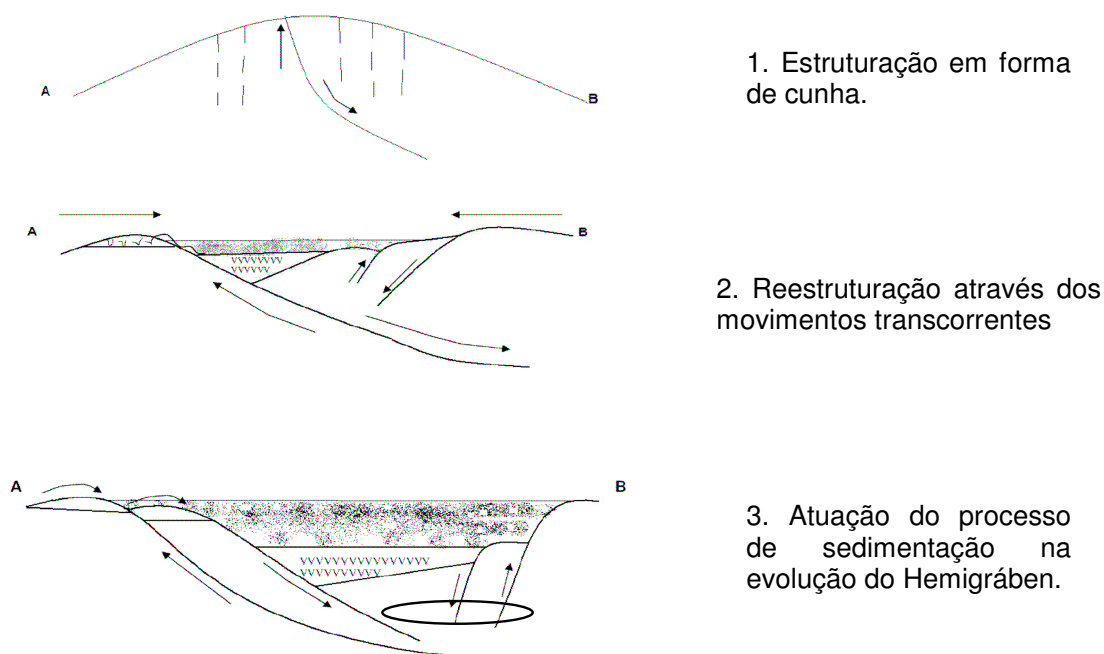


Figura 36: Esboço esquemático do processo evolutivo do Hemigráben do Tacutu

Durante a maior parte do Mesozóico e no começo do Terciário, o clima global era constantemente árido e a paisagem sul-americana era de um ambiente de deserto, com vegetação de capoeira escassa. No Eoceno, o clima ficou significativamente mais úmido e os primeiros capins e vegetação de savana começaram a aparecer.

Já no restante do período Cenozóico, o clima global foi tornando-se gradualmente mais fresco e moderadamente úmido, o que resultou no aparecimento e na consolidação de comunidades de florestas tropicais, e as oscilações regulares entre condições mais frias e seca e mais mornas e úmidas tornaram-se crescentemente intensas durante o Quaternário (HAFFER, 1992).

Estas oscilações resultaram em grandes variações nas distribuições de florestas e savanas na América do Sul, favorecendo o desenvolvimento de savanas durante períodos mais secos e florestas durante períodos mais úmidos, o que pode ser também visualizado de forma clara em perfis lateríticos na Amazônia.

Horbe; Costa (1999) relatam que, a partir da individualização das crostas lateríticas, e com a alternância em intervalos de tempo cada vez menores, entre o clima mais úmido e mais seco e quente, especialmente, nos períodos glaciais - interglaciais do Quaternário, é possível esquematizar a seqüência de transformação das crostas em solos, em seis estágios (figura 37).

Os primeiros estágios, A, C e E, representam as etapas de clima mais seco, com desenvolvimento de vegetação tipo caatinga/savana, e os estágios seguintes: B, D e F, de clima mais úmido, com cobertura de floresta.

Nesses estágios (B, D e F), a crosta passa a sofrer influência da vegetação e da menor disponibilidade de água, pois, está acima do lençol freático, de modo que a gibbsita é ressilicificada e a hematita se hidrata, formando, respectivamente, caulinita e goethita e originando o solo.

Desse modo, os solos sobrepostos a crostas e fragmentos lateríticos seriam resultantes do intemperismo em clima úmido e as grandes espessuras de solo podem estar associados a movimentos de massa sucessivos nos períodos de clima mais seco.

Dentre as evidências dessas oscilações climáticas encontradas na área de estudo, percebe-se que, ao longo da estrada de Normandia – Bofim em corte de estrada (coordenadas UTM 174314; 378920), em meio ao hemigráben, são encontradas linhas de pedras (*stones lines* ou paleopavimentos), compostas por seixos de quartzito subarredondados, oriundos dos depósitos terciários.

Isto traz dificuldades na identificação da unidade ora descrita, pois, neste caso, a linha de pedras torna-se muito semelhante ao nível conglomerático basal, típico dos depósitos terciários (figura 38).

Para Costa (1991), as linhas de pedras presentes na Amazônia estão intimamente ligadas à dissecação do relevo regional durante o terciário e o quaternário, sendo assim, resultantes da erosão de corpos lateríticos – comuns e aflorantes à época de formação delas – que, no início, foram submetidas ao intemperismo químico seguido de erosão.

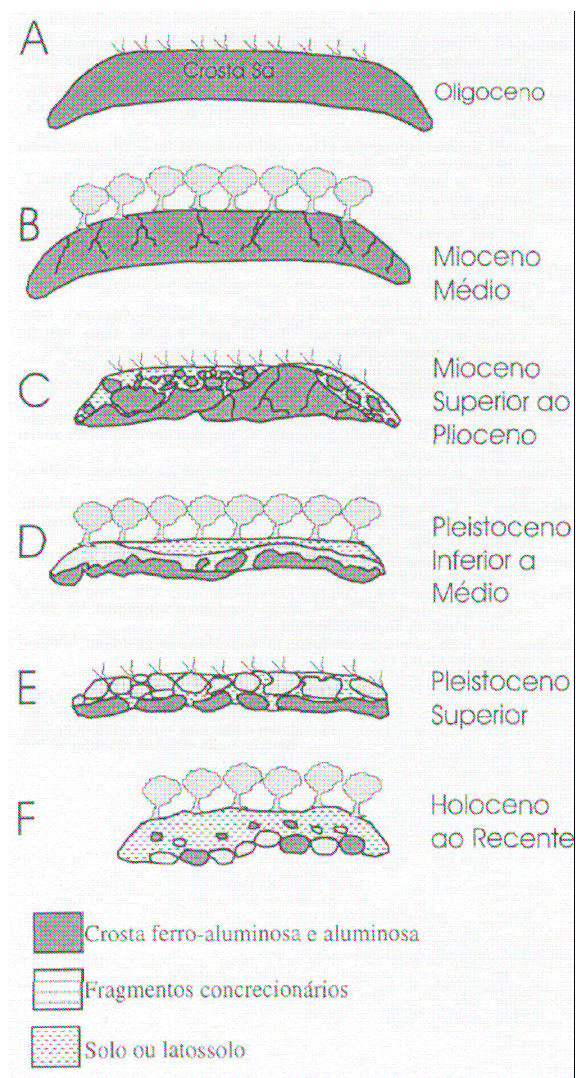


Figura 37: Perfil de formação de solos em crostas lateríticas, levando em consideração as oscilações climáticas. Fonte: Horbe; Costa (1999).

Contudo, a distinção entre eles é possível pela presença de fragmentos de crosta laterítica nos depósitos colúvio-eluviais e de crosta laterítica *in situ*, nos depósitos terciários. Além disso, nas linhas de pedras, normalmente não há organização, orientação ou estratificação dos clastos.

Alguns autores acreditam que as linhas de pedras são resultado das alternâncias climáticas do Quaternário (BIGARELLA et al., 1994, NEVES et al., 2005).

Segundo esta teoria, a rarefação da vegetação, ocasionada por um clima seco, acentua a atuação da morfogênese mecânica, em que o escoamento superficial removeu do colúvio o material de granulação mais fina, concentrando os

mais grossos como um depósito residual e que, para Costa (2006), posteriormente, foram encobertos por material fino, portanto, aceitando o modelo intermediário de Costa (1991) e Bigarella et al. (1994). Portanto, tratam-se de testemunhos de mudanças paleoclimáticas ocorridas, provavelmente, no final do Pleistoceno.



Figura 38: Perfil na estrada Normandia – Bonfim, onde nota-se a presença de Linhas de Pedras (*Stones lines*), na parte posterior tem-se o recobrimento da área por um novo colúvio, resultante de um movimento de massa procedente de áreas mais elevadas, com ângulos preferenciais 319/30.

A distribuição destas coberturas está vinculada à estruturação do relevo atual, pois, se concentram nas áreas de relevo suave e raramente ocorrem nos terrenos mais acidentados. Normalmente, há espessamento do material coluvial a partir dos topos em direção aos vales.

Porém, em certas ocasiões, a linha de pedras e o material que as recobre estão inclinados em direção oposta ao mergulho das vertentes, indicando atuação de falhas e conseqüentes basculamentos posteriores à sua formação.

Para Neves et al. (2005), o controle estrutural é notável na delimitação dos corpos sedimentares, mostrando a influência da Neotectônica sobre a distribuição das coberturas cenozóicas. Muitas vezes, a ação dos processos erosivos consecutivos a estes eventos faz restar apenas a linha de pedras em topos e encostas, principalmente em blocos tectônicos alçados.

A presença dessas linhas de pedra na área de estudo reforça o processo de oscilações climáticas ocorridos em Roraima, pois, na realidade, essa laterização é um produto do intenso intemperismo, ou numa meteorização intensa do solo ou da rocha, com a lixiviação dos minerais primários e uma concentração de hidróxidos de alumínio e ferro, acompanhados ainda por outros elementos lateríticos como: óxido de titânio, manganês e outros (GUERRA; GUERRA, 2003).

Outra evidência paleoclimática pode ser encontrada na região da Serra do Murupu, onde nota-se a presença de segmentos erosivos e deposicionais dos complexos de rampa coluvial, que representa formas de fundo de vale suavemente inclinadas na qual se reconhecem segmentos erosivos e deposicionais.

Meis e Moura (1979) inseriram as formas côncavas individualizadas nos fundos dos vales e baixas encostas dentro de uma dinâmica acelerada de recuo das encostas nas reentrâncias topográficas (*hollows*), e dentro destes, a ocorrência de processos erosivos ocorridos durante o Quaternário, produzindo vários períodos de formação de rampas.

Em Roraima, a presença dessas rampas de colúvio sugerem que a dinâmica de erosão e sedimentação levaram ao desenvolvimento de feições deposicionais que exerceram grande influência na rede de drenagens que se encaixou através de um processo erosivo linear (figura 39).

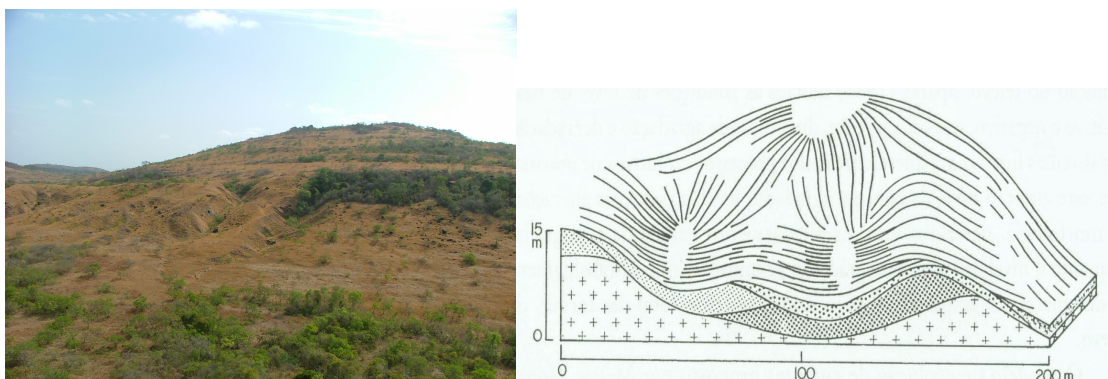


Figura 39: a) Complexos de rampa de colúvio na região do Murupu, representando uma paleodepressão do relevo; b) Esquema representativo do complexo de rampa, baseado em Meis e Moura (1984). Foto: J.A.V. Costa

Durante o processo de evolução meso-cenozóica do hemigráben, a deposição dos estratos sedimentares terciários na Fossa do Tacutu, em períodos de semi-aridez, levaram ao recobrimento de extensas áreas, que corroborando com Schaefer; Dalrymple (1995), resultaram em um ativo processo de pedimentação e aplainamento.

A partir daí, a bacia sofreu uma quiescência tectônica, sendo interrompida por movimentos transcorrentes que resultaram em transformações na rede de drenagem e na estruturação do relevo. Mais tarde, durante o Plioceno, novamente a

bacia sofreu outro processo de sedimentação proveniente do Cráton Amazônico, dando origem a chamada Formação Boa Vista.

Dessa forma, pode - se supor que o quadro evolutivo da bacia foi afetado por mudanças climáticas, ecodinâmicas, reativações tectônicas, que por sua vez acabaram gerando uma superfície pedimentar que do Pleistoceno até hoje, foram reativadas por tectônica que podem ser perceptíveis nos sedimentos da Formação Boa Vista, que recobrem os materiais típicos de origem gravitacional (talvez pedimentar ou coluvionar).

Na realidade, esses sedimentos são resultantes dos movimentos escalonados sucessivos que geraram, assim, uma superfície pedimentada e pontilhada de relevos isolados de diversas naturezas litológicas, sendo que alguns destes ficaram mantidos por granitos; já outros, envolvendo arenitos e basaltos, emergindo da área que iria receber a Formação Boa Vista, como é o caso da Serra do Tucano, Morro do Redondo, e outros (figura 40).

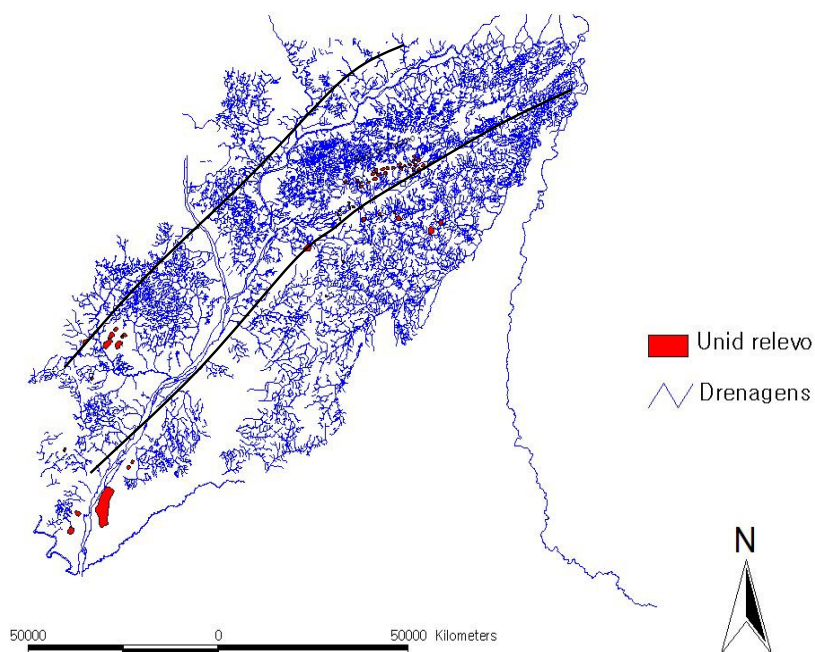


Figura 40: Unidades de relevo e drenagens na bacia do Tacutu

6.2 Reestruturação do hemigráben

O processo de reestruturação do Hemigráben do Tacutu está condicionado aos movimentos transcorrentes orientadas no sentido NW-SE, ocorridos no Cenozóico, que permitiram acomodação da deformação extensional, inverteram as unidades estratigráficas da região.

Corroborando com Costa et al. (1991), essas falhas transcorrentes seccionaram e, por sua vez, acabaram deslocando as falhas normais mestras e secundárias, interpretadas como falhas de transferência que podem representar descontinuidades compartimentais.

Esse processo de reativação de falhas ou linhas de fraqueza favoreceram o surgimento de estratificações cruzadas como as que aparecem na Serra do Tucano. Dessa forma, concordando com Hasui (1990), o qual afirma que os processos geológicos ocorridos desde o Proterozóico até os dias de hoje são controlados por linhas de sutura pré-cambriana, constituindo zonas de fraqueza que separam a crosta em vários blocos.

Para Berrangé (1977), as montanhas Kanuku (margem leste do hemigráben) são residuais do ciclo Gondwana, e conforme Schaefer e Dalrymple (1995), representam, juntamente com a Serra de Pacaraima, blocos falhados, erguidos durante e após a fase de rifteamento do Juro – Cretáceo.

Em afloramento no Rio Surumu (coordenadas UTM 80078/380341), que se destaca durante o período de estiagem, encontramos a presença de *budins*, sugerindo que, nesta área, o embasamento do hemigráben sofreu uma virada brusca, evidenciado ainda, através de escalonamento, uma movimentação dextral de blocos verticalizados, significando a presença de antigas falhas transcorrentes que fatiaram a área com cavalgamentos, que representam o momento de inversão do gráben onde os movimentos direcionais são indicados pela geometria de grãos de quartzos e o aporte rochoso apresenta-se orientado na posição subvertical 115°, com componentes de cavalgamentos (figura 41).



Figura 41: a) Ponte sobre o Rio Surumu, período seco; b) embasamento do hemigráben exibindo falhas inversas, interpretadas como pertencentes a fase de inversão fraca da bacia. Foto: J.A.V. Costa.

Nessa área, tem-se a presença de falhas normais com a mesma direção do hemigráben, que aproveitaram antigas zonas de fraqueza e, dessa forma, sendo remobilizada. Com base na medição em campo, notou-se que a falha está orientada na direção 154/70, confirmando Costa et al. (1991).

Com essa orientação de mergulho, conforme Costa *et al.* (1991) e Eiras; Kinoshita (1988), a direção das falhas indica que a evolução cinemática da bacia se relaciona a um evento distensivo oblíquo, com componente sinistral associado, e se estruturam através de dobras *en echelon*, orientadas na direção NW-SE, apresentando arranjo estrutural em flor positiva, indicando que a falha sofreu um efeito transpressional causado pelo evento transcorrente, peculiar ao sistema neotectônico direcional.

6.3 Influência da neotectônica na reestruturação do Hemigráben do Tacutu

No Brasil, a evolução do conhecimento sobre a neotectônica, no início dos estudos se deu de forma isolada e só passou a ser claramente explicitado na década de 90. Esses estudos envolvem a tríade tectônica / geomorfologia / sedimentação, destacando os trabalhos desenvolvidos por Costa, Borges, Suguio, Riccomini, Hasui e outros.

Hasui; Costa (1996) destacam que o conhecimento sobre os aspectos litológicos, estruturais, estratigráficos e evolutivos nos permitem delinear traços

gerais do quadro evolutivo geológico regional, no qual podemos situar em muitos aspectos relevantes da neotectônica, morfogênese e sedimentação moderna.

Hasui (1990) relaciona a origem do neotectonismo no Brasil à migração do continente sul-americano e à conseqüente abertura do Atlântico Sul, que teve início no terciário médio, Lima (2000) enfatiza que a presença dos planaltos (*horts*) as fossas (*grabens*) e os vales de “afundamento” (*rift valleys*) são evidências dessa neotectônica cenozóica.

Durante a abertura do Atlântico, que culminou com a separação entre as placas Sul-Americana e Africana a leste, aquela começa sua deriva para oeste; com a movimentação das placas de Nazca para leste, inicia-se a colisão entre as mesmas, movimento que perdura até hoje.

Nesse momento, instala-se uma tectônica direcional transcorrente dextral no interior da placa Sul- Americana, e essa nova tectônica (neotectônica) será a grande responsável pela evolução da paisagem que ocorre a partir de então, pronunciada sobretudo na gênese do relevo, e de alguns solos.

Os estudos da neotectônica na Amazônia passaram a ser melhor compreendidos através das investigações de campo de depósitos sedimentares em diversas áreas, acompanhados por estudos sistemáticos de vários aspectos da drenagem e do relevo em cartas planialtimétricas e em imagens de sensores remotos.

Costa et al. (1996) definem a neotectônica para a Amazônia como “conjunto de estruturas e de seqüências sedimentares, bem como a distribuição dos elementos principais das bacias hidrográficas e dos sistemas de relevo desenvolvidos do Mioceno ao Recente”.

Igreja (1992) relata que o sistema Amazônico, na realidade, representa uma grande estrutura em flor, a qual, segundo Souza et al. (2005), é um reflexo de interação das placas Sul – Americana, de Nazca e Caribéana.

Na Amazônia, o quadro neotectônico Neogeno – Quaternário, caracteriza-se pela Formação Alter do Chão, parte da seqüência Pós-*Rift* da Bacia do Marajó e a Formação Ipixuna, que são registros das últimas manifestações do Evento Sul – Atlantiano ou Reativação Wealdeniana, levando ao desenvolvimento nessas unidades e em outras mais antigas, de um perfil laterítico maduro, atribuído ao Eoceno – Oligoceno, marcando, dessa forma, um período de estabilidade (HASUI, 1990; COSTA, 1991).

Para Costa; Hasui (1997), a partir daí sobrevieram processos de estruturação morfogênese e sedimentação que vigoram até hoje e estão relacionados com a incidência neotectônica, cujo regime tectônico é do tipo transcorrente. Durante o Mioceno /Plioceno e do Pleistoceno Superior Recente, houve dois pulsos de movimentação transcorrente, que influenciaram no deslocamento, sedimentação, morfogênese e controle da drenagem (COSTA; HASUI, 1997).

Reis et al. (2002) afirmam que esses dois pulsos de movimentação ocasionaram:

1. O soerguimento ou estabilização da porção norte da Bacia do Tacutu e renovada subsidência no interior da estruturação do Domínio Guiana Central, no qual se inicia a deposição dos sedimentos da base da Formação Boa Vista;
2. Uma subsidência da porção norte (Domínio Uraricoera) e / ou soerguimento da Bacia do Tacutu (Domínio Guiana Central) conduziu à formação de uma nova bacia, com ampla sedimentação do topo da Formação Boa Vista.

Para Reis et al. (2002), essa evolução sedimentar caracterizaria um processo de discordância no interior da Formação Boa Vista, através dos rejeitos e mergulhos das falhas que delimitam a borda norte e sul da Bacia do Tacutu (figura 42)

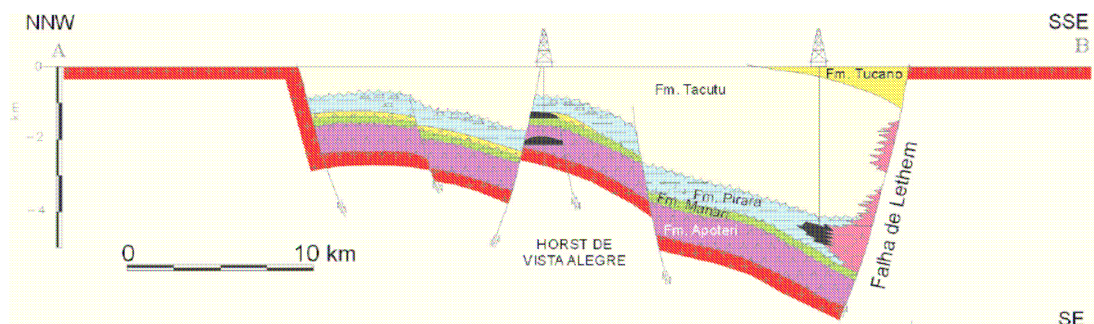


Figura 42: Estrutura em flor indicando efeito transpressional no Hemigráben do Tacutu.
Fonte: Brasil (2006)

Destaca-se ainda, nas áreas com incidência neotectônica, os **sismos intraplaca**, que, para Costa e Hasui (1997), representam alívios de tensão ao longo

de descontinuidades preexistentes que foram reativadas (provavelmente neoformadas), indicando movimentação atual, dessa forma, a distribuição dos epicentros da região se concentra em áreas limitadas, denominadas de *zonas sismogênicas*, separadas por vastas extensões que representam alívios locais de tensão.

Os estudos comprovam a afirmação de Hasui (1990), que essas zonas sismogênicas têm sido delineadas e relacionadas com os domínios por onde passam os cinturões de cisalhamento e as suturas associadas, e com domínios de paleojunções tríplexes.

Em Roraima, as porções sul e sudeste da Bacia do Tacutu são definidas por Costa e Hasui (1997) como **Zona Sismogênica de Boa Vista**, pois reconhecem a incidência de processos tectônicos, magmáticos e sedimentares do Pré – Cambriano (faixa de justaposição dos blocos Caroni / Alto Orinoco e Maecuru, que envolve a sutura da Guiana Central e o Cinturão Granulítico Guiana Central), do Proterozóico Médio (Lineamento Tacutu), do Mesozóico (magmatismo básico e alcalino, Bacia Tacutu) e Cenozóico (área nordeste).

Novas informações foram adicionadas com investigações de campo realizadas por Costa e Costa (1996), que definiram o quadro estrutural regional como uma bacia transtensiva em cunha, de direção geral ENE-WSW, formada por falhas normais NW-SE e por falhas transcorrentes dextrais E-W e NESW, nas quais se encontram depositados sedimentos da Formação Boa Vista.

Costa et al. (1996) relatam que a borda norte da bacia é delineada por numerosos feixes de falhas transcorrentes dextrais de direções E-W a WNW-ESE, que passam pelas regiões das cidades de Normandia e Pacaraima, e se estendem até a Guiana e Venezuela.

Nos afloramentos as falhas são identificadas através de faixas cataclásticas e duplexes simétricos e assimétricos de dimensões centimétricas a métricas, afetando dessa forma rochas do Proterozóico Médio (graníticas da Suíte Saracura, vulcânicas do Grupo Surumu e sedimentares do Supergrupo Roraima) (figura 43).

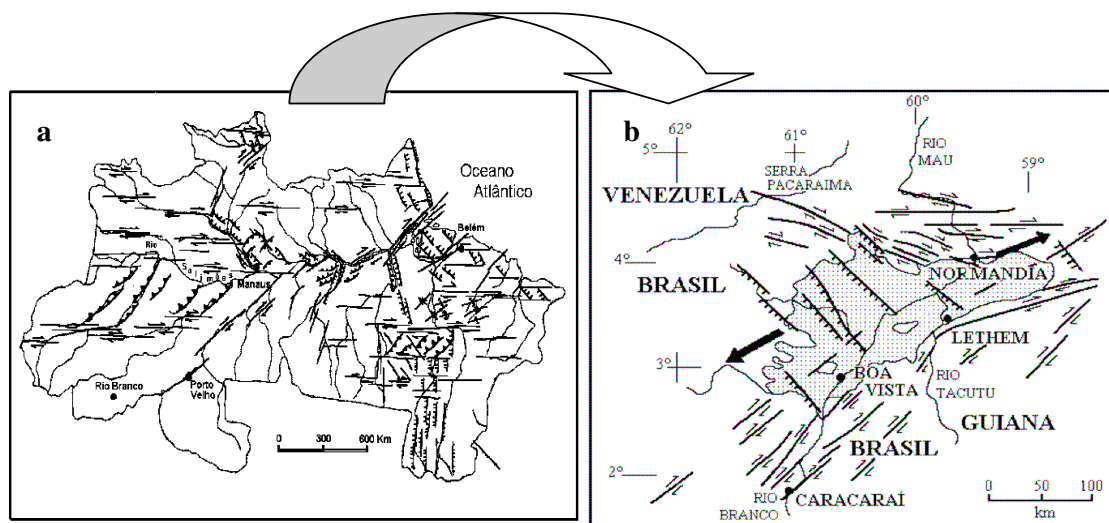


Figura 43: a) Arcabouço neotectônico da Amazônia e b) em Roraima, onde nota-se a presença das falhas transcorrentes representadas por linhas com ou sem par de setas, indicando movimento relativo, já as falhas normais são as linhas com pequenos traços perpendiculares, as falhas inversas ou de cavalgamento são representadas pelas linhas denteadas. Fonte: Costa; Hasui (1997)

Em escala regional, os diversos segmentos de falhas interagem através de falhas normais de direção NWSE e inclinadas para SW, caracterizando-se zonas transtensivas ao longo de toda a porção norte da bacia.

Tanto as falhas transcorrentes como as falhas normais expressam-se no relevo através de escarpas de falha e facetas trapezoidais, e controlam a orientação geral das serras, que alcançam altitudes de 1.000 m no sistema Pacaraima, e, mais ao norte, chegam à altitude de 2.770 m no Monte Roraima, na fronteira com a Venezuela (COSTA et. al., 1996).

Em direção ao sul, nas adjacências do contato entre o embasamento e a Formação Boa Vista, as altitudes não ultrapassam 200 m. Essa enorme variação de altitudes, de norte para sul, sugere que a falhas transcorrentes tiveram importante componente de rejeito de mergulho. Vales suspensos e lagos decorrentes de drenagens bloqueadas pelas falhas são comuns nessas áreas.

A borda sudeste da bacia é definida por várias falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW, ao longo das quais se desenvolveram áreas transpressivas caracterizadas pelos cavalgamentos e dobras de direções NW-SE reconhecidas por Eiras; Kinoshita (1988).

Considerando a orientação das estruturas transpressivas, pode-se deduzir que as falhas transcorrentes têm, entre elas, zonas de recobrimento lateral à esquerda. Tais estruturas afetam rochas pré-cambrianas do Cinturão Granulítico

Guiana Central e mesozóicas da Bacia do Tacutu, e se expressam no relevo através de serras alinhadas na direção NE-SW, com altitudes de até 500 metros.

Vários segmentos dos rios Branco e Tacutu também são controlados pelas falhas transcorrentes. Como os sedimentos da Formação Boa Vista recobrem as estruturas transpressivas, pode ter ocorrido, provavelmente no Quaternário, um pulso transtensivo ao longo das transcorrências.

O interior da bacia marca-se como uma superfície relativamente plana, com altitude em torno de 100 metros, e contrasta com a morfologia da suas bordas N e SE. Esse pediplano é interrompido apenas pelas colinas alinhadas seguindo o padrão NW-SE, que correspondem às partes externas dos blocos rotacionados por falhas normais, as quais controlaram também a deposição dos sedimentos da Formação Boa Vista.

Essas falhas impuseram ainda forte controle em vários segmentos dos rios Viruaquim, Surumu, Parima, Uraricoera, Mucajaí e outros menores.

O desenvolvimento dessa bacia tem relação direta com a reativação de estruturas pré-cambrianas e mesozóicas. As falhas transcorrentes da borda norte projetaram-se ao longo de zonas de cisalhamento (cavalgamentos dúcteis) presentes nas unidades rochosas do Proterozóico Médio.

As falhas transcorrentes da borda sudeste originaram-se através da reativação das zonas de cisalhamento do Cinturão Guiana Central e das falhas normais da Bacia do Tacutu.

7 CONCLUSÕES

O hemigráben do Tacutu:

É uma das poucas bacias sedimentares mesozóicas na Amazônica.

A compartimentação geomorfológica esteve condicionada aos processos de sedimentação e falhamento.

O trabalho permitiu a individualização em três compartimentos: Planície Amazônica, Depressão Boa Vista e Residuais (Vulcânicos, Sedimentares e Proterozóico).

A declividade da região varia entre muito fraca a média, sendo, portanto, característico de uma bacia sedimentar.

A utilização das imagens de satélites para a geração de produtos, são essenciais aos estudos que envolvem análise da superfície terrestre.

REFERÊNCIAS

AB' SABER, A. N. A formação Boa Vista: o significado geomorfológico e geológico no contexto do relevo de Roraima. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E.J.G.; CASTELLÓN, E.G. **Homem, Ambiente e Ecologia no estado de Roraima**. Manaus: INPA, 1997. p. 267-293.

AMBTEC. **Roraima o Brasil do hemisfério norte**: diagnóstico científico e tecnológico para o desenvolvimento. Roraima: Fundação do Meio Ambiente e Tecnologia de Roraima, 1994. 512 p.

BARBOSA, O; RAMOS, J. R. A. **Território do Rio Branco**: aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. Rio de Janeiro. DNPM/DGM:1956. 49 p. (Boletim n.196).

BARBOSA, R. I. Distribuição das chuvas em Roraima. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E. J. G.; CASTELLÓN, E. G. (Ed). **Homem, ambiente e ecologia no estado de Roraima**. Manaus: INPA, 1997. p. 325-334.

BARBOSA, R.I; MIRANDA, I. S. Fitofisionomias e diversidade vegetal das savanas de Roraima. In: BARBOSA, R. I.; XAUD, H. A.M.; COSTA E SOUZA, J. M. (Eds). **Savanas de Roraima**: etnoecologia, biodiversidade e potencialidades agrossilvipastoris. Boa Vista: FEMACT, 2005. p. 61-78.

BARRON, C.N. Geology of parts of the Corentyne and Berbice Rivers. **Rev. Geol. Surv.** Br. Guiana, v.3, p. 3-9, 1965.

BERRANGÉ, J.P. **Synopsis of geology of southern Guyana**. Rep. Photogeol. Unit, Overseas Div., Inst. Geol.Sci., London, n-26, 16 p., 1977.

BERROCAL, J; LADEIRA, E.A; FARIA, A. Anomalia tectônica na bacia amazônica detectada pelo SAAS. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 2, n-3, p. 161-172, 1972.

BEZERRA, F. H. R; AMARO, V. E. Sensoriamento Remoto Aplicado à Neotectônica da Faixa Litorânea Oriental do Estado do Rio Grande do Norte. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO 9, 1998, Santos. **Anais...** Santos: INPE, 1998. p. 361-369.

BIGARELLA, J.J; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens Tropicais e Subtropicais**. Florianópolis: Editora da Universidade Federal de Santa Catarina, 1994, v. 1, 425 p.

BIGARELLA, J.J.; PASSOS, E.; HERRMANN, M.L.P.; SANTOS, G.F.; MENDONÇA, M.; SALAMUNI, E.; SUGUIO, K. **Estrutura e origem das paisagens Tropicais e Subtropicais**. Florianópolis: Editora da Universidade Federal de Santa Catarina, 2003, v. 3. 425 p.

BOMFIM, L. F. C; RAMGRAB, G. E, UCHÔA, I. B; MEDEIROS, J. B. de; VIÉGAS FILHO, J. de R; MANDETTA, P; KUYUMJIAN, R. M; PINHEIRO, S. da S. **Projeto Roraima**. Manaus: DNPM/CPRM, v.1a, 1974.

BRASIL. **Projeto Radambrasil: Levantamento dos Recursos Naturais. Folha NA 20 Boa Vista e parte das Folhas NA 21 Tumucumaque, NB 20 Roraima e NB 21**. IBGE, Rio de Janeiro, 1975. 2003. 1CD-ROM

BRASIL. Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais. Serviço Geológico do Brasil. Superintendência Regional de Manaus. **Programas de levantamentos geológicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA-20-X-B e NA-20-X-D (inteiros), NA-20-X-A, NA-20-X-C, NA-21-V-A e NA-21-V-C (parciais)**. Brasília: CPRM, 1999. 1CD-ROM.

BRASIL. **Bacia Sedimentares**. Brasília: CPRM, 2006. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/media/capIII-f.pdf> > Acesso em 20 ago. 2007

BRAUN, O. P. G. **Projeto Roraima, 2a Fase; Levantamento geológico integrado: Relatório de mapeamento preliminar ao milionésimo, correspondente "Fotointerpretação Preliminar"**. Manaus: DNPM/CPRM, 1973. 218 p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 1974. 149 P.

CÂMARA, G; MONTEIRO, A.M.V. **Conceitos básicos em ciência da geoinformação**. 2001. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd/cap2-conceitos.pdf> >. Acesso em 22 jun. 2007.

CARNEIRO, R.G; ANDRADE, F.G; SILVA, G.O.P. **Reconhecimento geológico no Território Federal de Roraima (Gráben do Takutu)**. Belém: Petrobrás-Renor, 1968.

CARNEIRO FILHO, A.; TATUMI, S.H.; YEE, M. Dunas fósseis na Amazônia. **Revista Ciência Hoje**. Rio de Janeiro, v. 32 n. 191, p. 24-29 março, 2003.

CASSETI, V. **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Contexto, 1991. 147 p. (Col. Ensaios)

CAVALCANTE, L.M. **Neotectônica do Tiracambu (NE do Estado do Pará, NW do Estado do Maranhão)**. Belém, 2000. 144 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica). Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Disponível em: <http://www.cpfac.embrapa.br/pdf/tese_msc_lmc.pdf#search=%22%22Saadi%22%20%22Neotect%C3%B4nica%20*%20Plataforma%20Brasileira%22%22 > Acesso em 12 fev. 2006.

COSTA, J. B. S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. O quadro tectônico regional do mesozóico na região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, 1991, Belém. **Anais...** Belém, 1991. p. 166-192.

COSTA, M. L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, V. 21,n-2, p.146-160, jun. 1991.

COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L.; REIS, N.J.; PESSOA, M.R.; PINHEIRO, S.S. O hemigraben do Tacutu: uma estrutura controlada geometria do cinturão de cisalhamento Guiana Central. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 10, p.119-130, 1991.

COSTA, J.B.S.; COSTA, J. A. V. O quadro neotectônico da região nordeste do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém – PA. **Anais...** 1996. p. 284-286.

COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L; HASUI, Y; BORGES, M.S; FERREIRA Jr., C.R.P; BEZERRA, P.E.L; COSTA, M.L; FERNANDES, J.M.G. Neotectônica da região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **GEONOMOS** Revista de Geociências. Belo Horizonte, V.4, n-2, p.23-44, 1996.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S. (Coor). **Contribuições a geologia da Amazônia**. Belém: FINEP/SBG. 1997. p. 16-76.

COSTA, J.A.V.; SCHAEFER, C.E.; VALE JR., J.F. Aspectos Geológicos e Geomorfológicos do Estado de Roraima. **Revista Ação Ambiental**. Viçosa, v. 32 n.3, p.11-14, 2005.

COSTA, J.A.V. **Relatório Técnico de Geologia e Geomorfologia: subsídio ao Plano Diretor do município de Boa Vista**. Rio de Janeiro: IBAM, 2006 Disponível em: <
http://www.boavista.rr.gov.br/produtos/produto7/03_DiagInt_Geologia.PDF#search=%22graben%20do%20tacutu%22> Acesso em: 05 nov. 2006.

COSTA, J.A.V.; FALCÃO, M.T.; SOUZA, V. Expressão geomorfológica das ombreiras do hemigraben do Tacutu no estado de Roraima. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 10, 2007, Porto Velho. **Anais...** Porto Velho, SBG, 2007.524 p. p. 364-367.

CUNHA, S. B; GUERRA, A. J. T. (Org.). **Geomorfologia do Brasil**. 3 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 388p.

EIRAS, J. F; KINOSHITA, E. M. Evidências de Movimentos Transcorrentes na Bacia do Tacutu. **Boletim de Geociências**. Petrobrás, Rio de Janeiro, v.2, 2/4, p. 193-208, 1988.

FERREIRA, E.; ZUANON, J.; FORSBERG, B.; GOULDING, M.; BRIGLIA – FERREIRA, S.R. **Rio Branco: peixes, ecologia e conservação de Roraima**. Manaus: Mamirauá, 2007. 208p.

GUERRA, A. T. **Estudo geográfico do Território do Rio Branco**. Rio de Janeiro: IBGE, 1957. 252 p.

GUERRA, A.T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico - geomorfológico**. 3 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 648p.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA; S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 5 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 472 p.

GUIMARÃES, D.O. **Gênese da bacia amazônica**. Rio de Janeiro: Div. Geol. Mineral, 1971.

HAFFER, J. Ciclos de tempo e indicadores de tempos na história da Amazônia. **Revista Estudos Avançados**. São Paulo, v.6, n.15, Jun, 1992. Disponível em:<http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0103-40141992000200002>. Acesso em 25 fev. 2006

HAFFER, J.; PRANCE, G.T. Impulsos climáticos da evolução na Amazônia durante o Cenozóico: sobre a teoria dos Refúgios da diferenciação biótica. **Revista Estudos Avançados**, São Paulo, v.16, n.46, p.175-205, set. 2002.

HANCOCK, P. L. **Continental Deformation**. New York: Pergamon Press, 1994.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONT. CENOZÓICA NO SUDESTE DO BRASIL, 1, 1990, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte, 1990.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, 1996, Belém. **Anais...**Belém: SBG. P.1-20, 1996.

HORBE, A. M. C.; COSTA, M. L. Relações genéticas entre latossolos e crostas lateríticas aluminosas e alumino – ferruginosas na região de Paragominas – Pará. In: **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, 1999. Disponível em: <http://www.sbgeo.org.br/rgb/vol29_down/2904/2904497.pdf> Acesso em 21 fev.2006

HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: summation. American Association of Petroleum Geology. **Bulletim**, Tulsa, v.51, n.11, p.2246-2259, nov. 1967.

IBGE. Secretaria de Planejamento da Presidência da República. Folha NA-20-X-B-V MI-40. Serra da Moça. Região Norte do Brasil. 1:100.000, 1982.

IBGE. Secretaria de Planejamento da Presidência da República. Folha NA-20-X-D-II MI-54. Boa Vista. Região Norte do Brasil. 1:100.000, 1982.

IBGE. Secretaria de Planejamento da Presidência da República. Folha NA-20-X-B-VI MI-41. Rio Tacutu. Região Norte do Brasil. 1:100.000, 1982.

IBGE. Mapa geomorfológico de RR. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.br/mapas/tematico/tematico_estadual/RR_geomorfologia.pdf>. Acesso em 15 fev. 2006

IGREJA, H.L.S. **Aspectos tectônico - sedimentares do Fanerozóico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão, Brasil**. Belém, 1992, 192f. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

JOINHAS, L. A. **Proposta evolutiva da paisagem no extremo sudoeste do estado de São Paulo**. Rio Claro, 2002. 115f. Dissertação (Mestrado em Geociências) Universidade Estadual Paulista.

KUCHLE, J. HOLZ, M.; BRITO, A. F.; BEDREGAL, R. P. **Análise estratigráfica de bacias rifte: aplicação de conceitos genéticos nas bacias de Camamu – Almada e Jequitinhonha**. B. Geoci. Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 227-244, maio/nov. 2005. Disponível em: <http://www2.petrobras.com.br/tecnologia/port/boletim_geociencias/v13_n2_maiou05_nov_2005/pdf/kuchle_et_al.pdf> acesso em 17 maio 2006.

LATRUBESSE, E. M.; NELSON, B. W. Evidence for late quaternary aeolian activity in the Roraima – Guyana Region. **Catena**. v.43, p. 63-80, fev. 2001.

LIMA, C.C.U. O neotectonismo na costa do sudeste e do nordeste brasileiro. **Revista de Ciência & Tecnologia**. São Paulo, n. 15, p.91-102, jun, 2000.

LIMA, M. I. C. **Análise de drenagem e seu significado geológico – geomorfológico**. Pará: Belém, 2002.

LIMA, W. S; HAMISI Jr., G. P. Bacias sedimentares brasileiras: bacias da margem continental. In: **Phoenix**, ano 5 n. 50, 2003. Disponível em: <http://www.phoenix.org.br/Phoenix_Jan03.html>. Acesso em 20 abr. 2006.

LISTER, G.S.; ETHERIDGE, M.A.; SYMONDS, P.A. Detachment faults and the evolution of passive continental margins. **Bur. Miner. Resour., Geol and Geophys**. Canberra, v.14, n.3, p.246-250. 1986.

LOCZY, L. de; LADEIRA, E. A . **Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica**. São Paulo: Edgard Blucher, 1981.

McCONNELL, R.B; WILLIAMS, E. Distribution and provisional correlation of the Precambrian of the Guyana shield. In: GUYANA GEOLOGICAL CONFERENCE, 8, Georgetown 1969. **Proceedings...** Georgetown, p.1-22, 1969.

MELO, A.F.F.; SANTOS, A.J.; CUNHA, M.T.P.; CAMPOS, M.J.F.; D'ANTONA, R.J.G.; DAMIÃO, R.N. **Projeto Molibdênio em Roraima**. Relatório Final 6.v Manaus DNPM/CPRM, 1978.

MEIS, M.R.M.; MOURA, J.R.S. Upper Quaternary "rampas", Doce river valley, southeastern brasilian plateau. **Geomorph**. Berlin-Stuttgart, v. 23, p. 132-152, 1979.

MEIS, M.R.M.; MOURA, J.R.S. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: southeastern brasilian plateau. **Am. Journal of Science**., New Haven, v.284, p. 241-254, mar.1984.

MONTALVÃO, R. M.G. de; MUNIZ, M. C.; ISSLER, R. S.; DALL'AG NOL, R.; LIMA, M. I. C.; FER NANDES, P. E. C. A.; SILVA, G. G. Geologia da Folha NA.20- Boa Vista e parte das folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21. *In*: **BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. PRO JETO RADAM BRASIL. Folha NA.20 - Boa Vista e parte das folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21**. Rio de Janeiro: DNPM, 1975. (Levantamento de Recursos Minerais, 8). P. 137-180.

NEVES, M. A.; MORALES, N.; SAAD, A. R. Coberturas sedimentares cenozóicas da bacia do Rio Jundiá – SP. **Revista de Geociências**, São Paulo, v. 24, n. 33 p. 289-303, 2005. Disponível em: <http://jasper.rc.unesp.br/revistageociencias/24_3/artigo%206.pdf>. Acesso em 12 jan. 2007.

PASSOS, E.; BIGARELLA, J. J. Superfícies de erosão. *In*: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.). **Geomorfologia do Brasil**. 3 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p.107-136.

PENHA, H. M. Processos endogenéticos na formação do relevo. *In*: GUERRA, A. J. T.; CUNHA; S. B. (Orgs) **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 5 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p.51-91.

PEULVAST, J. P.; SALES, V. C. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico e, geomorfologia. **Revista Mercator de Geografia da UFC**, v.1, n.1, p.113-150, 2002.

PINHEIRO, S. S.; NUNES, A. C. B.; COSTI, H. T.; YAMAGUTI, H. S.; FARACO, M. T. L.; REIS, N. J.; MENEZES, R. G.; RIKERS. R. L.; WILDNER, W. **Projeto Catrimãni- Uaricoera: Relatório de Progresso**. Manaus: DNPM/CPRM, 1981. v.II-B: p. 399- 401.

RAMGRAB, G.E. **Mapeamento geológico da área Boa Vista – Lethem**. Relatório progressivo, Projeto Roraima, Manaus: CPRM, 1971. 38p.

RAMGRAB, G.E; BONFIM, L.F.C.; MANDETTA, P. **Projeto Roraima**. Manaus: DNPM/CPRM, 1972. 38p.

RAMOS, A.J.R. **Reconhecimento geológico no Território do Rio Branco**. Rel. Anual da Div. Geol. Mineral. Dep. Nac. Prod. Mineral. Rio de Janeiro, 1956.

RANCY, A. A paleofauna da Amazônia indica áreas de pastagem com pouca cobertura vegetal. **Revista Ciência Hoje**. Rio de Janeiro, v. 16, n-93, p. 48-51, 1993.

REIS, N.J.; NUNES, N.S.V.; PINHEIRO, S.S. A cobertura mesozóica do hemigráben Tacutu – Estado de Roraima. Uma abordagem ao paleoambiente da formação Serra do Tucano. In: S.B.G, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994 Camboriú. **Anais...** Camboriú, 1994, p. 234-235.

REIS, N. J.; FRAGA, L. M. B. 1996. Vulcanismo Surumu - Estado de Roraima: Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. v.7, p. 88- 90

REIS, N.J.; YÁNEZ, G.O. Estratigrafia do bloco sedimentar Pacaraima (BSP) ao longo da fronteira Brasil-Venezuela (Santa Helena do Uairén-Monte Roraima) In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999. Manaus. **Anais...** Manaus, 1999, p.427-430.

REIS, N.J.; YÁNEZ, G.O. O supergrupo Roraima ao longo da faixa fronteira entre Brasil e Venezuela (Santa Helena del Uairén – Monte Roraima). In: REIS, N. J.; MONTEIRO, M. A. S. (Eds). **Contribuições a Geologia da Amazônia**. v. 2, SBG, Belém, p. 113 – 145, 2001.

REIS, N.J; FARIA, M. S. G; MAIA, M. A. M. O quadro Cenozóico da porção norte – oriental do Estado de Roraima. In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; ROSA- COSTA, L. T. (Eds). **Contribuições a Geologia da Amazônia**. Belém: SBG – Núcleo Norte, v. 3, p. 259-271, 2002.

RICCOMINI, C.; CRÓSTA, A.P. Análise preliminar de lineamentos em imagens de sensores remotos aplicados a prospecção mineral na área dos granitóides Mandira, SP. **Bol. IG-USP**, Série Científica, 1988.

RODRIGUES, S. C. Mapa Geomorfológico do Cerrado aplicado a definição de ecorregiões. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA 10, 2003, Uberlândia. **Anais...** Uberlândia, 2003.

ROSS, J.L.S. Geomorfologia ambiental. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org) **Geomorfologia do Brasil**. 3 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p. 351-387.

ROSS, J.L.S. **Ecogeografia do Brasil: subsídios para planejamento ambiental**. São Paulo: Oficina de textos, 2006. 207 p.

SCHAEFER, C. E. R. G.; VALE JÚNIOR, J. F. Mudanças climáticas e evolução da paisagem em Roraima: uma resenha do cretácio ao recente. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E. J. G.; CASTELLON, E. G. (Ed.). **Homem, ambiente e ecologia em Roraima**. Manaus: INPA, 1997. p. 231-261.

SALGADO – LABOURIAU, M. L. **História ecológica da terra**. 2 ed. São Paulo: Edgard Blucher, 1999. 307p.

SALVADOR, E. D.; RICCOMINI, C. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP – RJ, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, p.151-164. jun.1995.

SANTOS, A. M. B. **Evolução geológica da Bacia do Tacutu (Território Federal de Roraima)**. Manaus, 1986. PETROBRÁS/DENOC (Rel. SIEX 131.5700).

SANTOS, J. O. S.; NELSON, B. W. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. In: CONGRESSO LATINO – AMERICANO GEOL, 9. Caracas, **Anais...** Temário 3, 1995.

SCHAEFER, C.E.G.R; DALRYMPLE, J.B. Pedogenesis and relict properties of soils with columnar stuture. **Geoderma**. v.71 n-1, p. 1-17, 1995.

SHAEFER, C.E.G.R.; VALE Jr. J. F. do Mudanças climáticas e evolução da paisagem em Roraima; uma resenha do Cretáceo ao Recente. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E.J.G.; CASTELLÓN, E.G. **Homem, Ambiente e Ecologia no estado de Roraima**. Manaus - AM: INPA, 1997. p. 231-261.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. **Geologia do Brasil**. Brasília: DNPM, 1984

SENGOR, A. M. C. Sedimentation and tectonics of fossil rifts. In: BUSBY, C. J.; INGERSOLL, R. V. Tectonics of sedimentary basins, **Blackwell Science**, Cambridge, p.53-117, 1995.

SOUZA, V.; SAMPAIO, B. M. Primeiro registro fóssil (icnofósseis) da Formação Tucano (Bacia do Tacutu/RR): uma ferramenta no estudo da evolução da paleopaisagem de Roraima. **Acta Geográfica**. Boa Vista n.1, p. 105-112, jan/jun. 2007.

SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. 382 p.

STRAHLER, A.N. Dynamic basis of geomorphology. Geol. Soc. Amer. **Bulletin...** n.9 v.63, p. 923-938, September, 1952.

SUMMERFIELD, M. **Global geomorphology**. New York: Pearson Pretice Hall, 1991. 537 p.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. **Decifrando a terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. p. 11 – 26.

THOMAZ FILHO; A .T.; MITZUSAKI, A . M. P.; MILANI, E.J.; CESERO, P. de. Rifting and magmatism associated with the south America and Africa break up. **Revista Brasileira de Geociências**. v.30, n.1, p.17-19, mar. 2000.

TOMAZZOLI, E. R. A evolução geológica do Brasil – Central. **Revista Sociedade e Natureza**. São Paulo, v. 2, n. 3, p.11-26, junho, 1990.

TWIDALE, C.R. Pediments, pediplains and ultiplains. **Rev. Géomorph**, Dynam, v.32, n.1, p.1-35, 1983.

VALE JÚNIOR, J. F. **Pedogênese e Alterações dos Solos sob Manejo Itinerante, em áreas de Rochas Vulcânicas Ácidas e Básicas, no Nordeste de Roraima.** Minas Gerais, 2000. 181f. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas)- Universidade Federal de Viçosa.

VALE JÚNIOR, J.F.; SOUSA, M. I. L. Caracterização e distribuição dos solos das savanas de Roraima. In: BARBOSA, R. I.; XAUD, H. A.M.; COSTA E SOUZA, J. M. (Ed). **Savanas de Roraima: etnoecologia, biodiversidade e potencialidades agrossilvipastoris.** Boa Vista: FEMACT, 2005. p. 79-81.

VAN DER HAMMEN, T.; BURGER, D. Pollen flora and age of the Takutu formation, Guyana. **Leidse. Geol. Meded.** Leiden, n- 38, p. 173-180, 1966.