UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

CRISTIANO APRIGIO DOS SANTOS

GEOPROCESSAMENTO E INTEGRAÇÃO DE DADOS PARA MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO E MORFOESTRUTURAL DA FOLHA POÇO DA CRUZ, BACIA DE JATOBÁ – PE

TESE DE DOUTORADO

RECIFE

2012

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

CRISTIANO APRIGIO DOS SANTOS

Geógrafo, Universidade Federal de Pernambuco, 1998
Mestre, Universidade Federal de Pernambuco, 2007

GEOPROCESSAMENTO E INTEGRAÇÃO DE DADOS PARA MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO E MORFOESTRUTURAL DA FOLHA POÇO DA CRUZ, BACIA DE JATOBÁ - PE

Tese que apresenta à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Virgínio Henrique Neumann, co-orientada pelo Prof. Dr. José Antônio Barbosa e Prof. Dr. João Rodrigues Tavares Júnior, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Geociências, área de concentração Geologia Sedimentar e Ambiental.

RECIFE, PE

2012

Catalogação na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

S237g Santos, Cristiano Aprígio dos.

Geoprocessamento e integração de dados para mapeamento geomorfológico e morfoestrutural da Folha Poço da Cruz, Bacia de Jatobá - PE / Edjane Maria dos Santos. - Recife: O Autor, 2012.

vii, 105 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Virgínio Henrique Néumann.

Co-Orientador: Prof. Dr. José Antônio Barbosa.

Prof. Dr. João Rodrigues Tavares Júnior.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2012.

Inclui Referências Bibliográficas e Apêndices.

1. Geociências. 2. Geomorfologia. 3. Morfoestrutura. 4. Geoprocessamento. 5. Mapa Geológico Poço da Cruz. 6. Bacia de Jatobá. I.Néumann, Virgínio Henrique. (Orientador). II. Barbosa, José Antônio. (Co-Orientador). III. Tavares Júnior, João Rodrigues (Co-Orientador). IV. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.) BCTG/2012-168

GEOPROCESSAMENTO E INTEGRAÇÃO DE DADOS PARA MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO E MORFOESTRUTURAL DA FOLHA POÇO DA CRUZ, BACIA DE JATOBÁ - PE

CRISTIANO APRIGIO DOS SANTOS

Aprovado por:

_____

Prof. Dr. Virgínio Henrique Neumann data

_____

Profa. Dra. Ana Lúcia Bezerra Candeias data

_____

Prof. Dr. José Antônio Barbosa data

_____

Prof. Dr. João Rodrigues Tavares Júnior data

_____

Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso data

Dedico este trabalho à minha querida Sonia Agostinho, companheira em todos os momentos...

AGRADECIMENTOS

Ao professor e orientador Dr. Virgínio Henrique Neumann, pela valorosa contribuição à minha vida profissional e, sobretudo, pela grande confiança em mim depositada e demonstrada em todos os momentos desta jornada.

Aos professores e co-orientadores Dr. José Antônio Barbosa e Dr. João Rodrigues Tavares Júnior, pela preciosa orientação.

A Coordenação do Programa de Pós-graduação em Geociências – PPGEO.

À secretária da Pós-Graduação, Elizabeth Galdino e Igor Bandim, pela paciência, gentileza, em nos atender, sempre quando solicitados.

Aos Professores Doutores Ana Lúcia Bezerra Candeias, José Antônio Barbosa e Valdir do Amaral Vaz Manso, componentes da banca examinadora, pela análise crítica e correções.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPQ, pela ajuda financeira concedida como bolsa de estudo.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pelo apoio financeiro concedido através de bolsa de estudo.

A todos os professores do PPGEO, pelos conhecimentos transmitidos e pela convivência cordial.

Ao Departamento de Geografia de Itabaiana - DEGEI, Campus Professor Alberto de Carvalho, da Universidade Federal de Sergipe – UFS, pelo apoio, acolhida em Aracaju e companheirismo, neste último ano de realização desta. A todos esses colegas, muito queridos, de trabalho e diferenças espaciais, Profa. Drª Ana Matos, Profa. Drª Ana Rocha, Profa. Drª Cristiane Fernandes,

Prof. Doutorando Daniel Almeida, Prof. Doutorando José Hunaldo, Profa. Drª Josefa Lisboa, Profa. Drª Marcia Carvalho, Prof. Doutorando Marcelo Mendes, Profa. Drª Marleide Sergio, Profa. Doutoranda Vanessa Dias. E claro na secretaria a Professora e geógrafa Marina Feitosa.

Estes dispensam titulação:

Aos amigos da UFPE e DGEO: Josué, Willames, Luciano, Edil, Alex, Maurílio, Aline, Dunaldson, Marta, pela convivência diária.

A doutoranda em Geologia Zenilda Batista, pela convivência e prestimosa revisão do texto.

Ao doutorando em Geografia Daniel Rodrigues, pelo apoio técnico.

Ao amigo Ricardo Brito pelos debates e companheirismo.

Ao amigo Luciano Bazoni pela acolhida em Aracaju.

Aos amigos Sergio Pacheco e Olga Neves pela revisão do texto e acolhida em todas as idas e vindas de Recife.

Ao amigo e poeta Gorki Mariano... (re)vivendo jornadas.

A você que dedico este trabalho, minha companheira Sonia Agostinho.

Por fim, mas não por último, também aos familiares e amigos, que souberam compreender os muitos momentos de ausência, em especial, aos meus pequenos Nathalia Maria e Emmanuel Aprigio, pelo amor incondicional e mútuo.

E, finalmente, a todos aqueles que direta e indiretamente contribuíram para realização deste trabalho.

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo fazer um mapeamento geomorfológico e morfoestrutural da Folha Poço da Cruz (SC.24-X-A-VI), a qual constitui parte da Bacia de Jatobá (Nordeste do Brasil). Este mapeamento teve como objetivo o detalhamento das unidades geomorfológicas e morfoestruturais da Bacia Sedimentar de Jatobá e do seu embasamento. A realização do mapeamento apresenta contribuição importante para a atualização do conhecimento geológico, morfoestrutural e geomorfológico a respeito da área estudada. Foram identificadas estruturas favoráveis ao jazimento de recursos naturais, além de novos detalhes da morfologia. As análises foram realizadas com base em técnicas de geoprocessamento, a partir de dados de imagens interferométricas (*Shutle Radar Topographyc Mission,Visible Near Infrared* e Advanced Spacebone Thermal Emission and Reflection Radiometer *and* Global Digital Elevation Model) e permitiram identificar nove unidades geomorfológicas: Pedimento Detrítico, Pedimento Dissecado, Encostas com coberturas Detríticas, Terraço fluvial do Moxotó, Plaino aluvial do Moxotó, Serras estruturadas em crista, Inselbergs, Maciços Estruturais e Morros Testemunhos. Através do estudo realizado foram obtidas evidencias que sugerem que: na porção norte, o controle estrutural condicionou a morfologia da superfície, enquanto que, na porção sul, o modelado é resultado da dinâmica predominante dos agentes intempéricos. Os mapas resultantes poderão ser utilizados como ferramenta para gerenciamento de riscos geológicos e bens minerais. Os resultados obtidos poderão contribui para o entendimento tectono-estratigráfico da bacia, poderão permitir uma correlação com bacias próximas.

Palavras-chave: Geomorfologia, Morfoestrutura, Geoprocessamento, mapa geológico Poço da Cruz, Bacia de Jatobá.

ABSTRACT

We constructed a geomorphological and morphostructural map of the Sheet Poço da Cruz region (Jatobá Basin, NE, Brazil). This mapping focused on the principal geomorphological and morphostructural units of the Jatobá sedimentary basin and its basement. Existing maps of the area have long required updating in order to incorporate an improved geological understanding of the area. The deposits represent favourable conditions for the accumulation of natural resources and provide new morphological insights. Geoprocessing techniques used include analysis for Shuttle Radar Topography Mission, Visible Near Infrared Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, and Global Digital Elevation Models. Using these methods we were able to identify the following new geomorphological units: detrital pediments, desiccated pediments, banks with detrital capping, the fluvial terrace of the Moxotó River, the alluvial plain of the Moxotó River, ridged sierras, inselbergs and massif structures. Combining this data we find evidence that in the northern portion of the study area, structural processes mediate surface morphology. Meanwhile, to the south, surface morphology is predominately influenced by weathering processes. The resulting maps could be used as both a risk management. The maps also enhance our understanding of the tectono-stratigraphic evolution of the correlations with neighbour basins.

Keywords: Geomorphology, Morphostructur, Geoprocessing, Poço da Cruz geological map, Jatobá Basin.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS iv

RESUMO vi

ABSTRACT vii

SUMÁRIO 01

LISTA DE FIGURAS 03

I – INTRODUÇÃO 07

1.1 Objetivos 09

1.2 Justificativa 10

II – REVISÃO DE LITERATURA 13

2.1 Considerações Gerais 13

2.2 Geologia da Bacia de Jatobá 21

III - ABRANGÊNCIA E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA 28

3.1 Abrangência 28

3.2 Geologia Regional 31

IV – MÉTODO E TÉCNICAS 54

4.1 Coleta de dados 54

4.2 Análise sedimentológica e micropaleontólogica 56

4.3 Modelagem numérica do terreno 59

4.4 Mapeamento geomorfológico 60

V – APRESENTAÇÃO DOS DADOS E CORRELAÇÃO DOS RESULTADOS 64

5.1 Análise morfoestrutural da Folha Poço da Cruz (FPC) 64

5.2 Relevo sombreado e análise da textura da imagem 72

5.3 Análise e detalhamento do modelado superficial da área da FPC 73

5.4 – Perfis topográficos 79

5.5 Formas geométricas e classificação das vertentes 83

5.6 Compartimentação geomofológica da FPC 87*

VI – CONSIDERAÇÕES FINAIS 93

VII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 95

105

APÊNDICES

Apêndice I - Lista dos Afloramentos Litológicos da FPC

Apêndices II a IV - artigos complementares publicados durante o desenvolvimento da Tese de doutorado.

Apêndice II - Caracterização sedimentológica e micropaleontológica dos calcários bioclásticos da serra do Periquito, Bacia de Jatobá-PE

Apêndice III - Arcabouço estrutural da Bacia de Jatobá-PE a partir de aplicação de variáveis morfométricas

Apêndice IV - Estudo geológico-geomorfológico da sub-bacia leste do Araripe com aplicação de variáveis morfométricas derivadas a partir de dados SRTM.

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1.1 - Localização da Folha Poço da Cruz.(FPC). 12

Fig. 2.1 - Unidades de classificação do relevo, segundo taxonomia proposta por Ross (1992). 17

Fig. 2.2 - Formas do terreno, Valeriano (2008). 19

Fig. 3.1 - Localização da Bacia de Jatobá e contexto geológico regional, sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ). Domínios Estruturais da Província da Borborema Van Schumus *et al.* (2008). 29

Fig. 3.2 – Normais climatológicas de Ibimirim - PE. Fonte: www.tempoagora.com.br, acesso em 30/01/2011. 30

Fig. 3.3 – Mapa geológico da Folha Poço da Cruz. Fonte Neumann (2011). 34

Fig. 3.4 - Perfil geológico da Bacia de Jatobá. Fonte: Neumann (2011). Serviço Geológico do Brasil – CPRM. 34

Fig. 3.5 - Milonito com fácies composta por quartzo e plagioclásio com predominância de álcali feldspato e outra por biotita e anfibólio. Afloramento a sudoeste do Açude Poço da Cruz. 33

Fig. 3.6 - Seção geológica NW-SE da Bacia do Jatobá mostrando a forma de um meio *graben.* Modificada de Peraro (1995) por Neumann (2011). O traço em azul no mapa geológico mostra a localização do corte. 35

Fig. 3.7 – Arenitos fluviais da Formação Tacaratu. Afloramento entre as Serras do Meio e Riacho das Moças. 36

Fig. 3.8 - Arenitos finos da Formação Inajá. Afloramento nas proximidades do núcleo urbano de Inajá BR 316. 37

Fig. 3.9 – Folhelhos amarronzados da Formação Aliança. Afloramento a oeste da cidade de Campos. 38

Fig. 3.10 – Arenitos grossos a conglomeráticos da Formação Sergi. Afloramento da Formação Sergi na região de Caraibeiras. 39

Fig. 3.11 – Arenitos finos intercalados com siltitos e folhelhos da Formação Candeias. Afloramento nas margens do riacho Caraibeira. 40

Fig. 3.12 – Alternância de arenitos e argilitos do Grupo Ilha, proximidades 41

do riacho dos Nazaros (estrada que liga Ibimirim a Inajá).
Fig. 3.13 – Estratificações de grande porte da Formação São Sebastião. Afloramento a sul da cidade de Campos. 42
Fig. 3.14 – Arenitos flúvio-deltáicos da Formação Marizal. Afloramento na encosta da Serra do Periquito. 43
Fig. 3.15 - Coluna estratigráfica da Sub-bacia de Tucano Norte e Jatobá (Costa *et. al*., 2007). 45
Fig. 3.16 - Coluna Estratigráfica da Bacia de Jatobá. Modificada de Neumann *et. al*.,(2010). 46
Fig. 3.17 – Calcários laminados da Formação Crato. Afloramento nas encostas da Serra Negra. 47
Fig. 3.18 – Calcário bioclático da Formação Romualdo, amostra coletada nas proximidades do topo da Serra do periquito. Fonte Santos *et al.,* (2011). 48
Fig. 3.19 – Fotomicrografia de Ostracode (5x0,33mm) identificado na Bacia de Jatobá (AM 01). Observar vários fragmentos amalgamados de bivalves com preservação de um biválvio (seta vermelha); e um ostracode (provável *Theriosynoecum*? sp. – seta azul), Santos *et al.,* 2011. 49
Fig. 3.20 - Fotomicrografia de Ostracodes (5x 0,33mm) identificados na Bacia de Jatobá (AM 02). Observar vários fragmentos de concha em meio a uma matriz peloidal, e um ostracode na parte central (seta). 49
Fig. 3.21 - Fotomicrografia de gastrópode (2,5x 0,33mm) identificado na Bacia de Jatobá (AM 02). 50
Fig. 3.22 - Fotomicrografia de foraminíferos (10x 0,33mm) identificados na Bacia de Jatobá (AM 01). Forma sugestiva de um foraminífero plantônico, com aparentemente 06 ou 04 câmaras internas, e abertura no canto superior esquerdo da imagem. 50
Fig. 3.23 – Fotomicrografia de alga verde (5x 0,33mm) identificada na Bacia de Jatobá (AM 01). Apresenta um fragmento alongado, centro micritizado e bordas de calcita sugestivo de seção transversal de uma alga verde (seta). 51
Fig. 3.24 – Arenitos da Formação Exu. Afloramento na Serra do Periquito. 52
Fig. 3.25 – Detritos superficiais sobre encostas nas cercanias da serra do Periquito 53
Fig. 4.1 – Articulação da Folha Poço da Cruz. Fonte Neumann (2011). 56

Fig. 4.2 – Mapa de Campo e Amostragem dos Afloramentos Litológicos da Folha Poço da Cruz. 58
Fig. 4.3 – Resumo esquemático da realização da pesquisa. 63
Fig. 5.1 – Principais elementos estruturais da Folha Poço da Cruz. Fonte: Neumann (2011). 70
Fig. 5.2 – Mapa morfoestrutural da Folha Poço da Cruz 71
Fig. 5.3 – Bloco diagrama da Folha Poço da Cruz 72
Fig. 5.4 – Visualização da drenagem intermitente no plaino aluvial do Moxotó. 74
Fig. 5.10 – Folha Poço da Cruz em relevo sombreado. 75
Fig. 5.5 – Visualização de encosta com cobertura detrítica e pedimento detrítico nas proximidades da serra do Periquito. 76
Fig. 5.6 – Visualização de maciço estrutural orientado pela falha de Ibimirim, borda falha da Bacia de Jatobá, a seta maior indica posicionamento do rejeito da falha e as menores o direcionamento do fluxo proximidade do riacho do Diogo, localidade de Campos. 77
Fig. 5.7 – Visualização do padrão das encostas coberta por detritos e pedimento detrítico, as setas indicam direção do fluxo para o depocentro de Ibimrim, perspectiva a partir da serra do Periquito. 77
Fig. 5.8 – Visualização de morfologia tipo *cuesta,* seguindo as indicações tem-se: A – *cornija,* B – frente da *cuesta,* C – vale subseqüente e D – reverso da *cuesta,* proximidades do riacho de Manari e localidade de passagem das pedras, Manari. 78
Fig. 5.9 – Visualização do padrão dos maciços estruturais e pedimento dissecado, modelados a partir dos arenitos da Formação Tacaratu, as setas indicam direção do fluxo para o interior da bacia, proximidades do riacho Parafuso, Manari. 78
Fig. 5.11 – Perfil topográfico A-B, sentido terreno alto Moxotó, borda falhada, complexo testemunho da serra do Periquito no interior da bacia. 79
Fig. 5.12 – Perfil topográfico C-D, sentido morros testemunhos, plaino aluvial. 79
Fig. 5.13 - Perfil topográfico E-F, sentido pedimento detrítico, interior da 80

bacia, maciços estruturais borda flexural da bacia.
Fig. 5.14 - Perfil topográfico G-H, sentido pedimento detrítico, interior da bacia margem direita do rio Moxotó, maciços estruturais borda flexural. 80
Fig. 5.15 – Conjunto de perfis topográficos traçados no MDE da Folha Poço da Cruz. 82
Fig. 5.16 - Classificação das vertentes da Folha Poço da Cruz, detalhe da borda falhada, proximidades da serra do Periquito, a legenda segue numeração e cores da paleta FT, Valeriano (2008). 84
Fig. 5.17 - Formas das vertentes: convexa (seta em vermelho), côncava (seta em azul) e retilínea (seta amarela). Localidade ao Sul do povoado de Campos. 85
Fig. 5.18 - Classificação das vertentes da Folha Poço da Cruz, detalhe da borda flexural, a legenda segue numeração e cores da paleta FT, Valeriano (2008). 86
Fig. 5.19 - Formas das vertentes: convexa (seta em vermelho), côncava (seta em azul) e retilínea (seta azul). Localidade nas proximidades do riacho Parafuso e Manari. 87
Fig. 5.20 – Mapa das Unidades Geomorfológicas da Folha Poço da Cruz. 92

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

O mapeamento geomorfológico consiste na representação espacial, estabelecida a partir da identificação e investigação da gênese, e do modelado da estrutura superficial da paisagem. Seu objetivo temático é registrar informações sobre as formas e tipos de materiais em superfície, as rochas, o produto de seu intemperismo, o solo, processos superficiais e especificamente, a idade e dinâmica das formas (Cooke e Doornkamp, 1990). Esta última referência, a morfodinâmica, é neste trabalho entendida como reflexo do comportamento do sistema natural onde interagem de forma integrada, em equilíbrio dinâmico, elementos e fatores físico-químico-biológicos, que atuam modelando a superfície do planeta gerando uma variedade de formas, passíveis de mapeamento.

Essa variedade morfológica, retratada no mapa, tem no mesmo o instrumento de seu reconhecimento pelos indivíduos e, portanto, pela sociedade de uma forma geral, que pode fazer uso dessa ferramenta para identificação, localização e exploração dos recursos naturais.

A busca de representação do relevo não é assunto recente na literatura, data desde o início do século XIX (Troppmair e Mnich, 1969), e tornou-se necessária quando se procurou representar as formas topográficas em cartas morfográficas, cartas morfométricas e/ou cartas genéticas.

A importância adquirida pelas cartas geomorfológicas vem de encontro a uma crescente necessidade de compreensão dos sistemas ambientais após a II Grande Guerra Mundial (Troppmair, 1970), a elaboração de cartas geomorfológicas levou à criação de uma comissão específica sobre o tema

dentro da *International Geographical Union* (IGU) na década de 60, esta procurava discutir as propostas de diferentes escolas geográficas sobre a sistematização e o agrupamento dos processos modeladores e das formas resultantes.

A representação simbólica de tais fatos deve aproximar-se ao máximo das formas reais e este tem sido o objetivo das diversas propostas de mapeamento sugeridas ao longo de todos estes anos de pesquisa geográfica. Para Cooke e Doornkamp (1990), os mapas geomorfológicos fornecem uma base para a avaliação do terreno, sendo um documento apropriado para o uso por parte de engenheiros, planejadores e outros profissionais que trabalhem com manejo e uso dos solos, principalmente para aqueles que tratem de questões ambientais. Mapas geomorfológicos são importantes produtos de pesquisas utilizados para representar a morfologia de uma região específica dependente de sua escala, a qual, conforme o interesse de sua aplicação pode variar de nível: exploratório (> 1:100.000), semi-detalhe (<100.000; >25.000) e detalhe (< 50.000).

A junção do conhecimento geológico com base no reconhecimento das rochas em suas locações naturais, com o intuito de reconhecer a distribuição, orientação e contatos e/ou depósitos de importância econômica na superfície terrestre, e sua configuração, geomorfológica pode ser considerada como um importante subsídio para o estudo da evolução da história natural do planeta como um todo, ou em partes de interesse relevante.

O mapeamento morfoestrutural da Bacia de Jatobá, proposto por este estudo contribuirá para o entendimento da morfologia superficial e associações litológicas dessa região, ainda carente de informações.

A motivação para a realização deste se justifica devido a sua importância para a atualização do conhecimento geológico-geomorfológico da Bacia de Jatobá, visto que as informações sobre as interações entre a geologia, sua morfoestrutura e modelado superficial ainda carecem de detalhamento.

1.1 Objetivos

1.1.1 Geral

Este trabalho visa estabelecer uma metodologia de integração de dados geológicos de campo e cartográfico usando geoprocessamento, aplicados ao mapeamento geomorfológico e morfoestrutural, da folha Poço da Cruz (SC.24-X-A-VI), na escala de 1:100.000 (figura 1.1) produzida pela Diretoria do Serviço Geográfico – DSG, do ministério do exército brasileiro.

1.1.2 Específicos

a) Analisar a pertinência da metodologia na integração de dados de campo e cartogáfico para a Geomorfologia;

b) Analisar o mapeamento geomorfológico resultante em funções das deduções;

c) A pesquisa objetivou o detalhamento da sua porção norte, compreendendo a região das Serras Negra e do Periquito, representando a borda falhada e parte da porção sul da borda flexural da Bacia de Jatobá (Fig. 1);

d) Buscou-se, ainda, o refinamento dos conhecimentos estratigráficos, sedimentológicos, e estruturais, da área estudada e que poderá auxiliar na caracterização da evolução tectono-sedimentar desta bacia.

1.2 Justificativa

Algumas das bacias sedimentares localizadas no interior do Nordeste brasileiro, como a Bacia de Jatobá, ainda carecem de dados e/ou estudos geocientíficos em escala e temas específicos, mais atualizados, que possibilitem um melhor entendimento das condições de sua formação e evolução ao longo do tempo geológico.

Em contrapartida aos demais mapas temáticos, o mapeamento morfoestrutural objetivo desta pesquisa oferece um grau de complexidade maior no sentido da representação dos elementos indispensáveis para a análise geológica, como por exemplo, no arranjo de estruturas de armazenamento de fluídos e jazimento de recursos com potencial de exploração econômica.

A falta de estudos voltados para a caracterização sedimentológica e mapeamento atualizados, além de dificultar o posicionamento cronológico de algumas unidades sedimentares, prejudica a correlação com unidades litoestratigráficas semelhantes, encontradas em outras bacias sedimentares do

interior do Nordeste brasileiro. Este fato prejudica tanto o entendimento tectono-estratigráfico da própria bacia, como os estudos referentes à evolução tectono-sedimentar de outras bacias correlatas.

1.3 Hipótese

A integração de dados cartográficos de sensoriamento Remoto, dados de campo, usando Geoprocessamento, permite analisar a consistência metodológica do mapeamento geomorfológico. O Geoprocessamento permite expressar em mapas as relações expressas entre controle estrutural, afloramentos, geometria e dimensões das formas do relevo.

Figura 1 - Localização da Folha Poço da Cruz (FPC).

II - REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Considerações gerais

A cartografia geomorfológica se apresenta como uma importante ferramenta no estudo do modelado da superfície da litosfera, pois este acaba traduzindo e sintetizando várias metodologias e resultados das respectivas pesquisas.

Demek (1967), percebendo a relevância da cartografia geomorfológica, ressalta a importância dos elementos temáticos, simbologia, uso das cores e também aborda a problemática da escala na representação do mapa geomorfológico, pois, dependendo da escala adotada, há a necessidade de generalização no mapeamento, os detalhes da morfologia podem ser desprezados, comprometendo o caráter de fidelidade na representação total da paisagem estudada.

A cartografia geomorfológica apresenta-se como técnica de grande eficiência para a análise do relevo. Segundo Tricart (1965) o mapeamento geomorfológico constitui-se na base da pesquisa e não a concretização gráfica de pesquisa finalizada. Este mapeamento é, ao mesmo tempo, o instrumento que direciona a pesquisa e, quando concluído, deve representar uma síntese como produto desta.

Conforme recomendações da Sub-Comissão de Cartas Geomorfológicas da IGU (União Geográfica Internacional), o mapa geomorfológico deve conter quatro tipos de informações: morfométricas, morfográficas, morfogenéticas e cronológicas (Demek, 1972). As informações morfométricas são medidas que

podem ser obtidas a partir de cartas topográficas ou dos modelos digitais de elevação (MDE) correspondentes, extraídos e produzidos a partir da informação, contida na imagem manipulada; as informações morfográficas dizem respeito às formas de relevo resultante do processo evolutivo, sendo representadas como formas de agradação (deposicionais) e de degradação (erosivas). As informações morfogenéticas referem-se aos processos responsáveis pela esculturação das formas de relevo; e as informações cronológicas são referentes ao período de elaboração das feições do relevo.

Para enfatizar, a importância do uso correto da noção de escala no mapeamento geomorfológico Kugler,1982 (*apud* Kohler, 2001), destaca que os limites abaixo das escalas de 1:100.000, como grande escala; 1:500.000, como mesoescala; e 1:1.000.000, como pequena escala. São situações diferentes, pois, por um lado, os mapas de grande escala possibilitam a expressão cartográfica de pequenas unidades do relevo e suas feições, a exemplo de um relevo escarpado e as formas de suas vertentes, enquanto, por outro lado, os mapas de pequena escala permitem representar as grandes feições estruturais regionais. Então, pode-se dizer que a escala de abordagem é um item essencialmente importante para as análises geomorfológicas. Desta forma, trabalhar, por exemplo, com uma escala relativamente pequena (1:250.000), garantirá a representação de compartimentos maiores do relevo, como as Unidades Morfoestruturais e as Unidades Morfoesculturais, que possuem dimensões regionais.

Essa concepção fundamentada na delimitação do relevo através dos conceitos de morfoestrutura e morfoescultura na análise geomorfológica¸ passa obrigatoriamente, pelo mapeamento. Seguindo essa concepção, fica evidente a

dependência entre a pesquisa geomorfológica e o mapeamento do relevo, cujo produto – mapa – é ao mesmo tempo, instrumento de análise e documento de síntese da pesquisa.

Barbosa *et al*. (1984) discute a evolução, metodológica para mapeamento geomorfológico no Brasil, desde Ab' Saber (1969), e Moreira (1969) discutem o mesmo tema até o projeto RADAMBRASIL, no qual a cartografia geomorfológica era baseada nas imagens geradas a partir do Sensoriamento Remoto SLAR, sensor ativo de visada lateral que era aclopado a uma aeronave este captava imagens em faixas paralelas passíveis de estereoscopia.

Não há como negar que as imagens produzidas pelo sensor remoto SLAR no projeto RADAMBRASIL, posteriormente usadas como ferramenta-mestra nos mais variados mapas temáticos elaborados em diferentes projetos, foram de fundamental importância para o avanço da cartografia geomorfológica no Brasil, tanto do ponto de vista metodológico como técnico.

Como referência para o mapeamento geomorfológico no Brasil, o projeto RADAMBRASIL, cujo objetivo foi o "mapeamento integrado dos recursos naturais renováveis e não renováveis do Território Brasileiro a partir da interpretação de imagens de radar e de outros sensores" (RADAMBRASIL, 1981), estas referências do RADAMBRASIL serviram também como pressupostos teóricos para Ross, 1992.

O território brasileiro foi mapeado em pequena escala (1:1.000.000) pelo RADAMBRASIL, projeto de levantamento de recursos naturais executado nas décadas de 70 e 80, contemplando vários temas, dentre eles a geomorfologia (Barbosa *et al.*, 1984). Em mesoescala, diversas áreas foram mapeadas atendendo a diferentes demandas, como por exemplo, mapas geomorfológicos

estaduais (IPT, 1981; Dantas, 2001; Goiás, 2005; Oka-Fiori *et. al.,* 2006) e os Zoneamentos Ecológico-Econômicos de diversos estados da federação, onde a geomorfologia é um dos temas (SAE, 1991).

A proposta elaborada por Ross (1992) tem base nos princípios relativos aos processos endógenos e exógenos (as atuais formas de relevo são o produto antagônico da forças desses processos, que atuam sobre a superfície da terra) de Penck (1953) nos conceitos formulados por Guerasimov (1946) e Mecerjakov (1968) sobre morfoestrutura (formas determinadas pela estrutura geológica) e morfoescultura (formas determinadas pela ação climática atual e pretérita).

A cartografia geomorfológica deve mapear concretamente o que se vê e não o que se deduz da análise geomorfológica (Ross, 1992). Portanto, em primeiro plano, os mapas geomorfológicos servem para representar os diferentes tamanhos de formas de relevo, dentro da escala compatível, e, em planos secundários, a representação da morfometria, morfogênese e morfocronologia, que têm vínculo direto com a tipologia das formas.

Adotando as referências anteriormente apresentadas, o mapeamento realizado, neste trabalho de pesquisa, atingiu o 5º (quinto) táxon de abordagem, considerando assim, as unidades, feições ou formas classificadas segundo a taxonomia descrita a seguir (ver figura 2.1):

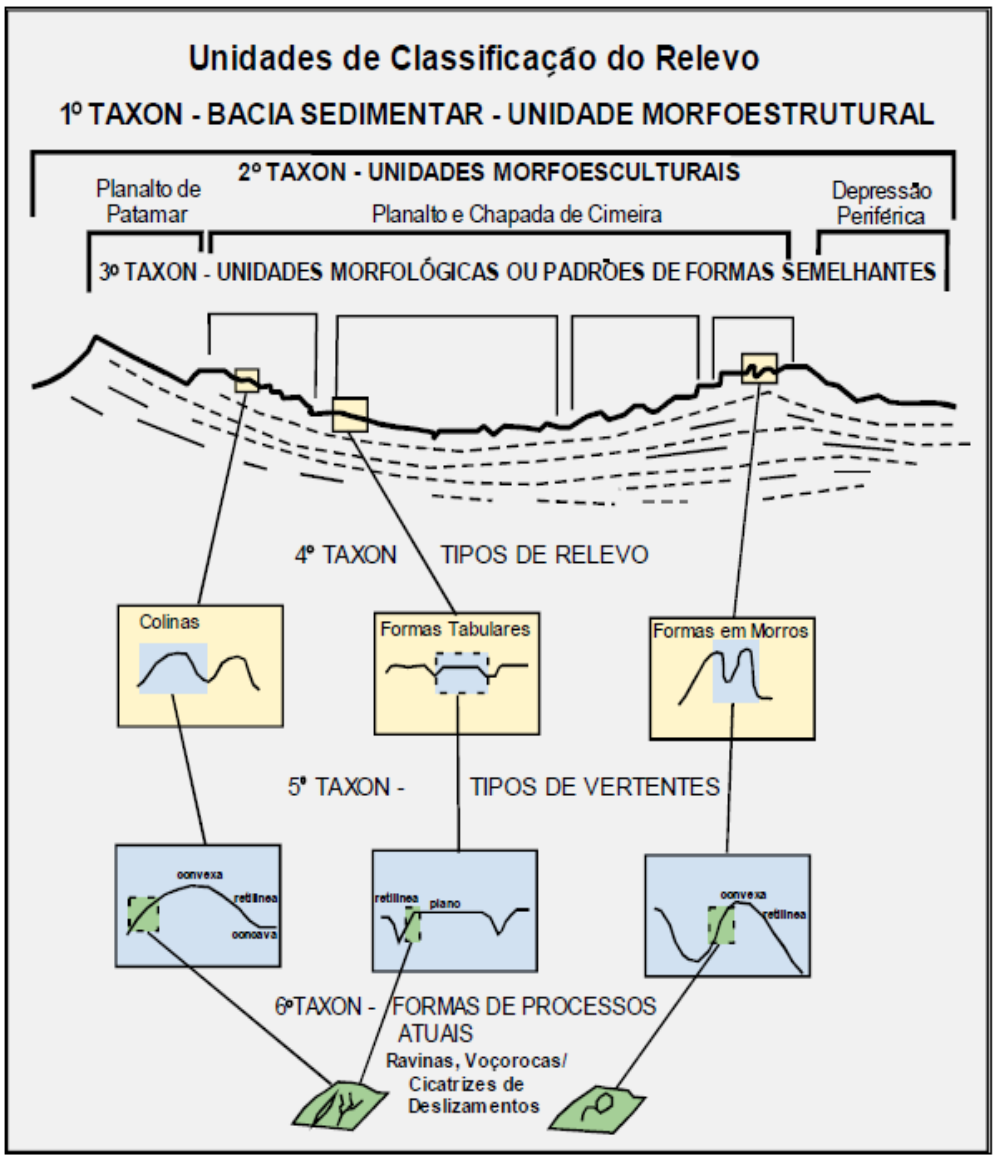

Fig. 2.1 - Unidades de classificação do relevo, segundo taxonomia proposta por Ross (1992).

1º táxon: unidades morfoestruturais que correspondem às grandes macroestruturas, como os escudos antigos, as faixas de dobramentos proterozóicas, as bacias paleomesozóicas e os dobramentos modernos. Essa unidade pode conter uma ou mais unidades morfoesculturais, associadas a diversidades litológico-estruturais, guardando evidências das intervenções climáticas na elaboração das grandes formas (Ross, 1992).

2º táxon: unidades morfoesculturais, que correspondem aos compartimentos gerados pela ação climática ao longo do tempo geológico, com

intervenção dos processos tectogenéticos. As unidades morfoesculturais são caracterizadas pelos planaltos, planícies e depressões, que estão inseridas numa unidade morfoestrutural (Ross, 1992). Como exemplo, na unidade morfoestrutural representada pelos maciços remobilizados, como o do Nordeste Oriental, inserindo-se o complexo do Planalto da Borborema e no interior, como ocorrência sedimentar a Bacia de Jatobá (Radambrasil, 1981).

3º táxon: unidades morfológicas, correspondentes ao agrupamento de formas relativas aos modelados, que são distinguidas pelas diferenças da rugosidade topográfica ou do índice de dissecação do relevo, bem como pelo formato dos topos, vertentes e vales de cada padrão. Uma unidade morfoescultural pode conter várias unidades de padrão de formas semelhantes (Ross, 1992).

4º táxon: corresponde à unidade de padrão de formas semelhantes. Estas formas podem ser: a) de agradação (acumulação), como as planícies, plainos fluviais e terraços fluviais ou marinhos; b) de degradação (denudação) como serras e serrotes e morros testemunhos (Ross, 1992).

5º táxon: corresponde aos tipos de vertentes ou setores das vertentes de cada uma das formas do relevo (Ross, 1992). Cada tipologia de forma de uma vertente é geneticamente distinta, cada um dos setores dessa vertente pode apresentar características geométricas, genéticas e dinâmicas também distintas. As representações desse táxon só são possíveis em escalas maiores, como 1:25.000. As características geométricas das vertentes representam a combinação das formas convexa, côncava e retilínea (figura 2.2).

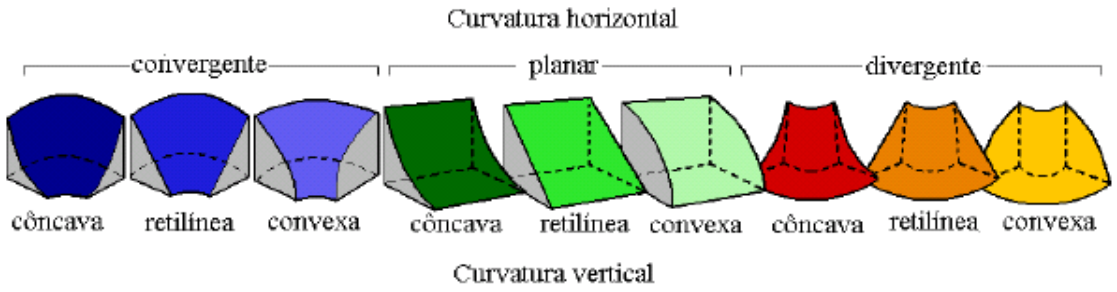

Fig. 2.2 - Formas do terreno, Valeriano (2008).

6 º táxon: refere-se às formas menores resultantes da ação dos processos erosivos atuais ou dos depósitos atuais, tais como as formas associadas às intervenções antropogênicas, como as voçorocas, ravinas, cortes de taludes, escavações, depósitos tecnogênicos, como assoreamentos, aterros, bota-foras, ou as consideradas naturais, como cicatrizes de escorregamentos, bancos de deposição fluvial, dentre outros (Ross, 1992).

A extração e análise de índices morfométricos, visando a compartimentação do relevo em unidades homogêneas da paisagem, podem ser feitas por meio da utilização de produtos de Sensoriamento Remoto, tais como imagens de satélite, de radar e fotografias aéreas verticais e de modelagem de informações altimétricas do terreno, como curvas de nível e pontos cotados, a exemplo dos modelos digitais de terreno (MDT).

Um MDT é definido como representação quantitativa digital da variação contínua do relevo sobre o espaço, ou seja, um mapa de elevação, que pode ser utilizado para derivar diferentes atributos topográficos (Burrough e Mcdonnell, 1998; Wilson e Gallant, 2000).

Como exemplo dessa utilização se destaca o SRTM (*Shutle Radar Topographyc Mission)*, que gerou vários modelos de elevação a partir da missão do ônibus espacial *Endeavour*, que fez a cobertura da superfície da

terra entre os paralelos de 60º norte e 60° sul. Os dados disponíveis para a América do Sul tem uma resolução espacial de 90 m (noventa metros), sendo compatível com escalas iguais ou maiores que 1:100.000.(Crepani e Medeiros, 2004; Valeriano, 2004).

Os dados SRTM constituem parte do conjunto de imagens de Radar, sendo que apresentam sensores com visada lateral, com capacidade de reproduzir três dimensões espaciais do relevo: latitude, longitude e altitude (x, y, z), ou seja, trata-se de um modelo digital do terreno (Carvalho e Bayer, 2008).

Atualmente, nota-se o uso crescente dos dados matriciais de SRTM, que podem servir como apoio em estudos geológicos, hidrológicos, ecológicos, geomorfológicos, entre outros. Em particular, no caso da Geomorfologia, observa-se nessas imagens um bom aparato para análises quantitativas e/ou qualitativas do relevo, que, conforme Carvalho e Bayer (2008) são especialmente importantes na confecção de perfis topográficos, mapas de hipsometria e declividade, além de outros produtos relacionados à topografia.

A utilização de MDT na elaboração de mapas geomorfológicos tem se mostrado de grande utilidade, acentuadamente quando associado a imagens multiespectrais de sensores remotos orbitais, a exemplo dos satélites LANDSAT e GEOCOVER, ou de fotografias aéreas pancromáticas e multiespectrais. A aplicação e associação destes recursos tem-se mostrado eficiente nos estudos geomorfológicos, tanto na compartimentação do relevo, como para extração de dados morfométricos, principalmente no estudo de bacias hidrográficas (Florenzano, 1998; Ros e Borga, 1998; Hutchinson e Gallant, 2000; Hancock e Willgoose, 2001; Romão e Souza, 2004; Hancock, 2005; Smith e Clark,2005; Dymond, 2006; Valeriano, 2007).

A resolução de aproximadamente 90 m (noventa metros) dos dados SRTM disponíveis pode ser considerada razoável para análises em escalas maiores que 1:250.000. Uma alternativa viável consiste em interpolar através de Krigagem, os dados originais com uma resolução espacial maior (ou seja, para obter *pixels* de tamanho menor do que as que formam o modelo original). Esta abordagem irá aumentar o nível de detalhe do modelo resultante, resultará em uma superfície com coerência de suas propriedades angulares (p.ex., declividade, orientação de vertentes etc) entre as células vizinhas, fator importante em análise morfométrica.

2.2. Geologia da Bacia de Jatobá

O estudo mais antigo realizado na Bacia de Jatobá desenvolvido por Haldfeld em 1860 é destacado no trabalho de Barreto (1968), este primeiro atribuiu aos arenitos encontrados na região, uma suposta idade Cretácea, baseada em fósseis. O termo Série do Jatobá foi inserido na literatura por Morais (1928) e considerava idade Cretácea para todas as unidades sedimentares encontradas. Anos depois Alves e Morais (1952) identificaram a presença desses sedimentos cretáceos em outros locais da região. Até o final da década de 1950 os estudos realizados na Bacia de Jatobá limitavam-se ao mapeamento geológico básico e atribuía-se idade cretácea para todo o conjunto sedimentar.

Regali (1964) relatou de maneira minuciosa a presença de rochas paleozóicas, devonianas e carboníferas, para a Bacia de Jatobá, que viriam a

ser denominadas posteriormente de unidades A, B, C, e D por Almeida (1967). Este estudo teve como material o poço estratigráfico 1-mst-1-PE, perfurado pela Petrobrás em 1963. A autora realizou uma análise micropaleontológica entre o intervalo de 2.535 m a 2.850 m em amostras de calha, sendo este intervalo descrito como rico em esporomorfos típicos do Paleozóico. Os resultados palinológicos da análise identificaram a presença de: *Esporomorfos*, *Densosporites*, *Ancyrospora* e *Apiculatisponites*, para o Carbonífero Inferior, sem distinção de ambiente. Para o Devoniano Médio foram identificados: *Tasmanites*, *Chitinozoa*, *Hystichosphaerideos*, leiofusas, escolecedentes e esporos, essa diversidade fora interpretada como de um ambiente marinho. Correlacionando o conteúdo microfossilifero obtido na sua análise e o conteúdo encontrado na Bacia do Maranhão Regali (1964) sugeriu que ambas estiveram ligadas ou receberam o mesmo fornecimento sedimentar durante o Paleozóico.

Kegel (1965) sugeriu, a partir dos dados de Regali (1964), um graben mais antigo que foi reativado no Cretáceo.

Almeida (1967) dividiu o intervalo correspondente ao Paleozóico como unidades A, B, C, e D. No ano seguinte, Barreto (1968), designou formalmente as unidades A, B, C e D como Formações Manari, Inajá, Ibimirim e Moxotó respectivamente.

Barbosa *et al*., (1984) identificaram em trabalho de campo as unidades A e B, sugerindo o nome Formação Tacaratu para a primeira.

Viana *et al.,*(1971) realizaram um estudo detalhado, litoestratigráfico, bioestratigráfico e cronoestratigráfico nas Bacias do Recôncavo e Tucano, determinando onze formações para as mesmas. Algumas dessas foram estendidas para a Bacia de Jatobá, como as Formações Aliança e Sergi de

idade Jurássica. Além disso, esse estudo resultou na determinação dos seis andares da Série do Recôncavo: Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Alagoas, baseados em ostracodes não-marinhos, cronoestratigrafia que é usada até os dias atuais.

Muniz (1976) apresentou um importante levantamento paleontológico onde destacou o conteúdo macrofossilífero e icnológico da Formação Inajá. A interpretação cronológica e paleoambiental feita por ele confirmou a realizada por Regali (1964), a qual atribuiu um ambiente marinho de idade devoniana para Formação Inajá (Barreto, 1968), acrescentando algumas informações detalhadas sobre esta formação (águas rasas com baixa salinidade destacando entre outros grupos os moluscos bivalves dominantemente infaunais).

Concomitantemente aos estudos paleontológicos ocorreram outros de cunho hidrogeológico e formalização das unidades sedimentares. Em 1977, foram realizados mapeamentos sistemáticos com foco hidrogeológico na Bacia de Jatobá, devido à alta potencialidade para aqüíferos subterrâneos, através de um convênio entre a Universidade Federal de Pernambuco e a SUDENE/ATECEL, Rocha (1999).

As discussões sobre modelos de preenchimento sedimentar estrutural e potencial petrolífero compuseram a pauta das pesquisas dos anos 80, Rolim e Mabesoone (1982) propuseram um modelo de grande rio para o preenchimento lítico do *Rift Valley* durante o Purbeckiano-Aptiano, englobando as Bacias do Recôncavo, Tucano, Jatobá, Araripe e as outras em torno da região. A interpretação dada pelos autores para o preenchimento lítico dessa região foi realizada a partir de mapas de fácies, discordâncias, paleocorrentes e história tectônica. Estes autores sugeriram que as seqüências sedimentares que

compõem as bacias envolvidas corresponderiam a uma seqüência clástica inferior (pré-rifte e rifte) e que as semelhanças entre os preenchimentos líticos de todas as bacias envolvidas indicariam uma mesma gênese para esses sedimentos. O sistema fluvial que preencheu todo o rifte teria direção noroeste, com possíveis nascentes na Bacia do Parnaíba e formação de um lago na região da Bacia do Araripe. No entanto, as correlações realizadas são muito generalizadas, devido à falta de estudos mais específicos nas bacias ao norte do rifte e à insuficiência de dados em algumas áreas do rifte, como na Bacia de Jatobá.

No inventário hidrogeológico da SUDENE, Leal e Melo (1983) fazem considerações sobre o embasamento da Bacia de Jatobá. Os autores descrevem diferentes esforços tectônicos. A bacia se encaixaria em uma fossa limitada por essas falhas, posteriormente sofrendo uma subsidência no Siluriano. Outras falhas são descritas nesse trabalho como falhas de gravidade que afetariam o pacote sedimentar, sendo este conjunto de falhas relacionadas a uma reativação cretácea.

Milani (1985) propôs um modelo de abertura para o rifte RTJ onde esforços cretáceos reativariam falhamentos preexistentes no embasamento. Nesse modelo, grandes falhamentos preexistentes de direção ENE seriam responsáveis pelo aparecimento da Bacia de Jatobá, resultando num meio graben com depocentro associado à Falha de Ibimirim, cujo rejeito vertical é de 4.000 m.

Para Lana e Milani (1986), a mudança observada na direção dos esforços que estão relacionados ao rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá de N-S para aproximadamente E-W, está relacionada à microplaca do nordeste brasileiro,

definida por Szatmari *et. al*. (1984). Este bloco estrutural, segundo os autores teria se comportado de maneira independente em um movimento anti-horário durante a quebra do Gondwana, estes sugerem que a Bacia de Jatobá é o fim do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) estaria condicionada pelo lineamento Pernambuco e o estreitamento para leste implicaria na presença do pólo de rotação para leste. Gerado pelo movimento das placas sulamericana e africana durante o evento de rifteamento.

Magnavita e Cupertino (1987), também ressaltaram a falta de dados e a diminuição do detalhamento dos estudos a norte do rifte RTJ. Para esses autores o rifte RTJ foi condicionado por zonas de fraqueza do embasamento, corroborando as idéias de Milani (1985). Desta forma, sugerem que a inflexão ENE observada na Bacia de Jatobá seria resposta às descontinuidades do maciço Pernambuco-Alagoas reativadas durante o Cretáceo, principalmente por zonas de cisalhamento pré-cambrianas relacionadas ao Lineamento Pernambuco. Os autores sugerem que a Falha de Ibimirim seria uma continuidade de uma zona de cisalhamento pré-cambriana e teria, em sua borda, conglomerados polimíticos associados.

Para Magnavita e Cupertino (1988), o rifte RTJ representa um evento tectônico intracontinental abortado, aberto no início da formação do Atlântico Sul. A Bacia de Jatobá estaria separada da Bacia do Tucano norte pelo arco de São Francisco. A direção E-W seria controlada pela Falha de Ibimirim, que representaria uma falha de borda, localizada ao norte da bacia. O depocentro sofre um raseamento para norte, onde a falha se encontra com a Zona de Cisalhamento Pernambuco (op. Cit). A parte sul e leste da bacia representariam a borda flexural, sem grandes falhas normais. Para os autores,

a Bacia de Jatobá teria sido aberta na direção N-S e a inclinação observada para SW-NE estariam ligada à rotação da microplaca leste Brasileira.

No início dos anos 90 (Magnavita, 1992; Caixeta *et. al*., 1994 e Magnavita *et. al.* 1994) as pesquisas realizadas indicaram um baixo potencial petrolífero da Bacia de Jatobá, mas foi ressaltada a necessidade de estudo independente para todo o Rifte RTJ. Uma contribuição importante sobre a evolução do rifte RTJ foi a realizada por Magnavita (1994). Seu estudo teve como principal foco o controle estrutural do RTJ através de análise geométrica e cinemática. Nesse trabalho foi criado um modelo para a abertura do rifte RTJ que consistiria em duas etapas de direções distintas. Em uma primeira etapa, a separação teria se estabelecido na direção E-W. Na segunda etapa essa separação se daria na direção NW-SE, Magnavita (1994).

Ampliando esse conhecimento Caixeta *et al*.,(1994) incorporam novas informações à revisão estratigráfica realizada por Viana *et al*., (1971), inclusive tentando colocar as formações descritas no contexto da estratigrafia de sequências, separando-as em sequências Siluro-devoniana, Permo-Carbonífera, Juro-Eocretácea, K10, K20, K30, K40 e K50.

A Bacia do Tucano Norte de maneira conjunta com a Bacia de Jatobá, considerando importante a substituição litológica dos folhelhos típicos da Formação Candeias na Bacia do Recôncavo por um pacote arenoso nas Bacias de Jatobá e Tucano Norte. Este pacote arenoso, associado ao Grupo Ilhas, e a presença da Formação Salvador, associada à borda NW das Bacias de Jatobá e Tucano Norte, evidenciariam a atuação de falhas de borda na fase rifte dessas bacias. No entanto, a substituição da Formação Candeias nas

Bacias de Jatobá e Tucano Norte pode estar apenas associada a uma mudança de fácies, devido a condições de preenchimentos diferentes.

Magnavita *et al*.,(1994) sugerem que as formações paleozóicas foram preservadas devido ao rebaixamento dos blocos durante a fase sin-rifte e seria possível uma correlação para todas as bacias envolvidas no Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá.

CAPÍTULO III – ABRANGÊNCIA E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Abrangência

A Bacia de Jatobá localiza-se em áreas dos Estados de Pernambuco, Alagoas e Bahia, semiárido nordestino do Brasil, com dimensão de aproximadamente 5.000 km^2. É limitada, a norte, pela falha de Ibimirim; a oeste, pela falha de São Francisco e nas demais direções pela borda flexural (ver figura 3.1) encontra-se estruturada sobre o embasamento do terreno Pernambuco-Alagoas conforme contexto geológico regional.

A área mapeada abrange territórios dos municípios de Ibimirim, Floresta, Inajá e Manari, todos componentes da microregião do sertão do Moxotó. Das condições climáticas vigentes em interação com o substrato rochoso da qual resulta as morfoesculturas recentes, na paisagem.

Esse recorte regional possui clima do tipo tropical semiárido, que pode apresentar particularidades ou variações moderada, atenuada e acentuada em seu regime de chuvas, concentração e irregularidade, o que repercute na umidade disponível no geossitema. As duas condições primeiras ocorrem preferencialmente nas encostas expostas, fundos de vales e margens de rios. Enquanto que a semiaridez parece se pronunciar, de forma mais agressiva, nas encostas protegidas, não favorecidas pela toposequência local, a uma maior interação com a baixa atmosfera, ou quando as condições edafoclimáticas são insuficientes para reverter o caráter xerófito dominante na região.

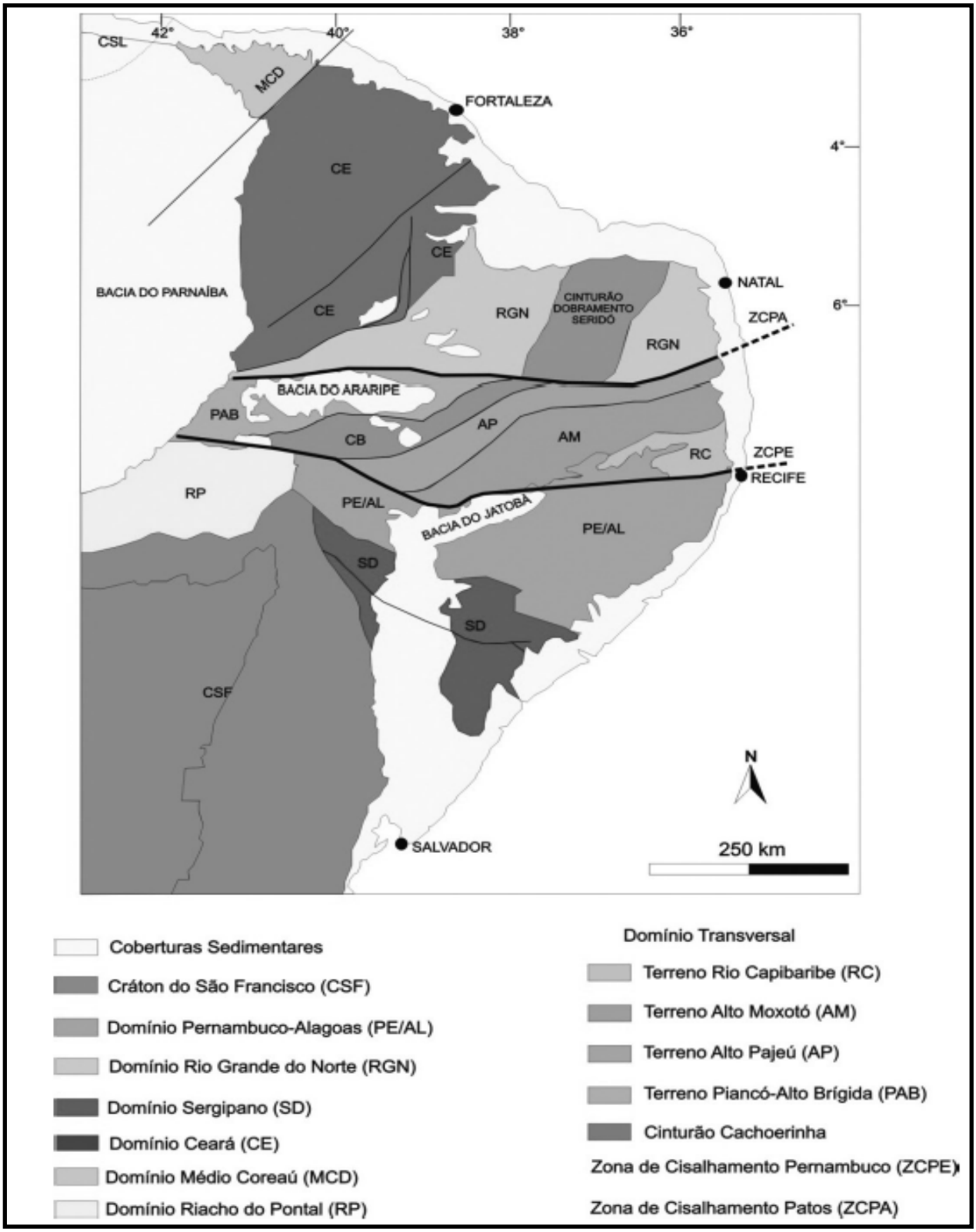

Fig. 3.1 - Localização da Bacia de Jatobá e contexto geológico regional, sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ). Domínios Estruturais da Província da Borborema Van Schumus *et al.* (1995).

Como exemplificação disto reporta-se a figura seguinte (Figura 3.2) que apresenta o comportamento médio das normais climatológicas de Ibimirim, onde a temperatura máxima atinge 35º C no mês de novembro e a mínima é inferior aos 20º em julho. As chuvas são concentradas nos meses de janeiro a junho, sendo março, abril e junho os mais chuvosos, o que corresponde ao verão-outono no hemisfério sul e atuação dos sistemas atmosféricos oriundo da alta da Bolívia, extremo ocidente amazônico, e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Por sua vez, a estação seca corresponde a primavera meridional, sendo outubro o mês mais seco em condições atmosféricas normais.

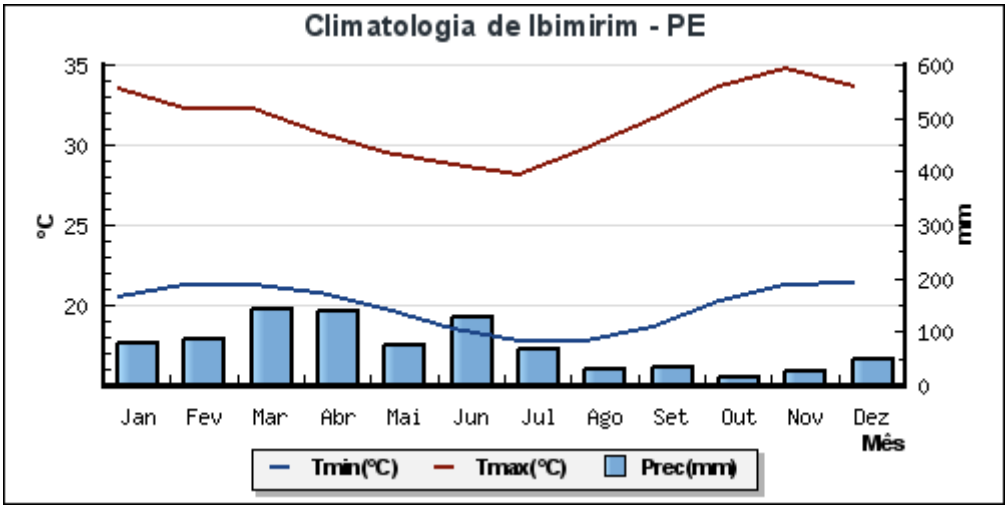

Fig. 3.2 – Normais climatológicas de Ibimirim-PE. Fonte: www.tempoagora.com.br, acesso em 30/01/2011.

A gênese e evolução da bacia se relacionam a um ramo abortado do rifteamento do Atlântico meridional representando a porção setentrional do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (R-T-J). Sedimentos de idade Siluro-devoniana e Permiana ocorrem junto à borda leste da sub-bacia de Tucano Norte e a sul e sudeste da bacia de Jatobá, sugerindo a existência de uma depressão nesta área desde o Paleozóico.

3.2 Geologia Regional

A bacia considerada pertence ao conjunto de bacias interiores do Nordeste brasileiro, localizada na Província Borborema, sobre o Domínio Pernambuco-Alagoas (como na figura 3.1). É representada por um meio *graben* assimétrico orientado na direção N70°E. Morfologicamente, apresenta uma forma elíptica alongada com o eixo maior na direção ENE-WSW. Do ponto de vista estrutural a Bacia do Jatobá está nitidamente controlada pelo Lineamento Pernambuco e zonas de cisalhamento associadas, de idades neoproterozóicas, reativadas no Mesozóico, como as falhas de Congo e de Ibimirim, limite N-NW da bacia e que controla o seu depocentro (Magnavita & Cupertino, 1987).

É caracterizada por um meio *graben* onde o substrato é constituído por blocos rotacionados e progressivamente mais baixos em direção a NW (figuras 3.3 e 3.4), uma tectônica transcorrente é identificada como responsável pela origem e evolução desta bacia.

A Província Borborema está localizada a norte do Cráton do São Francisco, Nordeste do Brasil, cobrindo uma área de aproximadamente 450.000 km². Esta província tectônica está inserida no conjunto de províncias estruturais que compõem a Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al*., 1977;1981).

O arcabouço estrutural da Província Borborema está associado principalmente ao evento orogenético Brasiliano-Panafricano (0,54-0,7 Ga), período no qual foi formado um complexo sistema de zonas de cisalhamento transcorrente de escala continental, com trend E-W e NE-SW, com destaque para as Zonas de Cisalhamento Patos (ZCPA) e Pernambuco (ZCPE), de

proporções continentais, que retrabalharam tramas anteriores, tais como: transamazônicas, pré-Brasilianas ou cedo-brasilianas. Associado a algumas destas zonas de cisalhamento existe um plutonismo de origem crustal e mantélica (Vauchez e Silva, 1992; Jardim de Sá *et al.,* 1995; Neves e Mariano, 1999; Brito Neves *et al.,* 2000).

Ao longo dos anos algumas divisões foram propostas para a Província Borborema (Brito Neves, 1975; Santa e Neves, 1984; Santos e Brito Neves, 1984; Santos, 1995; Brito Neves *et al.,* 2000), porém, não necessariamente relacionando os seus limites de seus domínios com o complexo arranjo da zonas de cisalhamento pré-cambrianas. Nesse trabalho é adotada a divisão proposta por Van Schumus *et al.,* (1995), a qual separa as diferentes unidades litoestruturais da Província da Borborema usando a terminologia informal de domínios da seguinte maneira: Domínio Médio Coreaú; Domínio Ceará central, Domínio Rio Grande do Norte, Domínio Transversal, Domínio Pernambuco-Alagoas, Domínio Sergipano, Domínio Riacho do Pontal.

O Domínio Pernambuco-Alagoas (PE/AL) está limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Pernambuco, a sul pelo Domínio Sergipano, a oeste pelas bacias do Tucano e Jatobá e a leste pelas bacias Pernambuco e Alagoas.

Este domínio é constituído basicamente de milonitos (Figura 3.5), gnaisses-migmatitos estes de idade arqueana-paleoproterozoíca (Brito Neves *et al.,* 2000), associado a uma grande quantidade de plutons relacionados ao Ciclo orogenético Brasiliano-Panafricano.

Fig. 3.5 - Milonito com fácies composta por quartzo e plagioclásio com predominância de álcali feldspato e outra por biotita e anfibólio. Afloramento a sudoeste do Açude Poço da Cruz, E614551; N9058626.

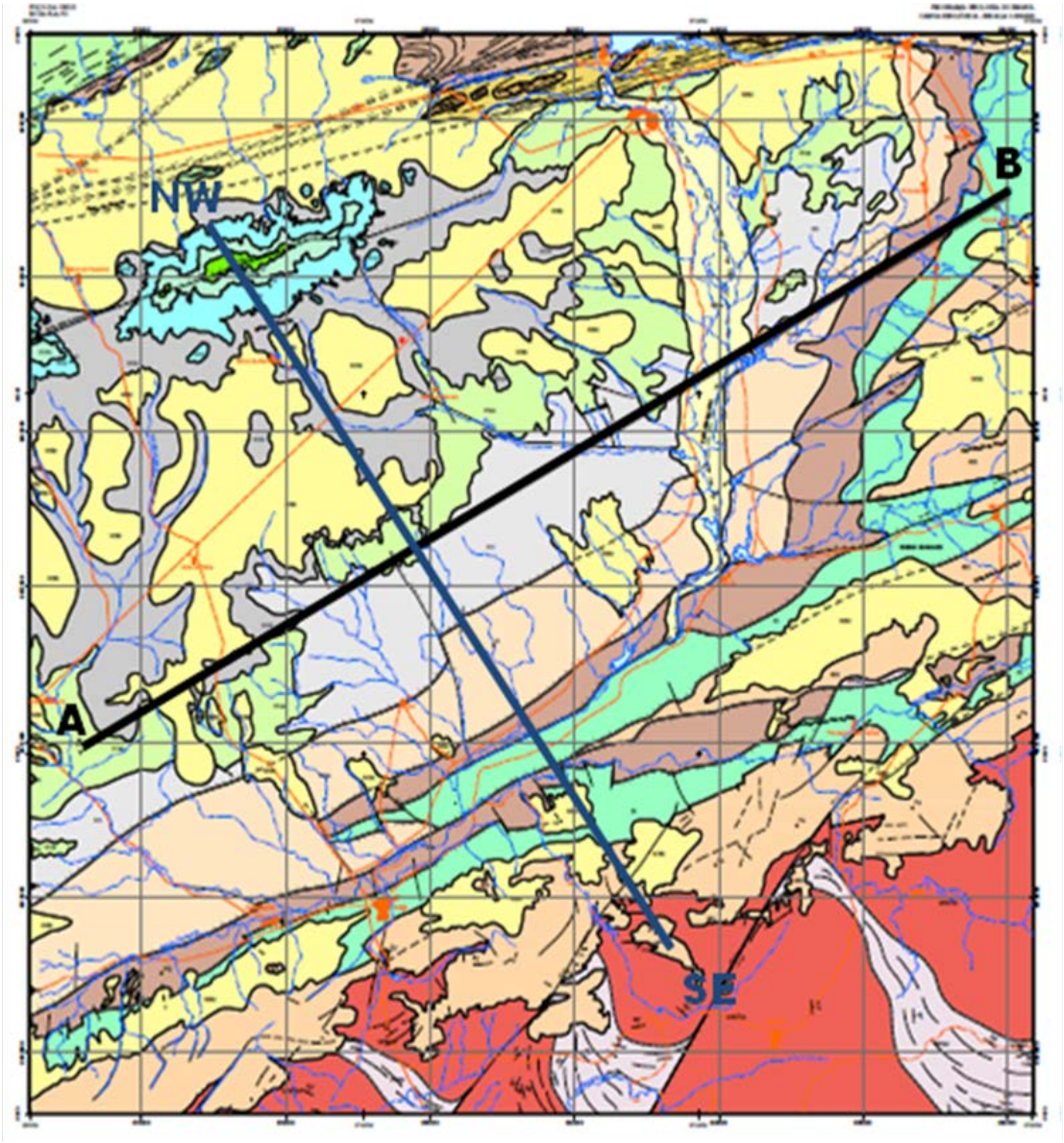

Fig.3.3 – Mapa geológico da Folha Poço da Cruz. Fonte Neumann (2011).

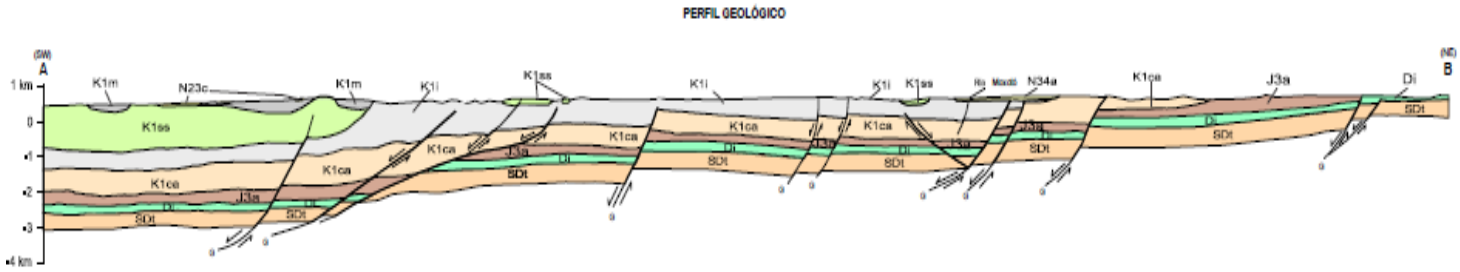

Fig. 3.4 - Perfil geológico da Bacia de Jatobá. Fonte: Neumann (2011). Serviço Geológico do Brasil – CPRM.

Peraro (1995) analisou dados sísmicos na área da Bacia do Jatobá, afirmando que estruturas típicas de ambientes transcorrentes, como estruturas em flor e feições com características de inversão tectônica, sugerem que as falhas de borda do rifte, de direção ENE-WNW, foram geradas sob um campo de esforços transtrativo, com tensores de deformação orientados segundo o quadrante E-W (figura 3.6).

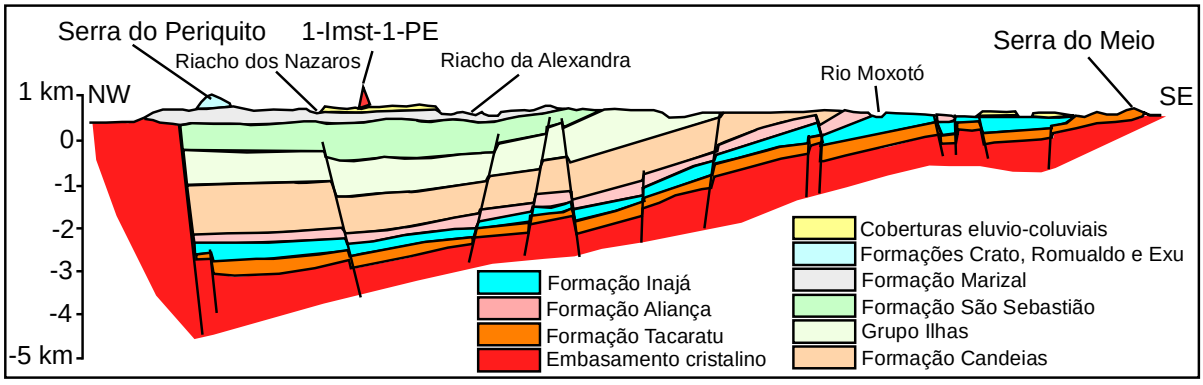

Fig. 3.6 - Seção geológica NW-SE da Bacia do Jatobá mostrando a forma de um meio *graben*. Modificada de Peraro (1995) por Neumann (2011). O traço em azul no mapa geológico mostra a localização do corte.

O embasamento ocupa uma área de cerca de 20% da Folha Poço da Cruz, enquanto que a Bacia Sedimentar de Jatobá e as coberturas cenozóicas ocupam aproximadamente 80%, Neumann (2011).

Rocha e Leite (1999), Rocha (2001) e Neumann (*op. Cit*.), sugerem que a Bacia de Jatobá possui uma estratigrafia semelhante a do Araripe.

Na sequência estratigráfica, o Grupo Jatobá é representado pelas formações Tacaratu e Inajá. A primeira caracteriza-se por arenitos grossos a conglomeráticos de cor rósea a avermelhada, depositados em sistema de leques aluviais silurianos associados ao fluvial entrelaçado, onde podem ser identificadas estruturas sedimentares cruzadas acanaladas de médio porte,

subordinadas à estratificação plano-paralelas, cruzadas, cruzadas tabular/planar, cruzadas acanaladas de aspecto festonado e cruzada acanalada de grande porte (figura 3.7).

Fig. 3.7 – Arenitos fluviais da Formação Tacaratu. Afloramento entre as Serras do Meio e Riacho das Moças, E644473; N9015230.

Segundo Rocha e Leite (1999), as características típicas de ambiente fluvial entrelaçado (*braided*), são associadas a leques aluviais que evoluíram para uma fácies mediana a distal. A Formação Tacaratu apresenta ainda características de planície de inundação com retrabalhamento eólico. De idade Siluro-devoniana, é correlata ao Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba, e a Formação Mauriti da Bacia do Araripe.

A Formação Inajá é representada por arenitos fluviais finos a grossos. Apresenta comportamento laminado, com estratificação cruzada. São ferruginosos com intercalações arenosas e níveis de matéria orgânica, com estratificações cruzadas (figura 08) acanaladas e onduladas. Essas duas

formações foram acumuladas durante a fase tectônica de sinéclise da bacia (figura 3.8). Sendo esta de idade devoniana (Barreto 1968), e correlacionada à Formação Pimenteiras, em sua porção basal e Cabeças, na porção superior, ambas da Bacia do Parnaíba.

Fig. 3.8 - Arenitos finos da Formação Inajá. Afloramento nas proximidades do núcleo urbano de Inajá BR 316, E636462; N9022206.

Na bacia de Jatobá, o Jurássico/Cretáceo é caracterizado por rochas sedimentares essencialmente continentais. A seção pré-rifte compreende rochas sedimentares do grupo Brotas, pertencentes à Formação Aliança, que são representadas por folhelhos e siltitos amarronzados e esverdeados com intercalações de arenitos finos e calcarenitos (figura 3.9), ocorrendo ainda níveis de gipsita. Esta associação litológica indica ambiente deposicional lacustrino raso, de grande extensão. É possível investigar sua correlação com

a Formação Brejo Santo, da Bacia do Araripe e à Formação Bananeiras, da Bacia SE/AL (Menezes Filho *et. al*., 1988).

Fig. 3.9 – Folhelhos amarronzados da Formação Aliança. Afloramento na localidade de Caraibeiras, E624151; N9015098.

A Formação Sergi é representada por arenitos grossos a conglomeráticos esbranquiçados a róseos, avermelhados (figura 3.10) depositados em ambiente de sedimentação fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico. A sua origem encontra-se associada a um sistema fluvial entrelaçado (*braided*). O ambiente de sedimentação apresenta indícios de profundas modificações, especialmente climáticas onde se desenvolveram extensas florestas que posteriormente com

eventos de soterramentos, representam testemunhos da evolução dessa sedimentação de idade Neojurássica. Sua correlata é a Formação Missão Velha da Bacia do Araripe (Ponte e Appi, 1990).

Fig. 3.10 – Arenitos grossos a conglomeráticos da Formação Sergi. Afloramento da Formação Sergi na região de Caraibeiras, E630648; N9023205.

A seção rifte, depositada a partir do Eocretáceo, abrange sedimentos pertencentes às Formações Candeias, Grupo Ilhas e Formação São Sebastião. A Formação Candeias do Grupo Santo Amaro (Viana *et al*., 1971), está representada por folhelhos e siltitos argilosos de cor marrom e esverdeados, intercalados com arenitos depositados (figura 3.11) em ambiente flúvio-lacustre raso (Rocha e Leite, 1999).

Fig. 3.11 – Arenitos finos intercalados com siltitos e folhelhos da Formação Candeias. Afloramento nas margens do riacho Caraibeira, E639768; N9030590.

No Grupo Ilhas ocorre alternância de arenitos médios a grossos com argilitos e siltitos de coloração creme. Em sua formação alternam-se camadas de arenitos médios a grossos, por vezes finos, que apresentam estratificações tangenciais, cruzadas sigmoidais, acanaladas de pequeno porte e estruturas convolutas. Ainda ocorrem camadas de argilitos e siltitos, que nas delgadas intercalações com o arenito fino apresenta marcas de ondulação e estratificações plano-paralelas (figura 3.12).

Datando do eocretáceo (Viana *et. al.,* 1971) esse grupo é correlacionado as formações Marfim e Pojuca na Bacia do Recôncavo.

Fig. 3.12 – Alternância de arenitos e argilitos do Grupo Ilha, proximidades do riacho dos Nazaros (estrada que liga Ibimirim a Inajá), E634390; N9030195.

A Formação São Sebastião tem litologia composta por arenitos médios a finos, com níveis grossos na base. As estratificações cruzadas de grande porte são bastante comuns nesses arenitos (figura 3.13), representando ambiente de alta energia, gradando para ambiente eólico.

Como correlação, a Formação São Sebastião, que na Bacia de Jatobá faz parte do Grupo Massacará, apresenta semelhanças com as formações Penedo, Coqueiro Seco e Morro do Chaves, da Bacia SE-AL (Ponti e Appi, 1990). Representa assim, a última unidade estratigráfica da fase sin-rifte da bacia (Rocha e Leite, 1999).

Fig. 3.13 – Estratificações de grande porte da Formação São Sebastião. Afloramento a Sul da cidade de Campos, E642452; N9055992.

A Formação São Sebastião está sobreposta, discordantemente, sobre sedimentos aluviais, constituídos por arenitos esbranquiçados, de granulação variando de média a grossa, por vezes, finos, associados, subordinadamente, a siltitos e argilitos (figura 3.14), pertencentes à Formação Marizal. No contexto pós-rifte, durante o Neoaptiano, este fora complementado pela sedimentação das formações Crato e Romualdo, do Grupo Santana, e pela Formação Exu. Trata-se de arenitos, siltitos e argilitos, com a presença de estratificações de pequeno e médio porte.

Fig. 3.14 – Arenitos flúvio-deltáicos da Formação Marizal. Afloramento na encosta da Serra do Periquito, E632147; N9051134.

Ghignone (1979) correlacionou a Formação Marizal como Membro Carmópolis da Formação Muribeca (Bacia SE-AL), e também com as formações Itapecuru (Bacia do Parnaíba) e Urucuia (Bacia do São Francisco), no Oeste da Bahia.

Rocha (2001) considera que durante o pós-rifte, encerrando o preenchimento da bacia ocorre a deposição da Formação Santana. O presente trabalho adota que estes depósitos representam a existência do Grupo Santana, conforme Neumann e Cabrera (1999). Este grupo é composto por calcário e níveis de folhelhos intercalados por arenitos desenvolvidos em sistema lacustrino raso associado à planície tipo *sabkha*, com influência marinha. Neumann (1999) elevou a Formação Santana a categoria de Grupo e

os antigos membros ora são as Formações Crato e Romualdo, pois são unidades estratigráficas individualizadas e passíveis de mapeamento. Conforme a PETROBRÁS (Costa et al., 2007, figura 3.15), esses sedimentos são incluídos como pertencentes à Formação Marizal, o que não satisfaz as observações derivadas em campo, Rocha (2001) já apresentava com sendo da Formação Santana, ampliando relativamente as informações sobre estas unidades da bacia.

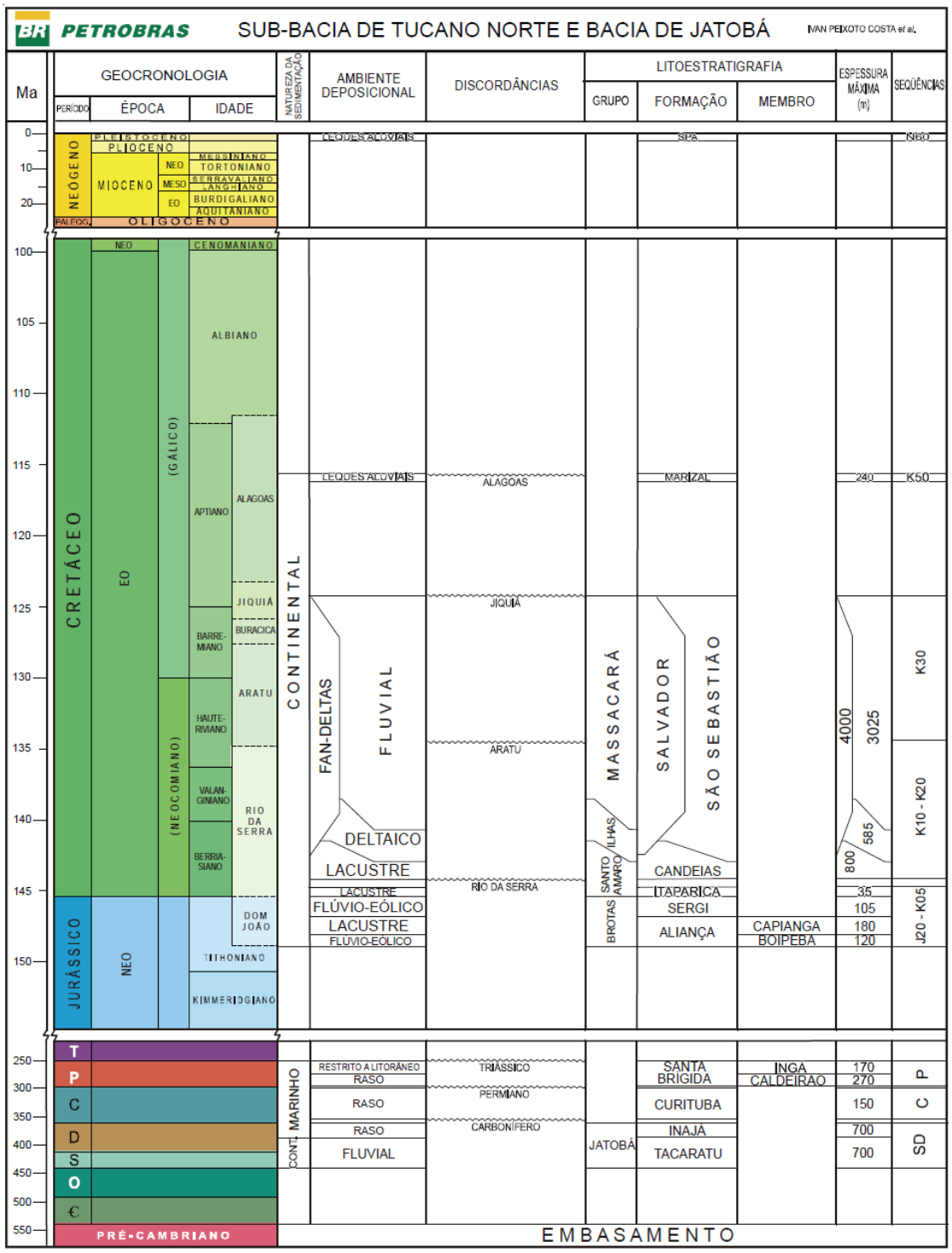

Fig. 3.15 - Coluna estratigráfica da Sub-bacia de Tucano Norte e Jatobá (Costa *et. al.*, 2007).

No presente trabalho, estas unidades são tratadas individualmente como formações diferentes (figura 3.16).

GEOCRONOLOGIA			TECTÔ-NICA	UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	AMBIENTE DEPOSICIONAL	COMPOSIÇÃO LITOLÓGICA
PERÍODO		IDADE				
Cenozóico	Neó-geno	Pleisto-ceno		**Sedimentos Aluvionares**	Fluvial	Areias, siltes, argilas e lentes conglomeráticas
	Paleó-geno	Oligo-ceno		**Depósitos colúvio-eluviais**	Cobertura detrítica residual	Cascalhos e areias
Mesozóico	Cretáceo	Albiano/Ce-nomaniano	Pós-Rifte	**Formação Exu**	Fluvial entrelaçado e meandrante	Arenitos grossos a conglomeráticos com leitos finos.
		Aptiano		**Grupo Santana** — **Formação Romualdo**	Lacustrino raso	Siltitos e folhelhos na base e calcários e calcário coquinóide no topo
				Grupo Santana — **Formação Crato**	Lacustrino raso a profundo	Calcários laminados intercalados a arenitos, margas e folhelhos
				Formação Marizal	Fluvial associado a deltas	Arenitos, siltitos e argilitos, com estruturas de sobrecarga
		Barre-miano	Rifte	**Formação São Sebastião**	Fluvial de alta enegia com retrabalhamento eólico	Arenitos médios a finos com níveis grossos na base
		Haute-riviano				
		Valan-giniano		**Grupo Ilhas**	Deltaico associado a lacustre	Alternância de arenitos médios a grossos com argilitos e siltitos creme
		Berria-siano		**Formação Candeias**	Flúvio-lacustre raso	Arenitos, folhelhos e siltitos argilosos intercalados com carbonatos
	Jurássico	Titho-niano	Pré-Rifte	**Formação Sergi**	Fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico	Arenitos grossos a finos esbranquiçados a avermelhados com crostras lateríticas
				Formação Aliança	Lacustrino raso, com influência fluvial	Folhelhos e siltitos amarronzados e esverdeados com intercalações de arenitos finos, calcarenitos e níveis de gipsita
Paleozóico	Devoniano		Sinéclise	**Formação Inajá**	Marinho de plataforma rasa associada a fluvial	Arenitos finos laminados, ferruginosos com intercalações de arenitos grosssos e siltitos
	Siluriano			**Formação Tacaratu**	Fluvial entrelaçado associado a leques aluviais	Arenitos grossos a conglomeráticos de cores cinza, rósea e vermelha com crostas lateríticas

Fig. 3.16 - Coluna Estratigráfica da Bacia de Jatobá. Modificada de Neumann *et. al*. (2010).

A Formação Crato, na Bacia do Araripe, apresenta em sua caracterização, calcilutitos laminados fossilíferos (Figura 3.17), com coloração variando de creme a cinza claro. Ocorrem intercalasções com siltitos, folhelhos e arenitos finos, finamente estratificados com estruturas plano-paralelas, onduladas, de escorregamento (*slump*), fluidização e biortubação.

Sua sedimentação pode ser associada a um ambiente lacustre, com interferências flúvio-deltáicas. Relaciona-se com a Formação Riachuelo, da

Bacia SE–AL (Braun, 1966) e à Formação Codó, da Bacia do Parnaíba (Bruni, Cordani, e Campos, 1976).

Fig. 3.17 – Calcários laminados da Formação Crato. Afloramento nas encostas da Serra Negra, E610025; N9042594

A Formação Romualdo conforme Santos (*et. al*. 2011) foi caracterizada sedimentológica e micropaleontologicamente. Aplicando a nomenclatura de Dunham, (1962), para o calcário coletado na Serra do Periquito (figura 4.18), observa-se que este pode ser classificado como um tipo packstones bioclástico a biválve, com matriz peloidal. Destacou-se um aspecto coquinóide que levou, mesmo que informalmente, utilizar-se do termo coquina para também denominar as amostras. No entanto, ressaltando os tamanhos dos bioclastos, o calcário pode ser classificado também como um rudstone bioclástico a biválve. Esta denominação de rudstone segundo Embry e Klowan (1971), aplica-se a

uma rocha carbonática suportada por grãos, com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm, sendo assim, considerando os aspectos das amostras, essa última classificação é a mais adequada neste caso considerado.

Fig. 3.18 – Calcário bioclático da Formação Romualdo, amostra coletada nas proximidades do topo da Serra do periquito, E622220; N9047992. Fonte Santos *et. al.,* (2011).

Das observações realizadas, os bioclastos mais comuns são constituídos por fragmentos de conchostráceo e bivalves, destacando-se algumas conchas que estão praticamente inteiras. Ainda foram observados ostracodes alguns inteiros, outros parte da concha. Ocorre também a presença de gastrópodes centimétricos, com formas sugestivas de foraminífero e alga verde, estas micritizadas e outras substituídas por cimento (Figs.: 3.19, 3.20, 3.21, 3.22 e 3.23).

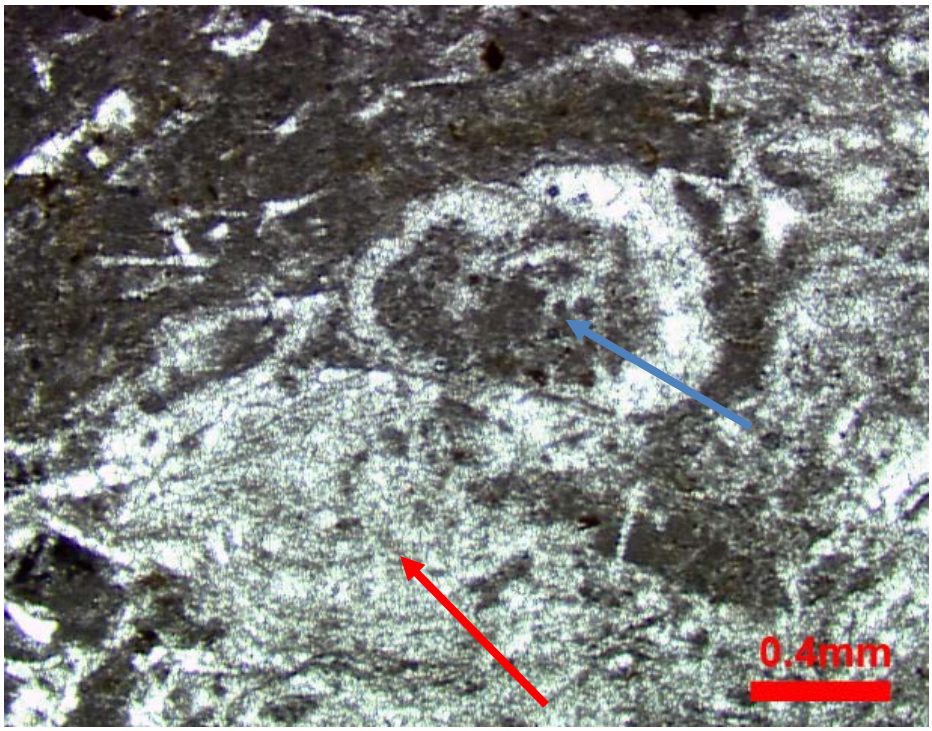

Fig. 3.19 – Fotomicrografia de Ostracode (5x0,33mm) identificado na Bacia de Jatobá (AM 01). Observar vários fragmentos amalgamados de bivalves com preservação de um biválve (seta vermelha); e um ostracode (provável *Theriosynoecum*? sp. – seta azul), Santos *et al.,* 2011. Fonte Santos *et. al.,* (2011).

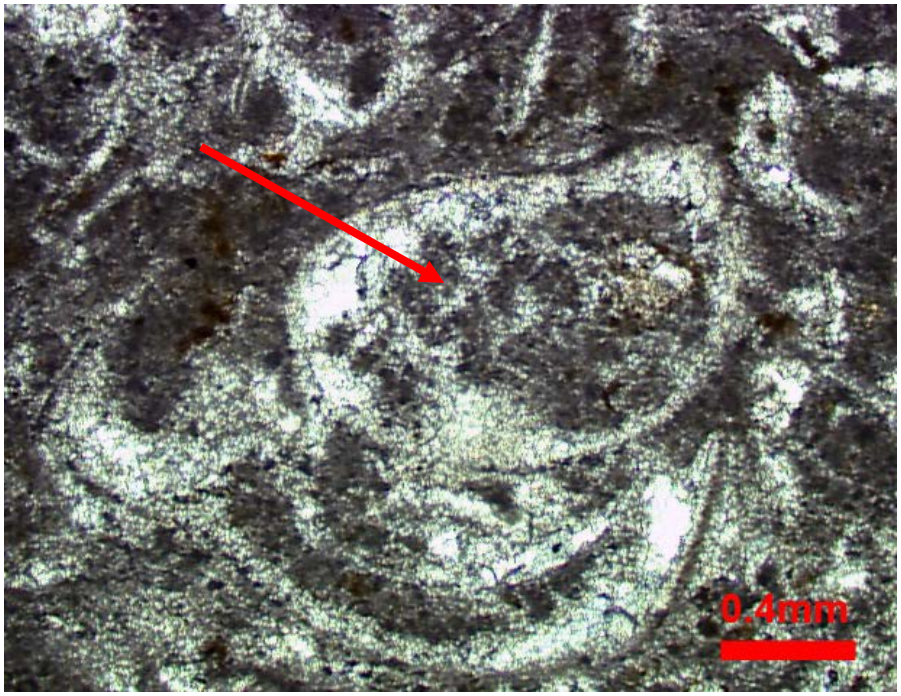

Fig. 3.20 - Fotomicrografia de Ostracodes (5x 0,33mm) identificados na Bacia de Jatobá (AM 02). Observar vários fragmentos de concha em meio a uma matriz peloidal, e um ostracode na parte central (seta). Fonte Santos *et. al.,* (2011).

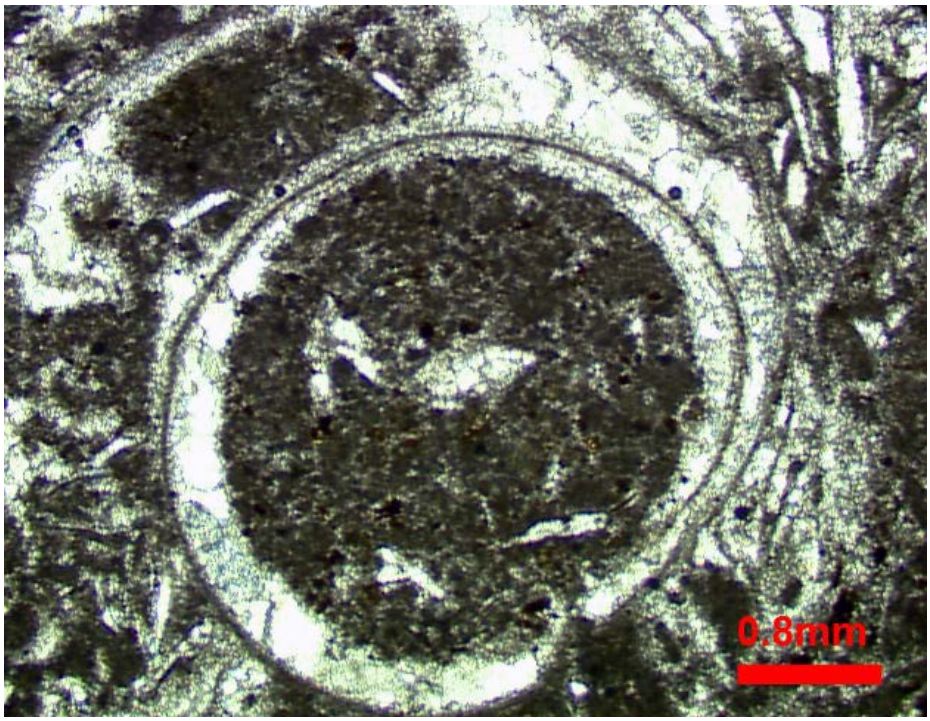

Fig. 3.21 - Fotomicrografia de gastrópode (2,5x 0,33mm) identificado na Bacia de Jatobá (AM 02). Fonte Santos *et. al.,* (2011).

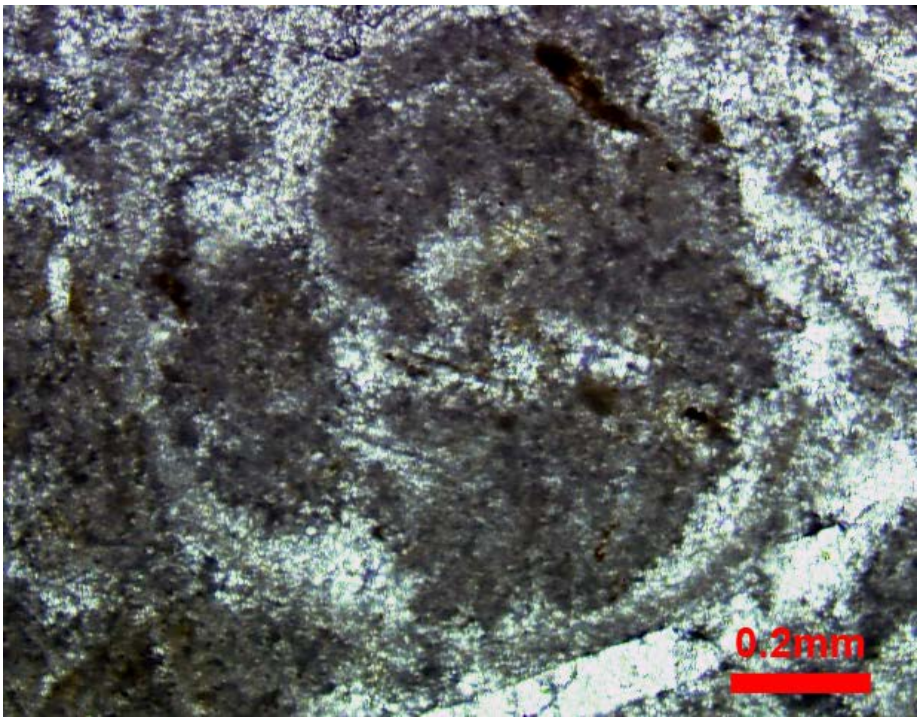

Fig. 3.22 - Fotomicrografia de foraminíferos (10x 0,33mm) identificados na Bacia de Jatobá (AM 01). Forma sugestiva de um foraminífero plantônico, com aparentemente 06 ou 04 câmaras internas, e abertura no canto superior esquerdo da imagem. Fonte Santos *et. al.,* (2011).

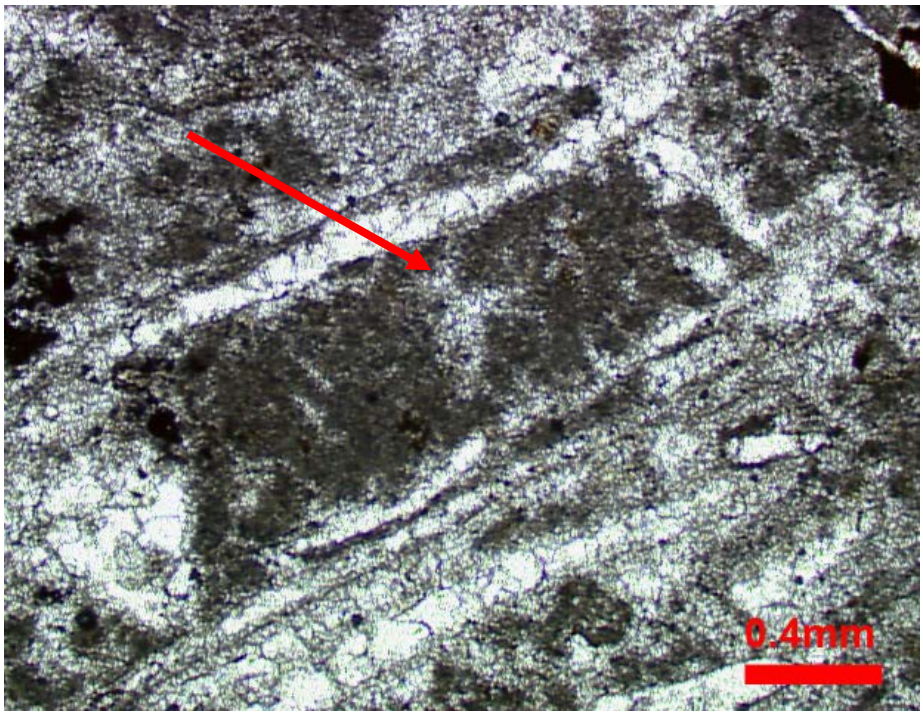

Fig. 3.23 – Fotomicrografia de alga verde (5x 0,33mm) identificada na Bacia de Jatobá (AM 01). Apresenta um fragmento alongado, centro micritizado e bordas de calcita sugestivo de seção transversal de uma alga verde (seta). Fonte Santos *et. al.,* (2011).

Para essa ocorrência, a sugestão de ambiente de sedimentação é lacustre, pois não foram observadas características que possam sugerir influência marinha.

A Formação Exu, ocorre sobreposta ao Grupo Santana, por discordância constiui a última unidade estratigráfica Mesozóica da Tectonosequência Pós-rifte da Bacia de Jatobá. É representada por arenitos grossos a conglomeráticos, com lentes finas de cor creme a róseo, localmente avermelhados (figura 3.24), onde o ambiente deposicional é do tipo fluvial entrelaçado, com transição para fluvial meandrante. Esta é correlacionada à Formação Urucuia, em Goiás (Braun, 1966).

Fig. 3.24 – Arenitos da Formação Exu. Afloramento na Serra do Periquito, E619139; N9053764.

Formando as coberturas superficiais presentes ocorrem na área, coluviões paleógenos (cobertura detrítica residual) e aluviões neógenos (cobertura superficial transportada, composta por areias, siltes, argilas e lentes conglomeráticas). Espacialmente, essas coberturas ocupam faixas bastante significativas, apresentam-se como extensas áreas irregulares que se distribuem por toda bacia, corroborando, muitas vezes, para dificultar o entendimento das relações de contato entre as unidades mais antigas, e a identificação dos traços estruturais do arcabouço da bacia, uma vez que acabam inumando essas superfícies.

Essas formações resultam da alteração e retrabalhamento dos sedimentos psamíticos das formações Tacaratu, Sergi, Candeias, São Sebastião e Marizal.

Nas encostas das serras Negra e do Periquito, é marcante a presença de significativo depósito detrítico (figura 3.25), constituídos por blocos de

tamanhos diversos, produtos da desagregação dos arenitos siliciclastos da Formação Exu, que capeia a sequência lacustre Aptiana da bacia de Jatobá.

A dinâmica intempérica atual na região estuda, influenciada pelas condições climáticas de semi-aridez vigente, resulta numa cobertura aluvionar areno-argilosa, que representando coberturas superficiais alóctones que margeiam os cursos de drenagem.

Nestas ribeiras e várzeas dão suporte físico para a ocupação antrópica, sendo produtos da pedogênese recente e corresponde as áreas de neossolos flúvicos e planossolos.

Fig. 3.25 – Detritos superficiais, depositados sobre encostas nas cercanias da serra do Periquito E619140; N9053765.

.

CAPÍTULO IV – MÉTODOS E TÉCNICAS

A metodologia e técnicas aqui estabelecidas buscou, por meio dos mapas, entender a integração dos dados, ou seja, como o controle estrutural e distribuição da litologia, condiciona e condicionou as unidades geomorfológicas, onde estão os afloramentos rochosos, perfis; e como a Geomorfologia pode ser inferida e interpretada.

4.1 Coleta de dados

A - Foram realizados levantamentos bibliográficos envolvendo, principalmente o conhecimento de cartografia geomorfológica, também o geológico atualizado sobre a Bacia de Jatobá, bem como de trabalhos relacionados ao embasamento que a circunda, com informações que viessem a constituir subsídios para o desenvolvimento dos estudos.

Três etapas de campo foram efetuadas. A primeira etapa com objetivo principal de reconhecimento geológico da área, com descrição macroscópica dos afloramentos encontrados, identificando os tipos litológicos, suas estruturas sedimentares e coleta de amostras para confecção de lâminas petrográficas.

B - No tratamento e manipulação dos dados, foi realizada a fotointerpretação de toda área, utilizando-se fotografias aéreas na escala de 1:70.000 de 1969 da SUDENE. Correlacionou-se os dados obtidos na fotointerpretação com o mapa geológico elaborado pela CPRM (Rocha e Leite, 1999) na escala de

1:250.000, projeção universal transversa de Mercartor. Com base nos resultados da fotointerpretação foi elaborado um mapa geológico preliminar.

Após a fotointerpretação da área, que foram realizadas a segunda e a terceira etapa de campo, com o objetivo de checar as unidades geológicas fotointerpretadas, além de coleta de novas amostras para confecção de lâminas petrográficas. Nestas fases de campo, procurou-se obter uma compreensão a respeito das relações o maior número possível de fácies representativas do preenchimento sedimentar da bacia, com o objetivo de definir os contatos das unidades geológicas.

Paralelamente aos resultados de campo, foram elaborados mapas morfoestruturais e geomorfológicos preliminares. Estes foram publicados em resumo expandidos que seguem apresentados em anexos, deste.

C – No cruzamento entre camadas de informação para: quantificação, produção, análise, melhoramento e validação do mapa geomorfológico utilizaram-se da possibilidade de sobreposição dos dados obtidos em camadas, tipo overlays, numa perspectiva integradora, onde, litologia, morfoestrutura e dinâmica intempérica definem o mod3elado atual observado.

D – Como material base foi utilizada a Folha de Poço da Cruz (SC.24-X-A-VI), da SUDENE, na escala de 1:100.000 (figura 4.1), como referência cartográfica para demarcação das áreas visitadas, e plotagem dos afloramentos. A localização dos afloramentos foi feita com base em coordenadas UTM, determinadas por GPS (figura 4.2).

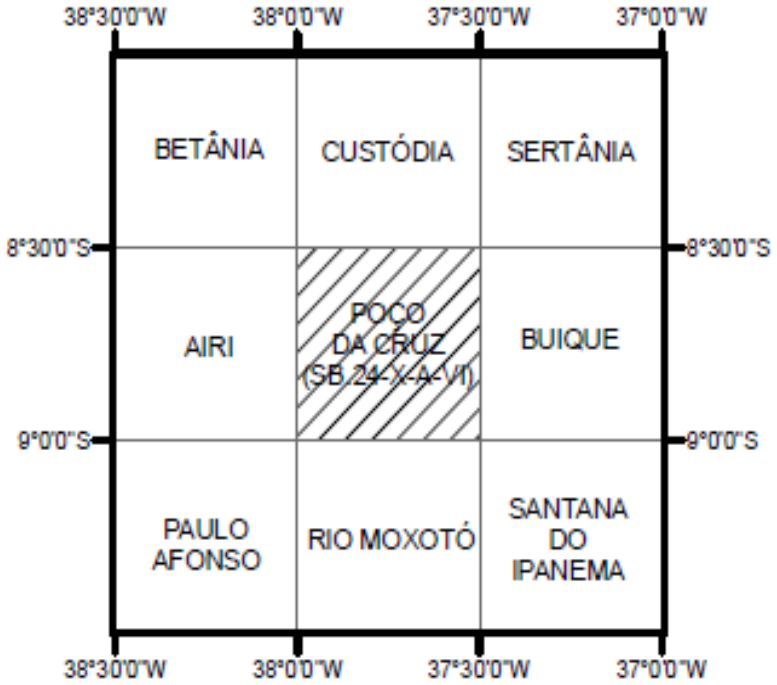

Fig. 4.1 – Articulação da Folha Poço da Cruz. Fonte Neumann (2011).

4.2 Análise sedimentológica e micropaleontólogica

As informações a respeito da litologia de superfície empregadas nos mapas, resulta da análise dos dados obtidos nos trabalhos de campo realizados durante o desenvolvimento da pesquisa e confrontados com os trabalhos sobre a área, anteriormente estudados.

18 unidades litoestratigráficas foram observadas na Folha Poço da Cruz, sendo 6 unidades do embasamento, 10 da bacia sedimentar de Jatobá e 2 utilizadas para designar coberturas cenozóicas. O embasamento está composto de 3 unidades do Paleoproterozóico e 3 unidades do Neoproterozóico.

Do calcário bioclástico encontrado em afloramento na Serra do Periquito e análise dos restos de matéria orgânica, nele, fossilizada. Foram produzidas duas lâminas delgadas estudadas com microscópio de varredura eletrônica

(MEV) objetivou-se assim, descrever e caracterizar os aspectos sedimentológicos e micropaleontógicos das amostras coletadas. Os procedimentos laboratoriais para analise micropaleontologica foram realizados nas instalações da PETROBRAS/UO-SEAL/EXP/SE. Para a caracterização foram utilizadas como referências as nomenclaturas de Dunham (1962) e Embry e Klowan (1971).

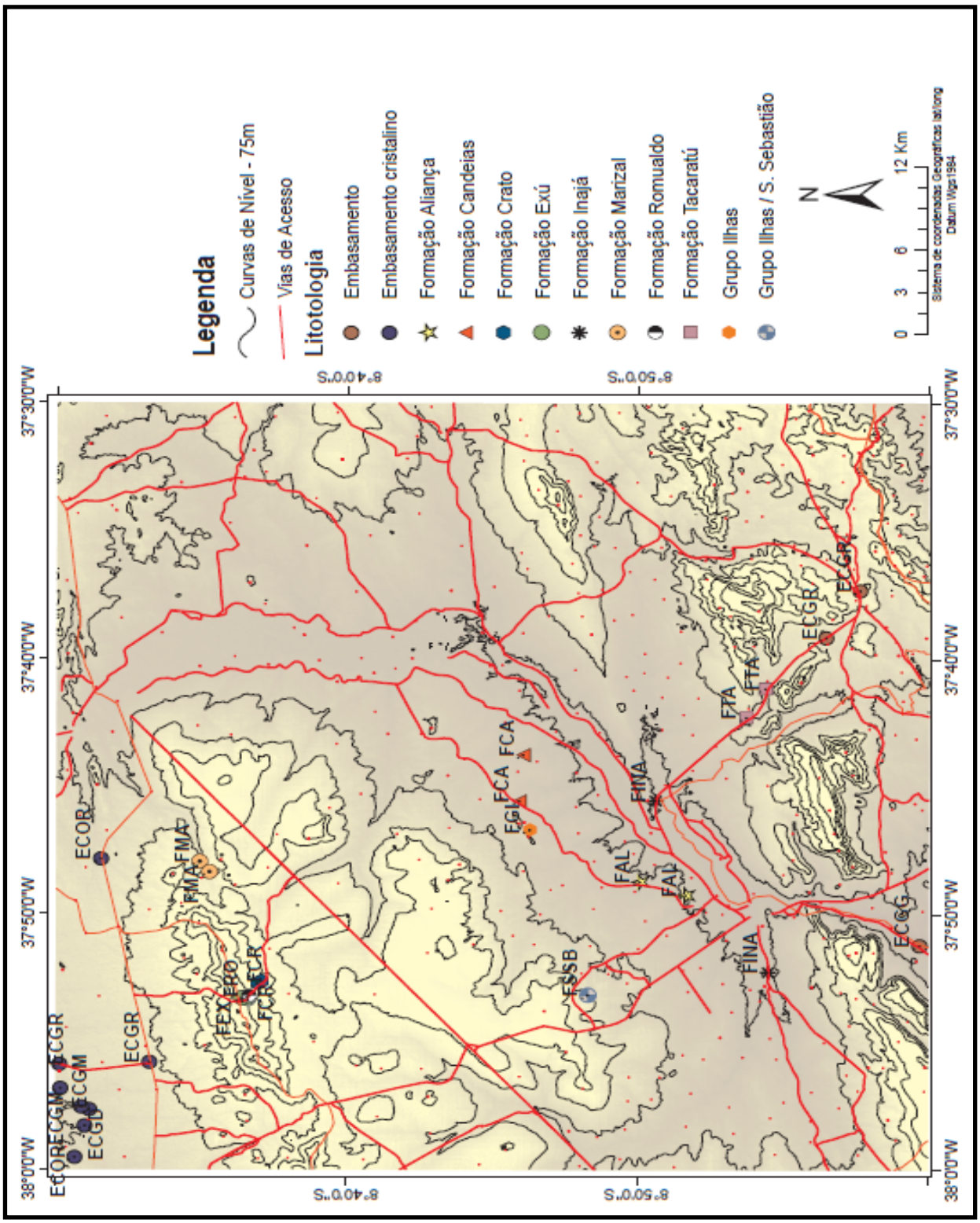

Fig. 4.2 – Mapa de Campo e localização dos Afloramentos investigados na Folha Poço da Cruz.

4.3 Modelagem numérica do terreno

A modelagem numérica do terreno foi realizada a partir de dados de imagens ASTER GDEM, VNIR (*Advanced Spacebone Thermal Emission and Reflection Radiometer and Global Digital Elevation Model*), e do SRTM (*Shutle Radar Topographyc Mission).*

Os dados ASTER GDEM, VNIR constituem informações altimétricas derivada do instrumento estéreo ao longo da orbita do Satélite TERRA - EOS (*Earth Observing System*) AM 1 (ENGESAT, 2011). Os dados ASTER GDEM corresponde a uma cobertura de cerca de 60 km por 60 km de área de terreno. A aquisição dos dados ASTER GDEM foi realizada no site disponível em: http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/ (acesso em: 30 de jan. 2011), os dados SRTM em: <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/>. Acesso em: 04 fev. 2010 e http://www.dpi.inpe.br/topodata/contato.php acesso em 01/2009.

Para a composição de toda a área de estudo, foi necessário baixar 02 dados SRTMs compatíveis com área das folhas na escala 1:250.000 do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), sendo a correspondente a: SC-24-X-A.

Após a conclusão das etapas anteriores, foram realizadas campanhas de campo, as mesmas do mapeamento, para verificar os mapas gerados pelos dados SRTM, utilizando o GPS e observações do relevo, mostrando-se extremamente satisfatórios para o estudo em questão.

Na última fase metodológica houve o melhoramento e validação do mapa geomorfológico por meio do cruzamento entre camadas de informação adquiridas da fase do inventário. No Mapeamento Geomorfológico se utilizou

as normas estabelecidas no manual técnico de Geomorfologia do IBGE (IBGE, 2009). Na geração do mapa morfoestrutural da Bacia de Jatobá.

A partir das análises visuais da base de dados formados pelo mapa geológico sobreposto aos dados de relevo identificaram-se as unidades geomórficas do terreno, estas unidades correspondem aos compartimentos e subcompartimentos do relevo pertencentes a uma determinada Morfoestrutura gerados a partir de alterações climáticas (Ross, 1992) e controles tectônicos.

Foi executada a aplicação das variáveis morfométricas, altimetria, declividade e formas do terreno em dados SRTM com resolução espacial de 30m extraídas automaticamente e disponíveis em Valeriano (2008). As representações desses resultados foram geradas no ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas) Idrisi Kilimanjaro v14.01, mantidos os mesmo valores de escala e coordenadas.

Todos os procedimentos técnicos realizados para este trabalho foram executados no software ArcGIS 9.3, disponível no Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco.

4.4 Mapeamento geomorfológico

Foram utilizadas as normas estabelecidas pela comissão de mapeamento da União Geográfica Internacinal – UGI (Demeck, 1972) baseados na amplitude e gradiente topográfico, seguindo as seguintes etapas:

a) análise visual das cartas geológicas e tectônicas de áreas em estudo (em escalas pequenas e grandes), com a transferência dos principais falhamentos para um mapa preliminar base;

b) análise visual de cartas topográficas, em iguais escalas (1:100.000), com o objetivo de se elaborar uma carta das rupturas tectônicas e das formas de relevo lineares, e uma carta dos elementos do relevo segundo seus atributos morfográficos e morfométricos;

c) elaboração de perfis geológico-geomorfológicos, com a intenção de se definirem níveis regionais e elaboração de uma estratigrafia das formas;

d) interpretação visual qualitativa de fotografias aéreas procurando especificar a gênese dos elementos do relevo;

e) levantamento de campo para teste e correção das interpretações, valorizando-se itinerários previamente definidos e utilizando-se, eventualmente, de sobrevôos no caso de áreas de difícil acesso. Nesta fase pode-se incluir coleta de materiais para posterior análise laboratorial;

f) integração da informação obtida em campo. A carta das formas de relevo resultante, considerando seus aspectos morfográficos e morfométricos, é revista, assumindo um caráter genético, dada a existência de elementos importantes para explicar a origem das formas e esculturação do modelado.

Como suporte também se recorreu as normas do manual técnico de Geomorfologia do IBGE (2009), no sentido de fornecer a identificação dos fatos geomorfológicos encontrados na área, relacionados à ação gradacional, à dissecação e feições residuais, bem como à ação tectônica. Esta classificação tem como base a utilização de critérios morfoestruturais, sendo considerada em uma primeira etapa de reconhecimento e identificação dos domínios morfológicos da paisagem.

As denominações taxonômicas utilizadas se referem, portanto, aos domínios morfoestruturais (grandes conjuntos estruturais, que geram arranjos regionais de relevo), às regiões geomorfológicas (grupamentos de unidades geomorfológicas que apresentam semelhanças resultantes da convergência de fatores de sua evolução), às unidades geomorfológicas (associações de formas de relevo recorrentes, geradas de uma evolução comum) e aos tipos de modelado (especificações referentes aos processos geomorfológicos predominantes).

A partir da análise da base de dados formada pelos mapas Geológicos e Estruturais (Brasil, 2001), modelagem numérica do terreno e trabalho de campo, foi utilizada metodologia recomendada pelo IBGE (2009) como também os pressupostos teóricos de Ross (1992), para a identificação das formações superficiais, obtiveram-se o mapa Morfoestrutural e Geomorfológico (figura 4.3).

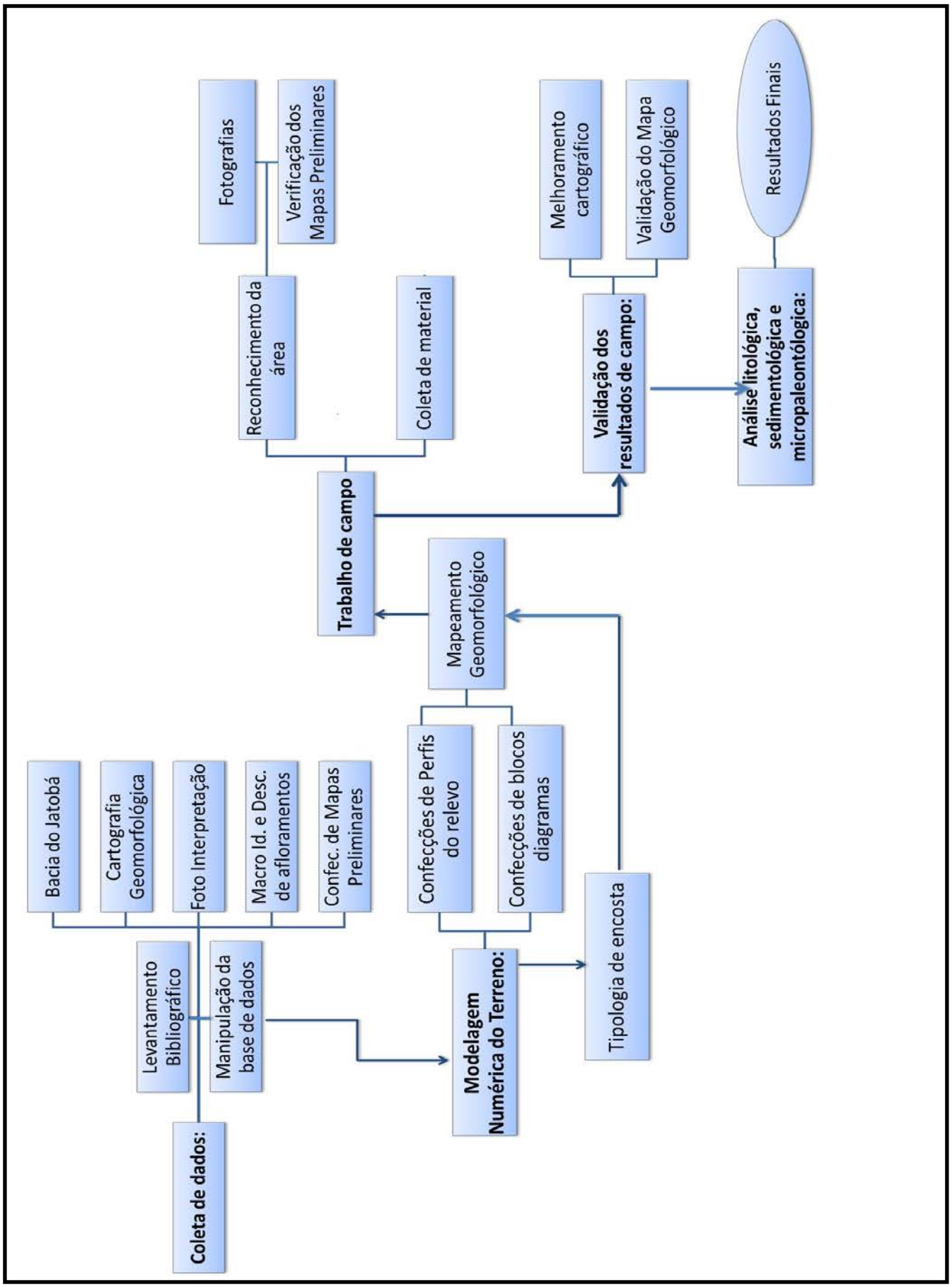

Fig. 4.3 – Resumo esquemático da realização da pesquisa.

CAPÍTULO V – APRESENTAÇÃO DOS DADOS E CORRELAÇÃO DOS RESULTADOS

5.1. Análise morfoestrutural da Folha Poço da Cruz (FPC)

As unidades morfoestruturais da Folha Poço da Cruz são representadas pela Bacia Sedimentar de Jatobá, Depressão Interplanáltica (Depressão Sertaneja), Pediplano Central e Pediplano do Baixo São Francisco (figuras 5.1 e 5.2).

A Bacia de Jatobá, que ocupa a porção central da folha mapeada, possui uma estruturação geral em meio-graben. Os estudos posteriores, sobretudo de gravimetria e de sísmica de reflexão, permitiram refinar este arcabouço, incluindo-se trabalhos detalhados que integraram os dados de superfície com os de geofísica (Correia, 1965; Magnavita, 1994; Peraro, 1995). O mapeamento atual identificou várias estruturas, umas já descritas em outras pesquisas e mapeamentos, outras no entanto novas.

A estrutura principal da bacia é a falha de Ibimirim, que limita a bacia ao norte com o embasamento Pré-cambriano, dando origem ao meio-graben principal da bacia. Essa falha é resultante da reativação da Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste e do Lineamento Pernambuco (ZCCCCN/LPE), a partir do final do Jurássico, que deu origem a uma falha normal de direção ENE-WSW, com bloco baixo a SSE. É importante destacar que a extensão do embasamento NW-SE, que originou a Bacia de Jatobá, produziu uma descontinuidade crustal de quase 40 km na horizontal, deslocando o traço do Lineamento Pernambuco nesta região. Esta

descotinuidade tem sido interpretada por alguns autores como uma descontinuidade desta estrutura no Pré-cambriano. Outra estrutura importante é a falha da Serra do Periquito, descrita originalmente por Magnavita (1994) e reconhecida por métodos geofísicos, que representa uma falha do tipo antitética, de direção paralela à falha de Ibimirim.

No mapeamento realizado neste trabalho, foi reconhecido um conjunto de falhas oblíquas ou transversais a esse sistema de falha principal – ENE-WSW, – que também são consideradas falhas estruturas importantes para o modelado da bacia (figura 5.1). As falhas escalonadas de direção N-S, que ocorrem sob as aluviões do Rio Moxotó, por exemplo, separam a Bacia em dois grandes compartimentos (figura 5.3, blocodiagrama): o conjunto de altos e baixos (*horsts* e *grabens*) da parte leste e sudeste da bacia, e o baixo de Ibimirim, a oeste (Neumann, 2011).

O sistema de blocos da parte leste e sudeste da Bacia, compreende o *graben* Passagem das Pedras, o *horst* Serra de Manari, o *graben* de Moxotó ou de Puiu, o *horst* Brejo do Prioré e o *graben* de Frutuoso (figura 5.1). Essas estruturas estão relacionadas de forma perpendicular à movimentação de falhas antitéticas e sintéticas, em relação à falha de Ibimirim, de caráter extensional ou transtracional, sendo as mais importantes as falhas de Manari, Moxotó e Angico, já mapeadas anteriormente por Santos (1999). As falhas ao sul constituem um sistema escalonado, de direção ENE-WSW, com blocos altos sucessivos na porção SSE, promovendo a elevação das formações inferiores da bacia, inclusive do embasamento Pré-cambriano. Elas formam meio-grabens com as camadas sempre mergulhando para NNW, a semelhança da estruturação maior da Bacia.

No entanto, o *graben* de Frutuoso apresenta uma peculiaridade em relação às demais estruturas: a seção paleozóica aflora na parte norte do *graben*, sugerindo a simetria de um típico *graben*, onde na borda de menor profundidade afloram a rochas que apresentam maior proximidade ao embasamento.

O afloramento de uma estreita faixa da Formação Tacaratu, ao longo da Falha de Ibimirim, exemplifica esse contexto, é documentado pela ocorrência dos típicos arenitos fluviais desta unidade e de brechas aptiana, com seixos dos granitóides da Suíte Vila Moderna, indicando que as fontes dos sedimentos provem da ZCCCN/LPE e não do TPA, que é a fonte geralmente aceita para os sedimentos desta Formação. Trata-se de uma descoberta inédita e que precisa ser melhor investigada em termos da análise estrutural da Bacia, mas também quanto ao seu significado geodinâmico.

A falha de Umbuzeiro limita o *graben* de Passagem das Pedras e afeta também o embasamento precambriano, sendo reativação de uma zona de cisalhamento ediacarana, de caráter transcorrente sinistral (figura 5.1). Outra falha que afeta tanto a Bacia, quanto o embasamento precambriano, é a falha de João Correia, de características similares à falha de Umbuzeiro.

O Baixo de Ibimirim é limitado pelo sistema escalonado de falhas NNW-SSE do Rio Moxotó, a leste, e pela falha de Ibimirim, a norte, representando o meio-graben central da Bacia (figura 5.1). Este meio-graben inclina-se em direção à falha de Ibimirim, onde localiza-se o depocentro da Bacia, com mais de 3km de profundidade. A falha da serra do Periquito é uma falha antitética detectada em seções sísmicas (Magnavita, 1994), que foi confirmada pelas investigações no campo. As falhas e estruturas rúpteis associadas a essa

estrutura demonstram que a tectônica extensional da Bacia de Jatobá contribuiu com reativações tectônicas no tipo de modelado da seção superior do Cretáceo, através dos maciços e morros estruturais presentes nas bordas da Bacia de Jatobá.

A Depressão Interplanáltica (Depressão Sertaneja) foi desenvolvida sobre o terreno Alto Moxotó que exibe uma trama gnáissica-migmatítica de idade neo Proterozóica, de acordo com datações disponíveis nos complexos Floresta e Sertânia (Brito Neves et al. 1975; Santos e Brito Neves 2004), sendo deformada pela tectônica de reativação impressa pela zona de cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste/Lineamento Pernambuco (ZCCCN/LPE), que é de idade ediacarana e possui uma orientação ENE-WSW, presente na porção noroeste da folha.

O Complexo Floresta ocorre no núcleo de um domo gnáissico, aqui denominado de domo gnáissico Feliciano-Mulungu, aproveitando nomenclatura utilizada por Santos (1977), figura 5.1. A parte externa dessa estrutura é ocupada pelo Complexo Sertânia (Santos, 1971; 1977), estrutura que é melhor exposta nas folhas Custódia e Sertânia, respectivamente a N e NE da folha Poço da Cruz. Na área aqui estudada, aparecem apenas os flancos NW e SE dessa estrutura.

O flanco SE do domo gnáissico é tangenciado pela ZCCCN/LPE, de cinemática transcorrente dextral, ocorrendo uma faixa milonítica onde os complexos Floresta e Riacho do Tigre são imbricados tectonicamente (figura 5.1). O flanco NW do domo gnáissico é tambem tangenciado por uma zona de cisalhamento transcorrente, Trata-se da ZC transcorrente sinistral, que ocorre no limite entre os complexos Floresta e Sertânia. Neste local os milonitos de

alto grau afetam ortognaisses leucocráticos, ricos em plagioclásio, que podem corresponder à Suite Riacho das Lajes, de natureza trondhjemítica, descrita por Santos (1995).

O Pediplano Central, e por fim, o Pediplano do Baixo São Francisco, foram desenvolvidos sobre o terreno Pernambuco-Alagoas que possui um padrão estrutural completamente distinto dos compartimentos anteriores. O primeiro aspecto a ser destacado é de natureza litológica, porque há um predomínio absoluto de batólitos graníticos e estreitas faixas migmatíticas, correspondentes aos granitos brasilianos e ao Complexo Belem do São Francisco, respectivamente. A maior diferença, porem, é de caráter estrutural, porque essas unidades ocorrem em estruturas homoclinais de médio a baixo ângulo, sendo pouco importantes as estruturas ligadas à tectônica transcorrente brasiliana (Neumann, 2011).

Distinguem-se três batólitos graníticos que ocorrem como intrusões concordantes em meio aos migmatitos do Complexo Belem do São Francisco, distribuídos nas direções E-W a NW-SE, são eles: os batólitos graníticos de Cercadinho, Manari e Poço Branco, em que tanto a foliação das encaixantes, quanto as foliações de fluxo nas margens dos plútons, mergulham para NE e NW (figura 5.1). Há uma única exceção a esse comportamento geral, no qual os mergulhos das foliações dirigem-se para W e SW, na região entre Poço Branco e Manari, desenvolvendo-se uma estrutura antiformal na margem do batólito de Poço Branco (Neumann, 2011).

A presença desses corpos graníticos concordantes, com faixas migmatíticas, frequentemente mergulhando sob os corpos graníticos tabulares sugere a existência de uma tectônica contracional ou extensional, a depender

do transporte tectônico, se acima ou abaixo do mergulho da foliação (Neumann, 2011). Os mergulhos da foliação variam de 20 a 65°, com predomínio de mergulhos em torno dos 30°, mas não foram observados elementos estruturais que comprovassem o mecanismo da movimentação das possíveis zonas de cisalhamento. Considerando-se que o terreno ou maciço Pernambuco-Alagoas faz parte da Subprovíncia Meridional e que o mesmo pode representar a parte interna da Faixa Sergipana, é de se esperar que esse arranjo faça parte da tectônica contracional com transporte para sul dominante nessa faixa (Neumann, 2011). Sampaio (2005) e Mendes (2008), entretanto, descrevem também segmentos do TPA onde aparecem zonas de cisalhamento contracionais com transporte para NW.

Duas zonas de cisalhamento de pequena expressão, com direções NE-SW, deformam esse conjunto geral. São as zonas de cisalhamento de Umbuzeiro e de João Correia. Essas ZC’s possuem uma faixa estreita de deformação, onde não foram observados critérios cinemáticos no campo que definissem a sua cinemática, principalmente, porque elas foram reativadas como falhas extensionais durante a estruturação mesozóica da Bacia de Jatobá. Todavia, desvios observados nos contatos e foliações sugerem que se tratam de ZC’s transcorrentes sinistrais estas são destacadas nas porções sul e sudeste da folha.

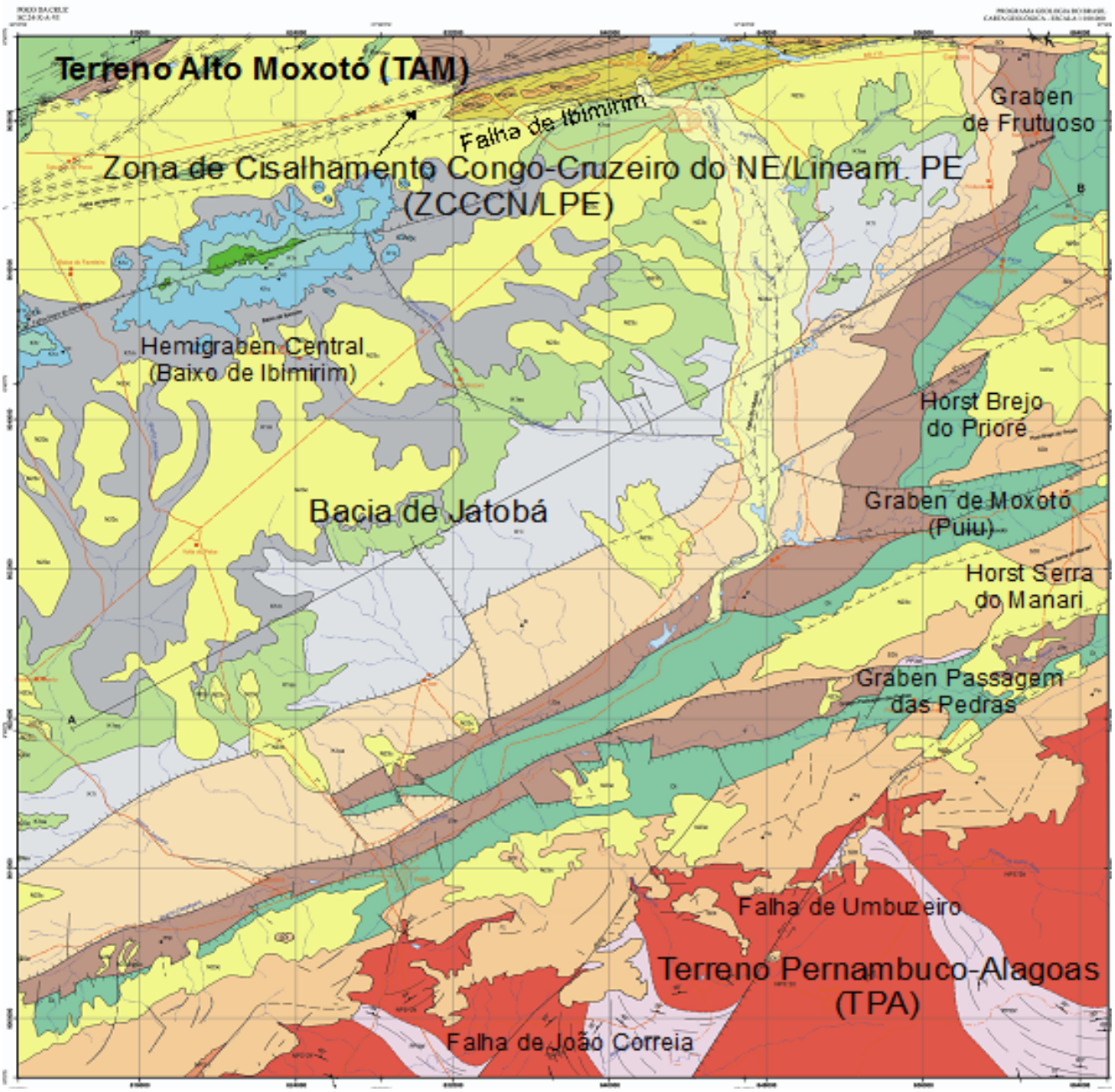

Fig. 5.1 – Principais elementos estruturais da Folha Poço da Cruz. Fonte: Neumann (2011).

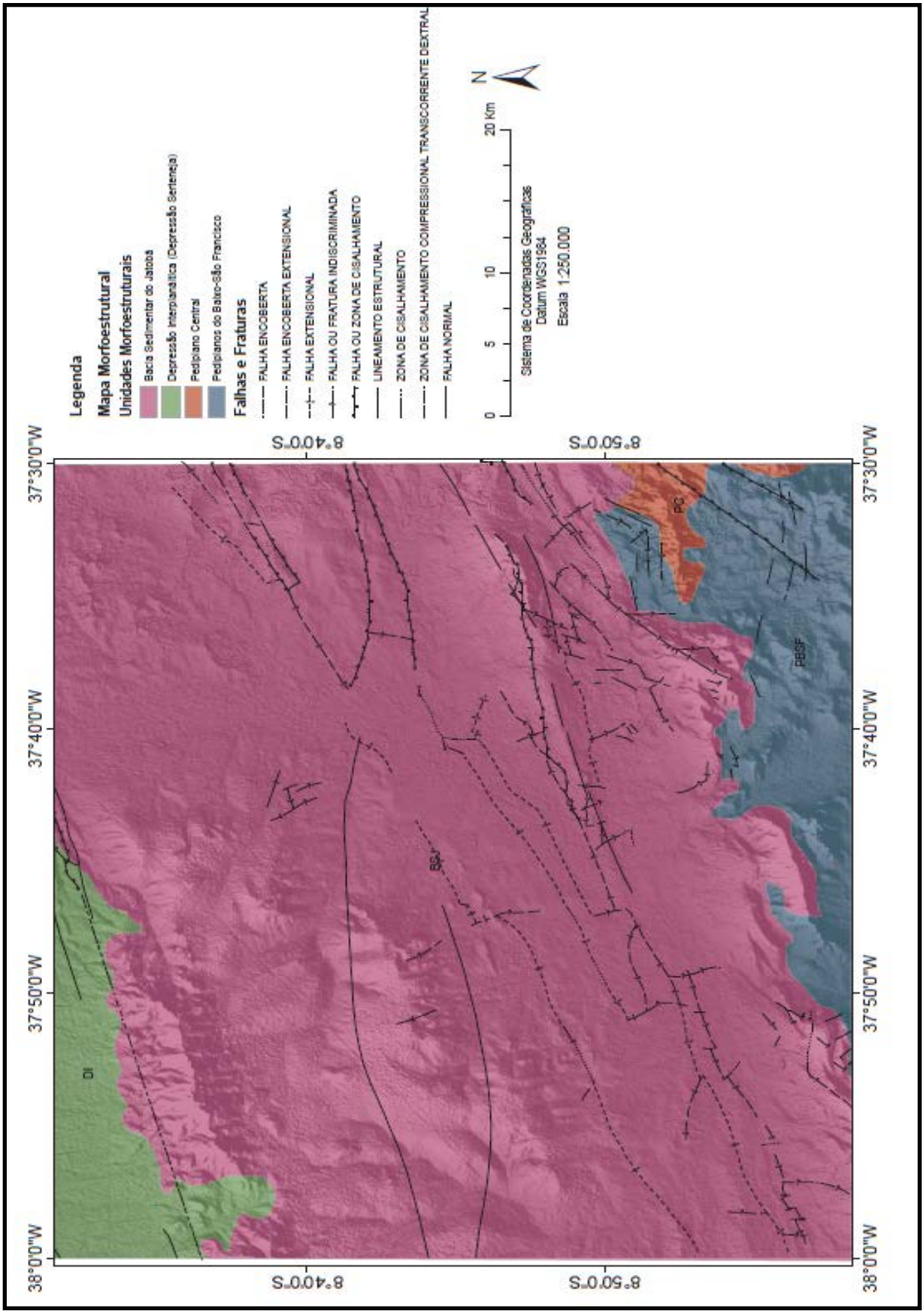

Fig. 5.2 – Mapa morfoestrutural da Folha Poço da Cruz. Dados compilados – Rocha (2001) e Neumann (2011).

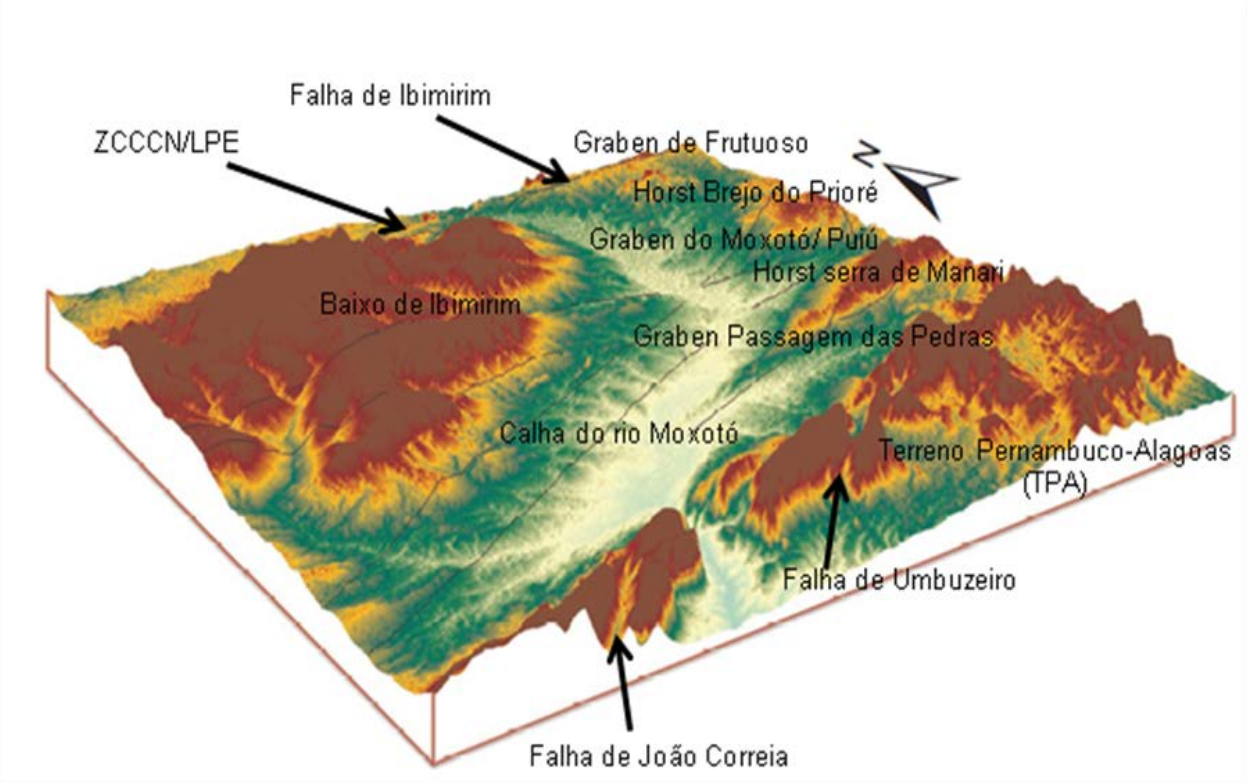

Fig. 5.3 – Bloco diagrama da Folha Poço da Cruz, obtidos a partir de dados SRTM.

5.2 Relevo sombreado e análise da textura da imagem SRTM

Na análise da morfologia superficial da Folha Poço da Cruz (FPC), buscou-se entender em associação e interação, dos contextos e possibilidades de influências das unidades morfoestruturais, condicionantes ambientais vigentes, comportamento normal climatológico, das quais resultam as possíveis variações de unidades morfoesculturais que estruturam essa paisagem, aqui referida.

A partir dos padrões texturais da imagem em relevo, sombreado da FPC, percebe-se que, aparentemente, esta acaba por representar o estado da morfologia do terreno, em análise. Assim, torna-se possível tecer algumas

considerações sobre o modelado superficial dessa abrangência (ver figura 36). Nota-se de forma evidente a existencia de três padrões texturais, assim estão presentes: um padrão onde a da textura é de baixa rugosidade, lisa. Isto indica um modelado com predominância de superfícies planas, aplainadas ou suavemente onduladas. Estas variações estão presentes nas porções centrais e parte superior esquerda, no canto da área. Uma textura de intensidade mediana, rugosidade com aumento do agrupamento textural, ocorre na porção lateral esquerda da mesma, indicando a existências de superfícies com ondulações marcantes, isso se torna indicador de terrenos movimentados, controlados por elementos e fatores estruturais. Por fim, a rugosidade mais intensa é indicada pelo padrão textural maior e mais agrupado, isto indica morfologia de maior movimentação, onde o relevo pode apresentar maior vigor morfológico e morfométrico que é representado pela densidade da drenagem.

5.3 Análise e detalhamento do modelado superficial da área da FPC

Cabe aqui salientar que na imagem ocorrem dois compartimentos que seguem esse padrão textural, estando assim individualizados em relação aos outros. O primeiro, no canto ou lateral superior esquerdo da imagem, setor NW, tem comportamento de um bloco único que pode ter sido atacado de forma mais eficiente pelos agentes modeladores da superfície, se constituindo em um testemunho dos processos denudacionais e agradacionais ocorridos no Neógenona. Ocorrem evidentemente os controles favorecidos pelos condicionantes estruturadores.

No segundo caso o modelado apresenta maior variedade de formas e compartimentos morfológicos, há um agrupamento linear de cristas, ou topos fortemente ondulados, dos quais as laterais, encostas apresentam mergulho proeminente em direção ao centro da imagem, que no caso é representado morfoestruturalmente pelo trecho da Bacia de Jatobá mapeada na FPC. Esses mergulhos se assemelham a caimentos de *fronts* típicos de relevo cuestiforme em suas depressões ou vales subseqüentes. Além desses limites esse caráter, de morfologia fortemente ondulada é seguramente garantido pela ocorrência dos terrenos do embasamento que nessa porção corresponde ao PE-AL.

A análise do padrão de drenagem sugere que no primeiro exemplo, recorte 01 (amarelo) na figura 5.10, se encontra instalado sobre terrenos do tipo de acumulação de materiais detríticos, seguindo um padrão entrelaçado, com canais sobrepostos, num arranjo confuso e sinuoso, onde é difícil identificar a existência e sentido do canal principal, que nas condições regional de semi-aridez recebe fluxo superficial de água apenas quando das ocorrências das chuvas, na área da FPC. Esse é um comportamento típico de um padrão do tipo plaino aluvial (ver figura 5.4) em região semiárida.

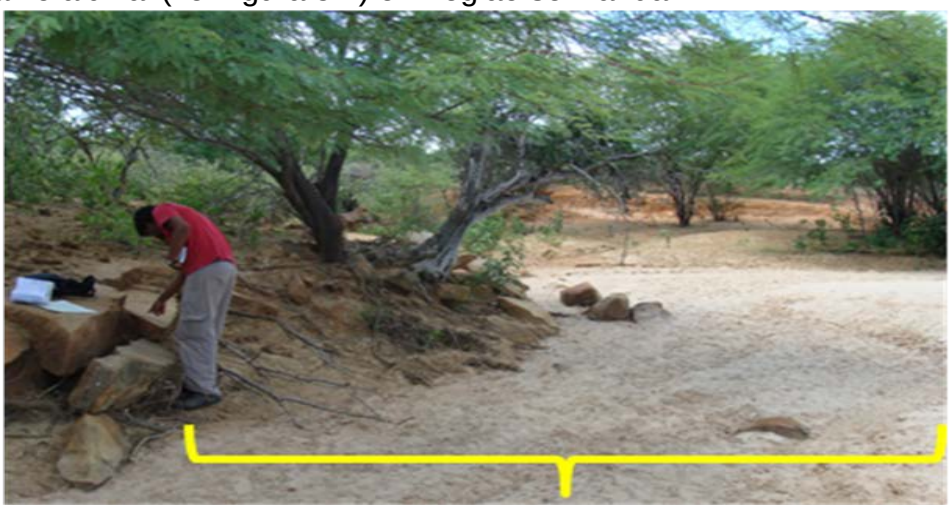

Fig. 5.4 – Exemplo do leito de uma linha de drenagem intermitente no plaino aluvial do Moxotó.

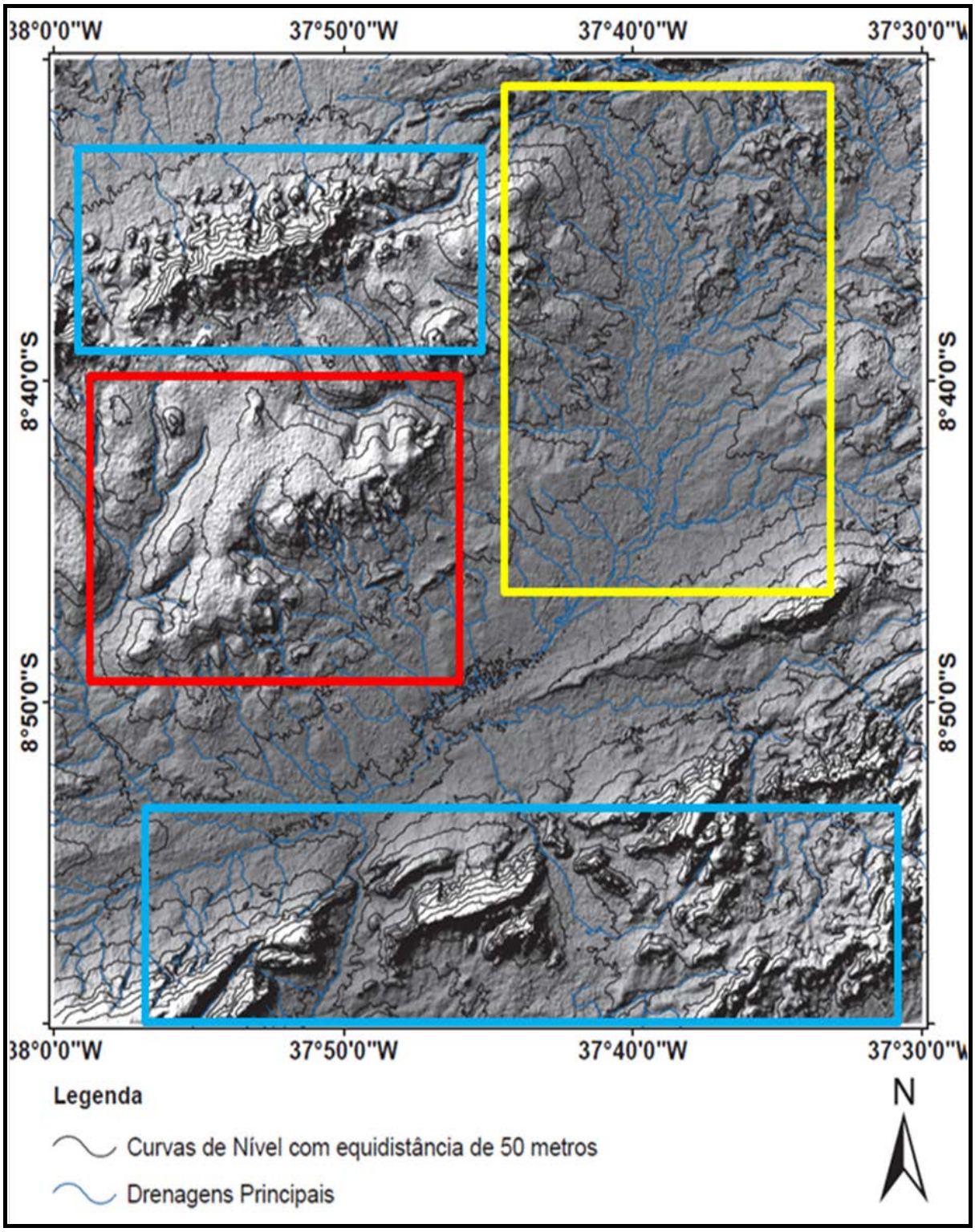

Fig. 5.10 – Folha Poço da Cruz em relevo sombreado. Os retângulos indicam as áreas que a análise morfoestrutural foi feita em detalhe.

No segundo recorte, em vermelho (figura 5.10), os canais de drenagem encontram-se encaixados sobre as encostas com incisões de primeira ordem que desde os anfiteatros e cabeceiras transpõem os compartimentos e individualizam unidades significativas da superfície que se assemelham a extensas encostas, rampas de coluvionamento, extensos pedimentos inumados por significativo pavimento detrítico (figura 5.5).

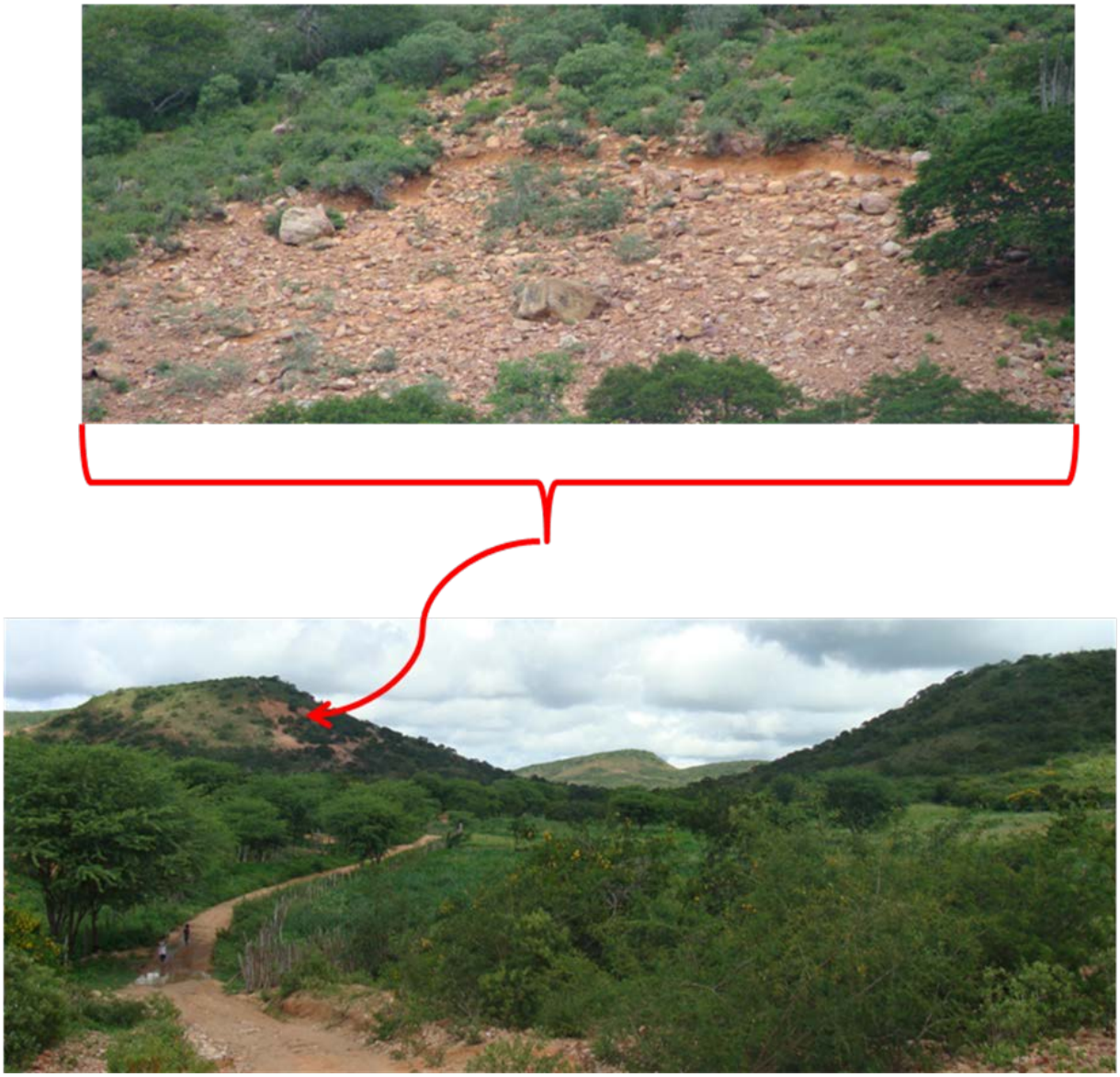

Fig. 5.5 – Visualização de encosta com cobertura detrítica e pedimento detrítico nas proximidades da serra do Periquito.

Do terceiro e quarto recorte, em azul (figura 5.10), as unidades morfológicas apresentam uma movimentação maior do relevo com forte interferência tectônica. Esse pode ser subdividido em dois compartimentos individualizados por texturas diferentes, na porção norte sob a influência da ZCCCN/LPE e a falha de Ibimirim com drenagem de primeira ordem encaixada sobre os contrafortes, escarpas e anfiteatros da serra do Periquito (figuras 5.6 e 5.7).

Fig. 5.6 – Visualização de maciço estrutural orientado pela falha de Ibimirim, borda falha da Bacia de Jatobá. A seta maior indica posicionamento do rejeito da falha e as menores o direcionamento do fluxo gravitacional. Fotografia das proximidades do riacho do Diogo, localidade de Campos.

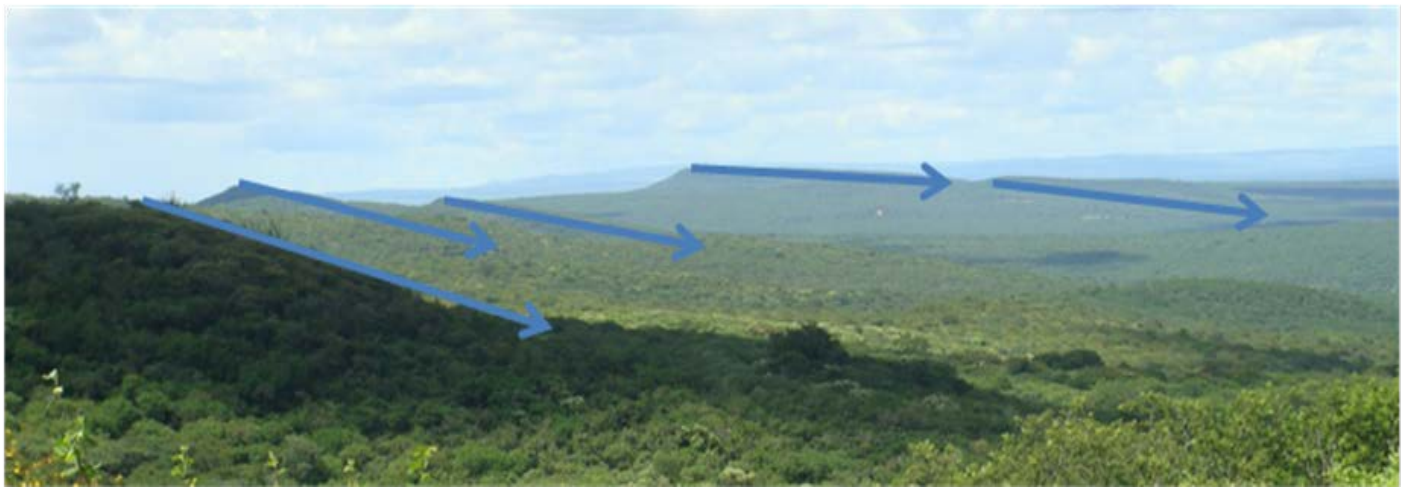

Fig. 5.7 – Visualização do padrão de caimento das encostas coberta por detritos e pedimento detrítico, as setas indicam direção do fluxo para o depocentro de Ibimrim, perspectiva a partir da serra do Periquito.

Os padrões de caimento da porção sul da FPC tem a drenagem orientada pelo sistema de falhas da borda flexural esta situação pode ser exemplificada pelas falhas de João Correia, do Umbuzeiro e o boqueirão do Moxotó, o padrão é subseqüente ao mergulho litológico oferecendo evidência para uma morfologia na forma de relevo de *cuesta* (figuras 5.8 e 5.9).

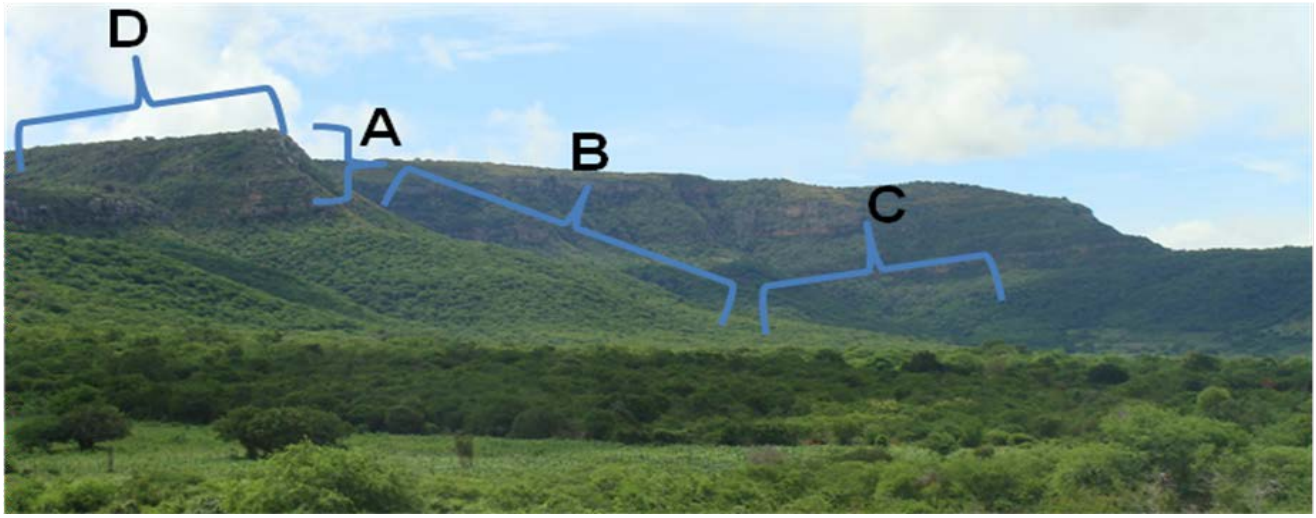

Fig. 5.8 – Visualização de morfologia tipo *cuesta,* seguindo as indicações tem-se: A – *cornija,* B – frente da *cuesta,* C – vale subseqüente e D – reverso da *cuesta,* proximidades do riacho de Manari e localidade de passagem das pedras, Manari.

Fig. 5.9 – Visualização do padrão dos maciços estruturais e pedimento dissecado, modelados a partir dos arenitos da Formação Tacaratu, as setas indicam direção do fluxo para o interior da bacia, proximidades do riacho Parafuso, Manari.

5.4. Perfis topográficos

Para refinamento e melhor definição das unidades morfoesculturais foram produzidos quatro perfis topográficos amostrais, assim identificados: A-B, C-D, E-F e G-H (figuras 5.11, 5.12, 5.13 e 5.14). Nestes perfis é possível identificar nove unidades individualizadas (ver figura 5.15) a partir da ruptura do ponto de inflexão, *nickpoint*, seguindo a variação altimétrica do MDE.

No perfil A-B (ver figura 5.11), podem-se individualizar três unidades morfológicas das quais seguem destacadas suas respectivas identificações conforme elenco de padrões adotados: 2 – Pedimento Dissecado, 3 – Encostas com Coberturas Detríticas e 4 – Morros testemunhos.

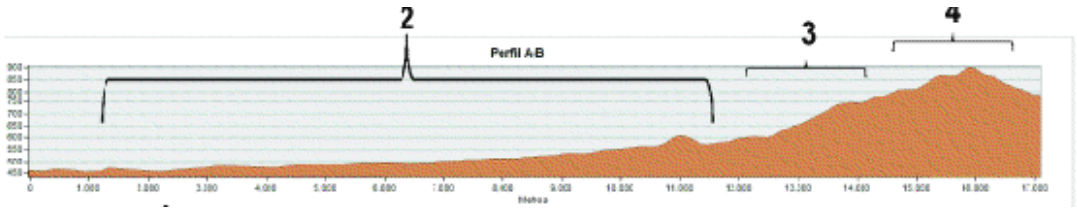

Fig. 5.11 – Perfil topográfico A-B, sentido terreno alto Moxotó, borda falhada, complexo testemunho da serra do Periquito no interior da bacia.

Para o perfil C-D (figura 5.12) foram identificadas quatro unidades: 4 – Morros Testemunhos, 3 – Encostas com Coberturas Detríticas, 8 – Terraço Fluvial do Moxotó e 9 – Plaino Aluvial do Moxotó.

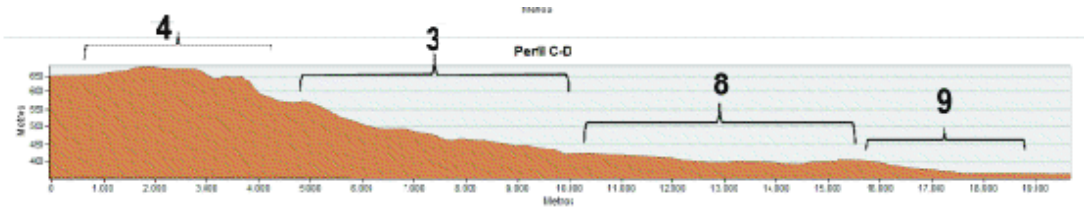

Fig. 5.12 – Perfil topográfico C-D, sentido morros testemunhos, plaino aluvial.

No perfil E-F (figura 5.13) foram individualizadas as quatro unidades seguintes: 2 – Pedimento Dissecado, 3 – Encostas com Coberturas Detríticas, 4 – Morros Testemunhos e 5 – Maciços Estruturais.

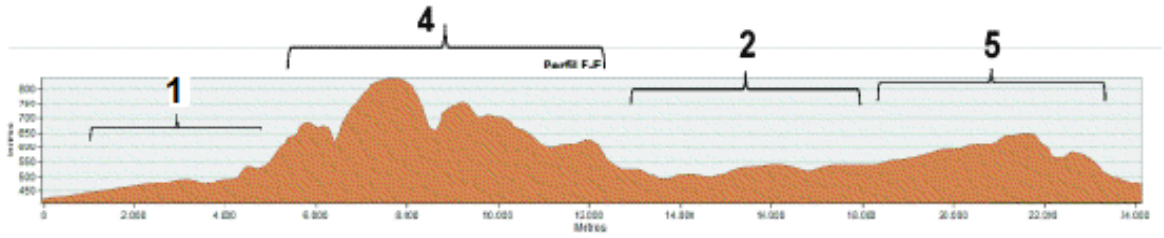

Fig. 5.13 - Perfil topográfico E-F, sentido pedimento detrítico, interior da bacia, maciços estruturais borda flexural da bacia.

Na seqüencia do G-H (figura 5.14), são cinco unidades, a saber: 9 – Plaino Aluvial do Moxotó, 8 – Terraço fluvial do Moxotó, 1 – Pedimento Detrítico, 3 – Encostas com coberturas Detríticas e 5 – Maciços Estruturais.

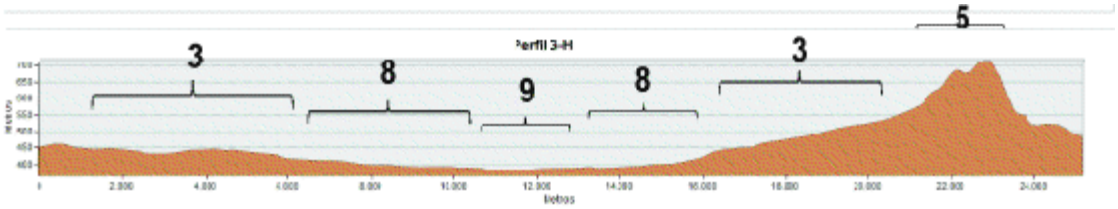

Fig. 5.14 - Perfil topográfico G-H, sentido pedimento detrítico, interior da bacia margem direita do rio Moxotó, maciços estruturais borda flexural.

Os perfis topográficos marcam a paisagem como unidades diferenciadas entre os Morros Testemunhos e os Maciços Estruturais. O primeiro caso diferenciado é representado pela serra do Periquito que guarda os registros de sedimentação cretácica da Bacia de Jatobá. Este morro testemunho comporta-se na paisagem como um platô residual dissecado. Tem na Formação Exú, quando preservada, o capeamento que oferece resistência aos agentes intempéricos, de modelagem, que aplainam as superfícies, retardando este retrabalhamento contínuo desses remanescentes. Destes arenitos são

produzidos os clástos, terrígenos, que encobrem as encostas e coaslecem dando origem ao pedimento detrítico localizado no interior da bacia.

Em seguida assumem destaque os maciços residuais que representam o controle e condicionamento litológico estabelecido pela ocorrência do embasamento e herança tectônica expressa pelo *trend* de falhas. Respectivamente estas unidades estão localizadas na borda falhada e borda flexural da bacia. Das superfícies orientadas em direção ao talvegue do Moxotó ressalta-se a sua singularidade enquanto *cuesta*, pois não há evidência na paisagem de seu conjunto em completo, o que se apresenta conservado são a sua porção frontal, a depressão subseqüente e a cornija, seu capeamento de topo. De uma forma geral essa unidade é constituída pela variação das fácies dos arenitos ora friáveis ora marcadamente falhados e silicificados da Fomação Tacaratu.

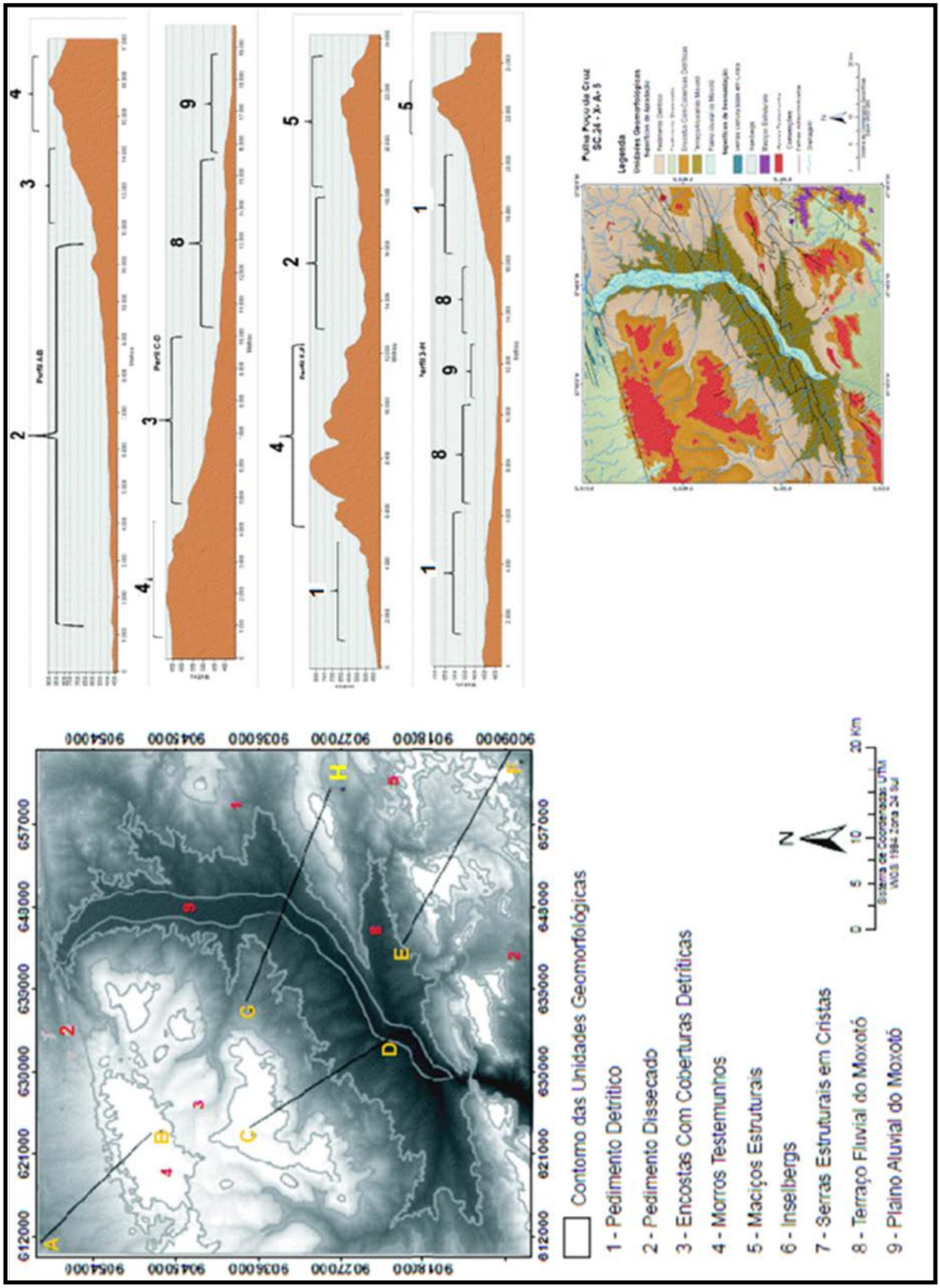

Fig. 5.15 – Conjunto de perfis topográficos traçados no MDE da Folha Poço da Cruz.

5.5 - Formas geométricas e classificação das vertentes

Na área de estudo as vertentes retratam uma evolução influenciada pela ação climática e a interação com a litologia ocorrente. A litologia constitutiva é dos sedimentos mesozóicos da Bacia de Jatobá, onde na área noroeste, as vertentes se desenvolvem a partir dos topos de morros testemunhos, sendo na área a sudoeste, desenvolvidas a partir dos remanescentes da Formação Tacaratu e do embasamento cristalino.

Essa unidade vai da quebra de relevo dos morros testemunhos, das cristas e maciços residuais até os limites com os vales e talvegues da drenagem que domina a Folha Poço da Cruz. Os declives suavizados predominam nas áreas que estão voltadas para o plaino aluvial onde os principais cursos d`água da área tem estabelecido o nível de base regional.

Nessas áreas, observa-se a ocorrência de rampas de colúvio, que se comportam como segmentos suavizados das vertentes, formados por acumulação de detritos provenientes do topo ou parte superior da vertente, comportam-se como segmentos erosivos e deposicionais.

As vertentes foram classificadas quanto as suas formas, pela combinação das curvaturas dos perfis e das superfícies (figura 2.1), resultando em nove arranjos geométricos das formas convexas, retilíneas e côncavas, apresentadas no mapa de curvaturas das figuras 5.16 e 5.18, cujo detalhamento pode ser visto nas figuras 5.17 e 5.19.

Os tipos côncavos, retilíneos, convexos e convergentes assemelham-se ao primeiro grupo, contudo apresenta um estrato superior, Formação Exú, de espessura mais delgada. Formando uma escarpa menos proeminente. Por

outro lado a média encosta também apresenta um perfil mais suave com maior acumulação de clastos. Este tipo de encosta ocorre na face Sul da serra do Periquito.

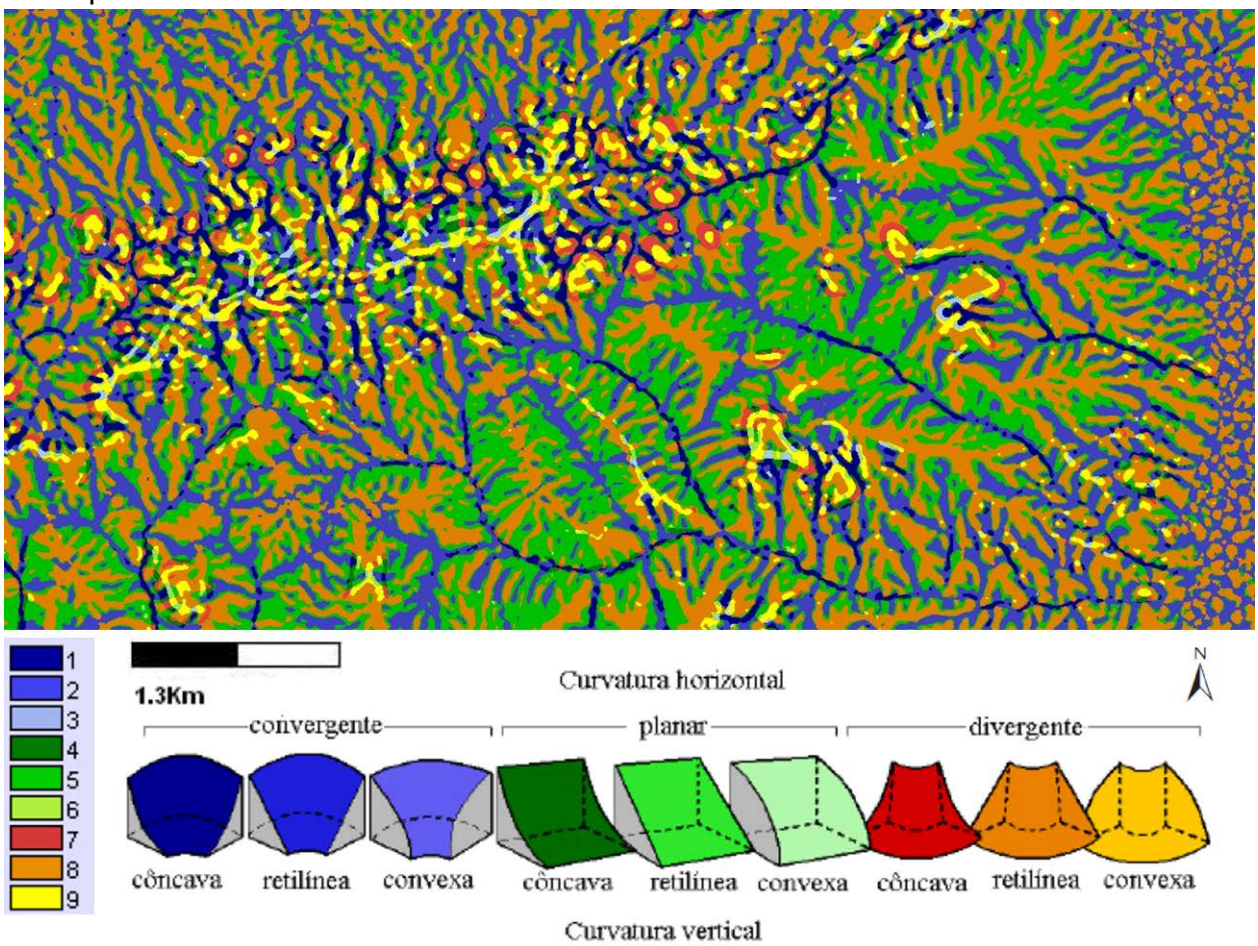

Fig. 5.16 - Classificação das vertentes da Folha Poço da Cruz. Detalhe da borda falhada, proximidades da serra do Periquito, a legenda segue numeração e cores da paleta FT, Valeriano (2008).

Este tipo de encosta tem o seu trecho inferior, o que na literatura se definiu como rampa de colúvio composto por depósitos de *talus* (*boulder colluvium*) com fragmentos oriundos tanto do arenito superior quanto do próprio Grupo Santana. Estes depósitos de encostas repousam sobre o substrato da Formação Marizal ou diretamente sobre o embasamento cristalino. As formas de encostas com esses tipos de formas correspondem àquelas onde predominam a unidade de vertente 4, ou escarpa com ângulo mínimo de 450

de Dalrymple (1968), sob influência dos processos de desagregação mecânica, sobretudo desmoronamentos e deslizes por solapamento da base.

Duff (1995) afirma que o ângulo e a forma da vertente são controlados pela natureza dos materiais que as formam assim como pelos processos que atuam sobre elas. Desta forma este autor classifica o tipo de vertente acima descrito como tipo misto. Destaca que acima da linha de exsudação a vertente é nitidamente limitada pelo intemperismo, ou seja, caracteriza-se por taxas potenciais detransporte que excedem as taxas reais de erosão. Tais vertentes são comuns em litologias resistentes em ambientes com baixas taxas de erodibilidade. Por outro lado a média e baixa encosta caracterizam-se por alta produção de detritos e pela incapacidade dos movimentos de massa e fluxos superficiais para removê-los fora do sistema. Tal situação é típica das encostas estruturadas em sedimentos inconsolidados com perfil suave convexo-côncavo, sendo definidas como encostas limitadas pelo transporte.

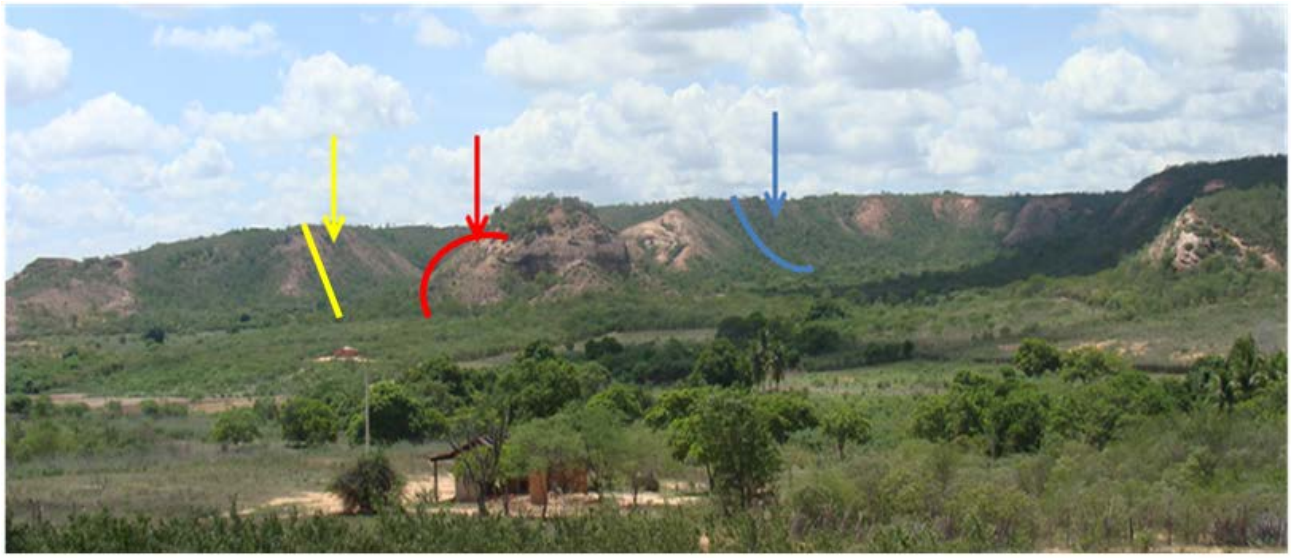

Fig. 5.17 - Formas das vertentes: convexa (seta em vermelho), côncava (seta em azul) e retilínea (seta amarela). Localidade ao Sul do povoado de Campos.

As condições de curvatura horizontal planar definem-se nos setores do platô sedimentar e das cristas residuais onde o segmento superior, escarpado,

da encosta estrutura-se sobre uma camada fina de sedimentos permeáveis, que esboçam apenas sob a forma de uma *cornija* (figura 5.18). Desta maneira o segmento da média e baixa encosta, correspondentes às unidades de vertente 5 e 6 de Dalrymple (1968) – declive intermediário de transporte e sopé coluvial, respectivamente, predominam no perfil da encosta. A maior extensão desses dois segmentos permite a dissecação da vertente por uma rede de drenagem mais hierarquizada.

Os tipos côncavos, retilíneos, convexos e divergentes são identificados por um segmento superior escarpado, formado pelo espesso pacote de arenitos permeáveis da Formação Exu e dos fortemente silicificados da Formação Tacaratu.

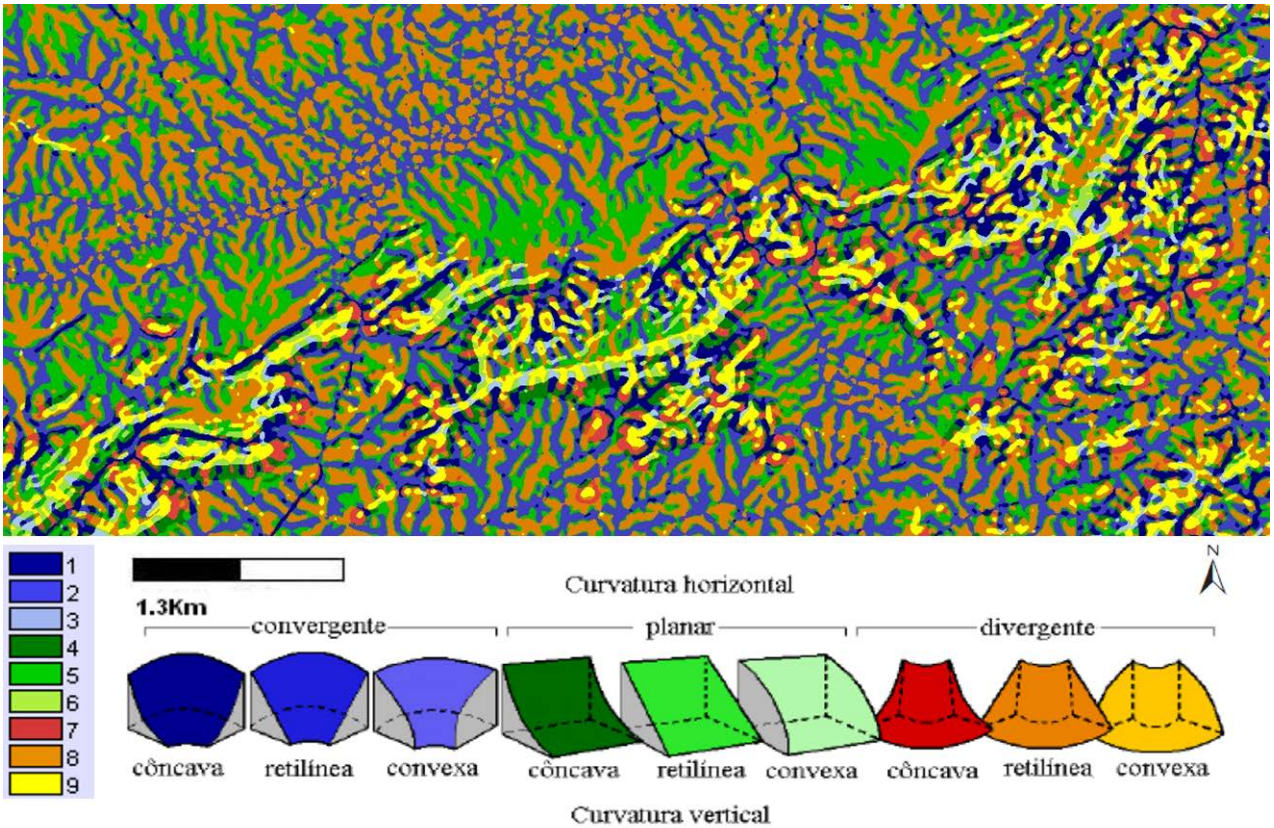

Fig. 5.18 - Classificação das vertentes da Folha Poço da Cruz. Detalhe da borda flexural, a legenda segue numeração e cores da paleta FT, Valeriano (2008).

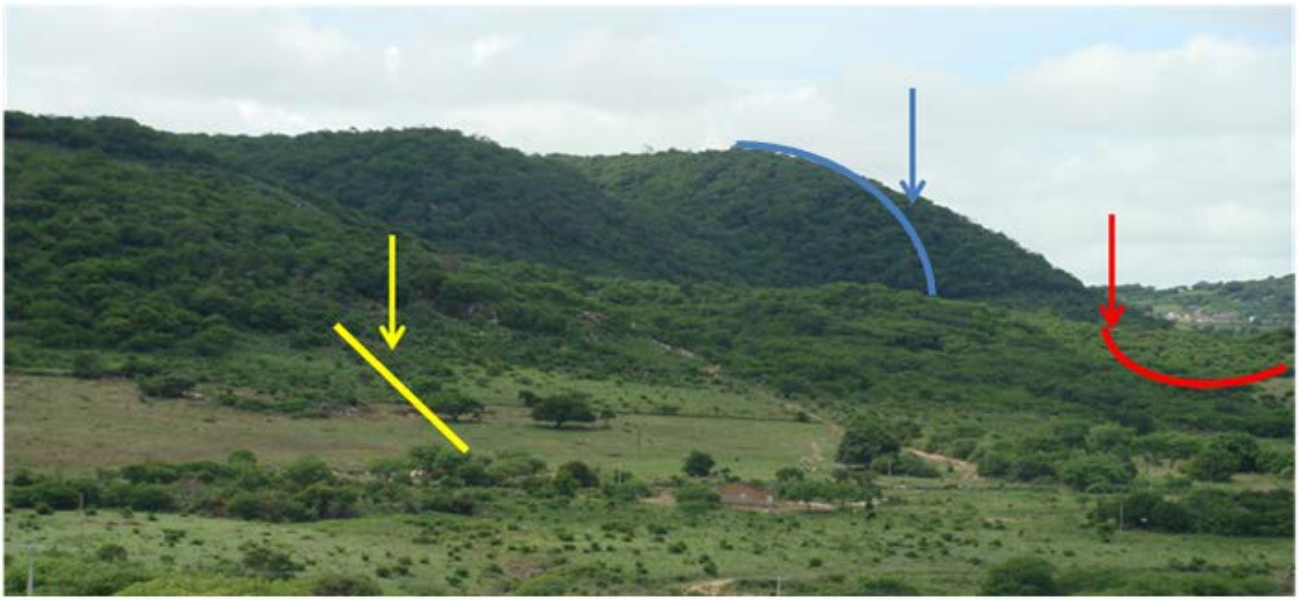

Fig. 5.19 - Formas das vertentes: convexa (seta em vermelho), côncava (seta em azul) e retilínea (seta azul). Localidade nas proximidades do riacho Parafuso e Manari.

5.6 Compartimentação geomofológica da Folha Poço da Cruz

As unidades geomorfológicas e morfoesculturais da Folha Poço da Cruz são diferenciadas em superfícies e condições de agradação e desnudação. Das primeiras estão o pediemento detrítico, pedimento disssecado, encostas com coberturas detríticas, terraço fluvial do Moxotó e plaino aluvial do Moxotó, estas se comportam como unidades receptoras de material, sedimentos grossos e finos provenientes da morfogênese dominante. Das unidades outras, onde predominam a pedogênese, intemperismo e rebaixamento dessas superfícies estão as serras estruturadas em crista, inselbergs, maciços estruturais e morros testemunhos (ver figura 5.20).

Seguindo essa divisão inicial da morfologia da Folha Poço da Cruz (FPC) pode-se extrair as seguintes informações sobre a área mapeada:

Os pedimentos, detríticos, com cobertura arenosa predominam na FPC. Trata-se de areias brancas, amarelas e por vezes avermelhadas que são

produto do intemperismo dos diversos tipos de rocha, tanto do embasamento como da bacia sedimentar e formam o material eluvial.

Nesta unidade predomina o modelado de aplanamento que é representado por uma superfície degradada de feições planas inumadas por coberturas de origens diversas, geralmente separadas por escarpas ou ressaltos de outro tipo de modelado correspondente a sistemas morfométricos subsequentes. Nesta correspondência estão inseridas outras superfícies de aplanamento retocado, inumados caracterizados como planos inclinados, sua uniformidade aparente é garantida por coberturas também de origens diversas resultantes de retoques e remanejamentos sucessivos das formações superficiais, indicando predominância de processos erosivos areolares. O pedimento coberto por detritos corresponde a um tipo degradado inumado/desnudado, apresenta-se como uma superfície de aplanamento parcialmente conservada, tendo perdido a continuidade superficial em consequência de mudança do sistema morfogenético. Geralmente, apresenta-se conservado ou pouco dissecado e/ou separado por escarpas ou ressaltos de outros modelados de aplanamento e de dissecação correspondentes aos sistemas morfogenéticos subsequentes. Aparece frequentemente mascarado, inumada por coberturas detríticas e/ou de alteração, constituídas de couraças e clastos, às vezes, encontra-se desnudado em consequência da exumação de camada sedimentar ou remoção de cobertura preexistente. Ocorre marcadamente nas porções nordeste, central e sudoeste da folha, correspondendo à unidade dominante no mapeamento.

Nas partes sudeste e noroeste da Folha Poço da Cruz foram observados pedimentos dissecados no embasamento cristalino. Esses modelados são superfícies de aplanamento resultantes de erosão intensa, evoluída por

processos de transformações geoquímicas e em menor proporção as físicas, gerando coberturas de alteração (Correa, 2011). Destacam-se nas periferias de áreas que sofreram arrasamento por etchplanação.

O pedimento dissecado no embasamento nas bordas da bacia expressa outra configuração que se encontra retocada inumada/desnudada que corresponde a uma superfície de aplanamento elaborada durante fases sucessivas de retomada de erosão, sem, no entanto perder suas características de aplanamento, cujos processos geram sistemas de planos inclinados, às vezes levemente côncavos. Apresenta cobertura detrítica e/ou encouraçamentos com mais de um metro de espessura, indicando remanejamentos sucessivos, ou rochas pouco alteradas truncadas pelos processos de aplanamento que desnudaram o relevo. Ocorrem nas depressões pediplanadas interplanálticas e periféricas tabuliformes, no sopé de escarpas que dominam os níveis de erosão inferiores.

As encostas com coberturas detríticas estão distribuídos na parte central da bacia sedimentar e são constituídos principalmente por cascalhos retrabalhados da Formação Exu (blocos cimentados por sílica e óxido de ferro) e os pedimentos nas áreas mais ao norte, nas proximidades das bordas da bacia, há muitos blocos do embasamento retrabalhados. Esse modelado se localiza nas áreas um pouco mais elevadas do que os sedimentos com cobertura arenosa que os pedimentos detríticos grossos.

O terraço fluvial do Moxotó corresponde a uma morfologia erosiva composta por vários tipos de sediementos. Nesta unidade o modelado de dissecação fluvial, que é representado por níveis pouco distintos de terraços traduzidos em áreas planas levemente inclinadas, correspondendo a rupturas

de declive em relação ao leito dos rios e ás várzeas recentes situadas em nível inferior, entalhada seguindo às mudanças de condições de escoamento e conseqüente retomada de erosão.

O Plaino aluvial corresponde às áreas baixas e planas que ocorrem ao longo dos vales, englobando as formas resultantes da deposição (Melo, 2008). São as formas alongadas nas quais predominam o escoamento superficial. Na Folha Poço da Cruz os Plainos aluviais situam-se ao longo do rio Moxotó, cuja drenagem corta a Folha Poço da Cruz de norte a sul, esta unidade corresponde ao leito fluvial, onde predominam a deposição de aluviões compostos de argilas, siltes, areias e cascalhos.

Em níveis mais elevados a partir dos pedimentos dissecados, se sobressaem os maciços residuais, apresentando uma morfologia residual alongada, cristas, com vertentes de declividade fortes e equivalentes que se interceptam em caráter simétrico e assimétrico. Expressando o controle litológico, na parte norte da FPC esse modelado ocorre em rochas da Suite Vila Moderna e na parte sudeste em rochas da Suite Intrusiva Tipo Itaporanga. Assim estão presentes na Folha Poço da Cruz serras estruturadas em crista, inselbergs e maciços estruturais.

Os morros testemunhos estão presentes na parte norte da Folha Poço da Cruz, na bacia sedimentar, ocorre nessa compartimentação parte da Serra Negra, que corresponde a um platô residual cujo topo ocupa cotas em torno de 1.050 metros, ladeada pela Serra do Periquito, que por sua vez representa a continuidade do mesmo platô, porém geomorfologicamente mais arrasado (altitudes em torno dos 950 metros). A parte superior das serras Negra e do Periquito é constituída, predominantemente, de uma seqüência de arenitos

avermelhados a esbranquiçados (Formação Exu), que se sobrepõe a uma seqüência de siltitos, arenitos finos e calcários coquinóides (Formação Romualdo).

Logo abaixo da Formação Romualdo ocorre os calcários laminados de cor creme, que se alternam com margas de cor cinza. Essa sucessão litológica foi representada, cartograficamente, desde os trabalhos de Braun (1966), e se correlaciona, litologicamente, à Formação Crato (Martill, 2007; Neumann e Cabrera, 1999) da bacia sedimentar do Araripe.

Na borda sudeste da bacia os morros testemunhos são representados pela morfologia do tipo *Cuestas*, com suas formas de relevo assimétrico com desnível abrupto resultante do recuo erosivo das camadas da Formação Tacaratu e que apresentam os seus *Fronts* (frente escarpada) voltados para sudeste e o Reverso com fraca declividade para noroeste (em direção ao depocentro da bacia). As *Cuestas* estão constituídas dos arenitos da Formação Tacaratu e representam o resultado da erosão diferencial na área mapeada.

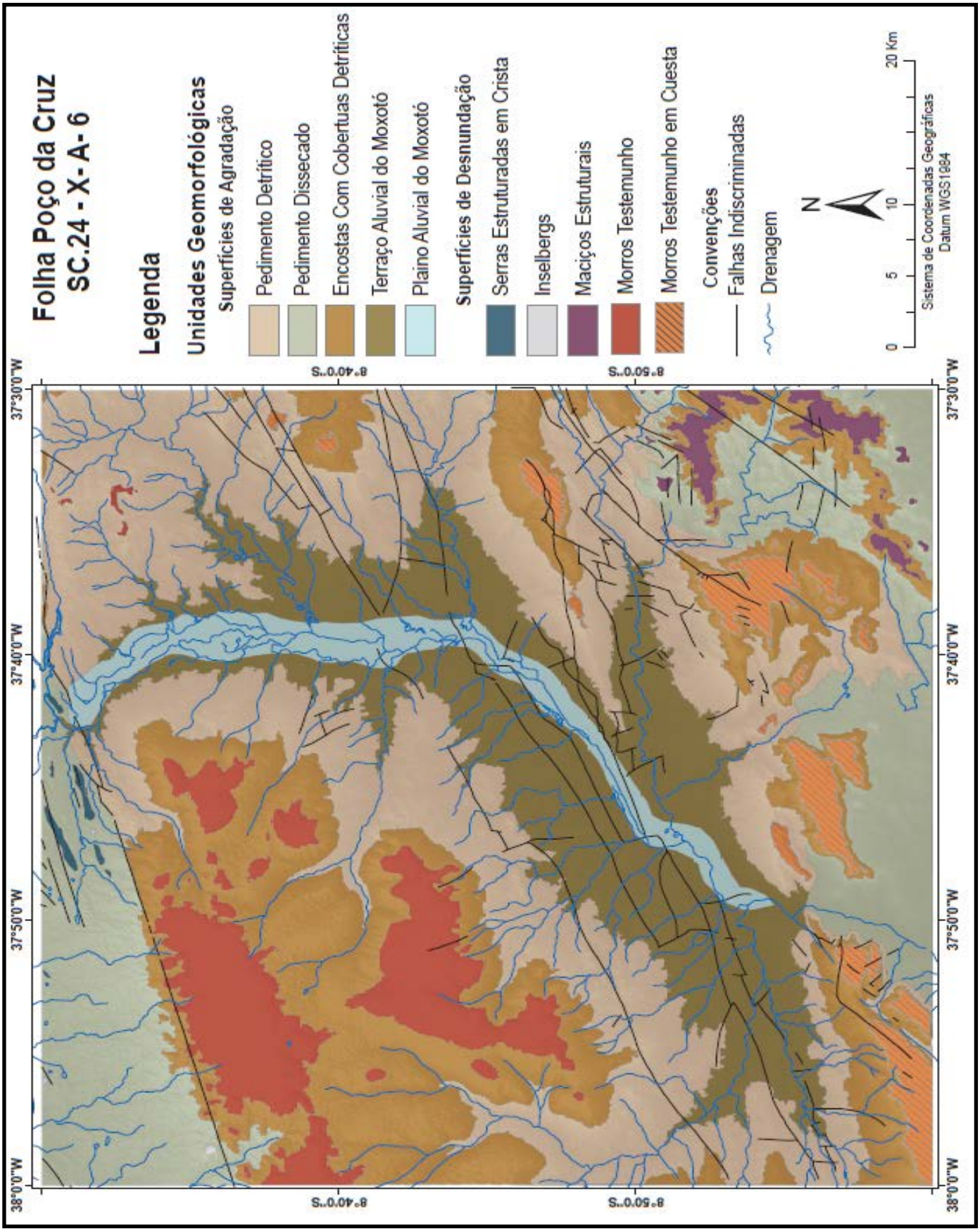

Fig. 5.20 – Mapa das Unidades Geomorfológicas da Folha Poço da Cruz.

CAPÍTULO VI – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Considerando-se a relevância da metodologia empregada no que tange aos resultados da caracterização morfológica da Folha Poço da Cruz, podem-se destacar os seguintes aspectos em relação ao arranjo dos compartimentos geomorfológicos reconhecidos neste trabalho:

a) a pesquisa possibilitou uma leitura da morfologia da área de abrangência da folha considerada, e são claras as relações entre a estrutura geológica e a morfologia superficial, é marcante a inferência de estruturas tectônicas como lineamentos, zonas de cisalhamentos, falhas e sistemas de fraturas dados pelas orientações e, pelo arranjo das classes de desnivelamento altimétricos, como os detectados nos Morros Testemunhos (platôs residuais) na porção norte da carta, Maciços Estruturais e *Cuestas* na porção sul;

b) a individualização de compartimentos morfoestruturais distintos auxiliou na discriminação de estruturas geradas e/ou reativadas no Cretáceo-Paleógeno-Neógeno, principalmente, nas áreas de relevo mais arrasado, como o Pedimento com cobertura Detrítica e Dissecado, em que as informações extraídas permitiram reconhecer indicativos da história evolutiva geomorfológica-geológica da área e;

c) a pesquisa ainda possibilitou à identificação de domínios de acumulação e retirada da sedimentação recente, com identificação de diferentes domínios morfodinâmicos (susceptibilidade a processos erosivos e sedimentares) em

áreas morfologicamente heterogêneas, sendo o Plaino aluvial e do Moxotó, exemplo do primeiro e o modelado Cuestiforme na borda flexural, do segundo. Estas informações podem fornecer, assim, uma primeira noção do grau de dinâmica e geodiversidade da área servindo como um plano de informação básico para novos projetos de pesquisas.

Desta forma, o mapeamento elaborado consubstancia uma nova leitura da estruturação geomorfológica da Bacia de Jatobá, que deve ser empregada em outros trabalhos. Neste sentido, a pesquisa realizada pode constituir base importante para o mapeamento geomorfológico no domínio do semi-árido do Nordeste do Brasil.

CAPÍTULO VII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB' SABER, A. N. 1969. *Problemas do mapeamento geomorfológico no Brasil*. In: Revista do Departamento de Geografia. São Paulo: EDUSP, v.6. p. 1-16.

ALMEIDA, A. C. F. 1967. *Geologia das Bacias de Jatobá e Tucano Norte*. In: Coletânea de Relatórios de exploração. Rio de Janeiro. Departamento Industrial, centro de pesquisas e desenvolvimento. Ciência-Técnica–Petróleo, **3**:145-155.

ALMEIDA, F. F.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A, 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande (PB). *Atas*...Campina Grande (PB): SBG, p. 363-391.

ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; NEVES, B. B. de B.; FUCK, R. A. 1981. *Brasilian structural provinces: An introduction. In: Mabesoone*, J. M., Neves, B. B. de B. & Sial, A. N., eds., The Geology of Brazil. *Earth-Science Reviews*, v. 17, pp.1-29.

ALVES, B. P.; MORAIS L. J. 1952. Geologia e recursos minerais do retângulo de Paulo Afonso. In: Estudos da zona de influência da cachoeira de Paulo Afonso. Conselho Nacional de Geografia, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, p.107-96.

ARAGÃO, M. A. M. F.; Costa, I. P.; SILVA, O. B. 1999. *Influence of compressive stresses on the structure of the Recôncavo/Tucano/Jatobá rift and on the tectonic control of its petroleum accumulations*. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS-SNET, 7, Lençóis, Bahia. Anais..., SBG, p. 55-59.

BARBOSA O., BRAUN O.P.G., DYER R.C., CUNHA C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNPM/DPFM, *Boletim* 136, 140 p

BARBOSA, G. V., *et al*. 1984. Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do Projeto Radambrasil. *Boletim Técnico*, Série Geomorfologia. Salvador, n^{o} 1, 187 p.

BARRETO, P. M. C. 1968. O Paleozóico da Bacia de Jatobá, Pernambuco. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*. São Paulo, **17**(1): 20-45.

BECKER, J. J.; SANDWELL, D.T. 2007. SRTM30PLUS: Data fusion of SRTM land topography with measured and estimated seafloor topography (Version 3.0).

BRASIL; BRASIL; PERNAMBUCO. 2001. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco. Brasília, DF: CPRM.

BRAUN, O. P. G., 1966. *Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região Nordeste do Brasil (bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe)*. DNPM, R.J., Boletim n^{o} 236, 75 p.

BRITO NEVES, B. B., 1975. *Regionalização Tectônica do Pré-Cambriano Nordestino*. Tese de Doutoramento. IG/USP. São Paulo,198 p.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS W. R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil. *Tectonic evoluation of south America*, Brazil, 2000, p.151-178.

BRUNI, M. A. L.; CORDANI, U. G.; CAMPOS, D. DE A. 1976. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Aracaju (SC. 24). Brasília: DNPM / DGM, 226 p.

CAIXETA, J. M; BUENO, G. V.; MAGNAVITA, L. P.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 8(1):163-172.

CARVALHO, R. R. 2010. Origem e proveniência da seqüência siliciclástica inferior da Baciado Jatobá/Rizelda Regadas de Carvalho. - Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Dissertação de Mestrado, 101p.

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

COOKE, R. V. & DOORNKAMP, J. C. 1990. Geomorphology in environmental management: a new introdution. Oxford: *Oxford Clarendon Press*. 410p.

CORREA A. C. B. 2011. História geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, NE do Brasil: a perspectiva da Etchplanação. Recife (inédito).

CORREA. E. G. 1965. Contribuição da refração símica no delineamento do arcabouço estrutural da Bacia de Jatobá. In: coletânea de relatórios de exploração (II). Rio de Janeiro: Petrobras, CENPES. P. 41-66.

COOKE, R. V.; DOORNKAMP, J. C. 1990. Geomorphology in environmental management: a new introduction. Oxford Clarendon Press. 410p.

COSTA, I. P.; BUENO, G. V.; MILHOMEM, P. S.; SILVA, H. S .R. L.; KOSIN, M. D. 2007. Sub-bacia de Tucano norte e Bacia de Jatobá. In: *Boletim de Geociências da Petrobras*, Cartas Estratigráficas. V. 15, n. 2, maio/Nov. p.445-454.

CREPANI, E. & MEDEIROS, J. S. 2004. Imagens fotográficas derivadas de MNT do projeto SRTM para fotointerpretação na geologia, geomorfologia e pedologia. São José dos Campos: INPE.

DALRYMPLE, J. B.; BLONG, R. J.; CONACHER, A. J. 1968. A hipothetical nine unit landa surface model. *Z. Geomorphology*, Berlin, v.12, n.1, p.60-76.

DANTAS, M. E. 2001. Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro. In: Estudo Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM. CR-ROM.

DEMECK, J. 1977. Generalization of geomoroflogical maps progress made In: *Geomorphological mapping. Brno*, p. 36-72.

DEMECK, J. 1972. Manual of detailled geomorphological mapping. *Prague Academie*, 344p.

DUFF, D. 1995. Principles of Physical geology. Chapman & Hall, *Fourth* edition, 791p.

DUNHAM, R. J. 1962. *Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture*. In: Ham, W.E., ed., Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists. *Memoir 1*, *American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, p.108–121.

DYMOND, J. R.; DEROSE, R. C.; HARMSWORTH, G. R. 2006. Automated mapping of land components from digital elevation data. *Earth Surface* Processes and Landforms. Volume 20, Issue 1, Pages 131-137.

EMBRAPA - Brasil em Relevo. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005 MIRANDA, E. E. de; (Coord.). Disponível em: <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/>. Acesso em: 04 fev. 2010.

EMBRY A.F, KLOWAN J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. *NWT Bull Can Pet Geol*; 19:730– 81.

ENGESAT. Altimetria Aster. http://www.engesat.com.br/?system=news&eid=378. Acesso em 30/01/2011.

FLORENZANO, T. G. 1998. Imagens TM-Landsat e HRV-SPOT na elaboração de cartas geomorfológicas de uma região do rio Taquari, MS. Brasília: *Pesq. Agropec. Brasileira*. v.33, Número Especial, p.1721-1727.

GHIGNONE, J. I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V. (Ed.). *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia***:** Textos Básicos. Salvador, v. 1, p. 24-117.

GOIÁS. 2005. Secretaria de Indústria e Comércio.Superintendência de Geologia e Mineração. Mapa Geomorfológico do Estado de Goiás: *Relatório Final*. Goiânia.
81 p.

HANCOCK, G. R. & WILLGOOSE, G. 2001. The production of digital elevation models for experimental model landscapes. *Earth Surface* Processes and Landforms. Volume 26, Issue 5, Pages 475-490.

HANCOCK, G. R. 2005. The use of digital elevation models in the identification and characterization of catchments over different grid scales. *Hydrological Processes*. Volume 19, Issue 9, Pages 1727-1749.

HUTCHINSON, M. F. & GALLANT, J. C. 2000. *Digital elevation models and representation of terrain shape*. *In*: WILSON, J. P. & GALLANT, J. C. (Eds.). *Terrain analysis: principles and applications*. New York: *John Wiley & Sons*. p.29-50.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2009. Manual técnico de geomorfologia, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. – 2. ed. Rio de Janeiro : IBGE, 182p.–Manuais técnicos em geociências, ISSN 0103-9598; n. 5.

IPT. Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 1981. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000. IPT, São Paulo. Vol. I. *Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais*, São Paulo.

JARDIM DE SÁ, E. F,; MACEDO, M. H. F.; FUCK, R. A. & KAWASHITA, K. 1992. Terrenos Proterozóicos na Província da Borborema e margem norte do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22:472-480.

JARDIM DE SÁ, E. F.; MEDEIROS, V. C. & AMARO, V. E. 1995. Os cisalhamentos brasilianos na Zona transversal, NE do Brasil: uma mega estrutura em dominó. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16, Recife, Atlas...v. 14(1):134-138.

KEGEL, W. 1965. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, *Boletim* (227), 45p.

KOHLER, H. C. A. 2001. Escala na Análise Geomorfológica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.2, n.1, p.21-23.

LANA, M. C.; MILANI, E. J. 1986. A microplaca no nordeste brasileiro-Um elemento dinâmico no rifteamanto Cretacico Inferior. XXXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Goiânia, Goiás, 1986, V.3, p.1131-1144.

LANDIM, P. M. B.; MONTEIRO, R. C.; CORSI, A. C. 2002. Introdução à confecção de mapas pelo software Surfer8. Geomatemática. Texto Didático 8, DGA, IGCE, UNESP/Rio Claro. Disponível em <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>. Acesso em: 10 de maio de 2008.

LEAL, J. M.; MELO, J. G. 1983. Bacia Sedimentar do Jatobá-PE (estudo hidrogeológico). Recife- PE**,** SUDENE, 236 p.

MABESOONE, J. M., 1990. Problemas Sedimentológicos-Estratigráficos das Bacias Interiores do Nordeste. SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE. Crato, Atas... Crato, p 135-141.

MAGNAVITA, L. P.; DAVISON I.; KUSZNIR N. J. 1994. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, northeast Brazil. Tectonics, Vol.13, N^{O}. 2, pages 367-388, April.

MAGNAVITA, L. P.1994. *Rifting,erosion,and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, northeast Brazil.Tectonics*,Vol.13,n. 2, pages 367-388.

MAGNAVITA, L. P. 1992. *Geometry and Kinematice of the Recôncavo-Tucano- Jatobá Rift, NE Brazil*. Ph. D. Thesis submitted to the University of Oxford for the degree of Doctor of Philosophy, Earth sciences Departament, Wolfson College, 492p.

MAGNAVITA L. P.; CUPERTINO J. A. 1988. A new approach to geological configuration of the Lower Cretaceous Tucano and Jatobá Basins, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. Vol.18 (2): 222-230, junho 1988.

MAGNAVITA L. P.; CUPERTINO J. A. 1987. Concepção atual sobre as bacias do Tucano Norte e Jatobá, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 1(2): 119-134 ago./dez.

MARTILL, D. M. 2007. The age of the Cretaceous Santana Formation fossil KonservatLagersta¨tte of north-east Brazil: a historical review and an appraisal of the biochronostratigraphic utility of its palaeobiota. *Cretaceous* Research xx1 e 26. ELSEVIER.

MELO, J. S. 2008. Dinâmica geomorfológica do ambiente de encosta em Brejo da Madre de Deus-PE: uma abordagem a partir da perspectiva morfoestratigráfica aplicada aos depósitos coluviais. Pós-Graduação em Geografia- CFCH, Universidade Federal de Pernambuco, Recife. Dissertação de Mestrado, 125p.

MILANI, E. J. 1985. Tectônica cisalhante na evolução do rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol.15(4): 287-292 agosto de 1987.

MIRANDA, E. E.; (Coord.) 2005.. Brasil em Relevo. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite. Disponível em <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>.Acesso em: 16 jun. 2009.

MORAIS, L. J. 1928. Estudos geológicos do Estado de Pernambuco. *Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, Rio de Janeiro, Bol.32, 100p.

MOREIRA, A. N. 1969. Cartas Geomorfológicas. *Geomorfologia*, São Paulo, n. 5, p.1-11.

MUNIZ, G.C.B., 1976 – *Macrofósseis devonianos da Formação Inajá no Estado de Pernambuco*. Tese de Livre-Docência, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 165p.

NEUMANN, V. H.; ROCHA, D. G. A.; MORAES, A. S.; SIAL, A. N.; TABOADA-CASTRO, M. T.; BARBOSA, J. A.; FAMBRINI, G. L.; CARVALHO, R. R. 2010. *Microfacies carbonaticas e comportamento isotopico de C e O nos calcarios laminados aptianos lacustres da Serra Negra, Bacia de Jatoba, Nordeste do Brasil*. Estudos Geológicos, v. 20 (1), p. 89-100.

NEUMANN, V. H. & CABRERA, L. 1999. *Una nueva propuesta estratigráfica para la tectonosecuencia post-rifte de la Cuenca de Araripe, Nordeste de Brasil*. In: Simpósio Cretáceo Brasileiro, 5, Serra Negra. UNESP, *Boletim de Resumos*: 279-285.

NEUMANN, V. H. M. L. 1999. Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquimica y Diagenesis de los Sistemas Lacustres Aptiense-Albienses de la Cuenca de Araripe (Noreste de Brasil). Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Tese (Doctorado), 250 p.

NEVES, J. P., ROHN, R., SIMÕES, M. G. 2010. Tafonomia de Biválvios em Calcários Oolíticos da Formação Teresina (Bacia do Paraná, Permiano Médio, Prudentópolis, PR). *Revista do Instituto de Geociências* – USP. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 10, n. 3, p.19-36, outubro. Disponível on-line no endereço www.igc.usp.br/geologiausp.

NEVES, S. P. & MARIANO, G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale trancurrent shear zone system: The Pernambuco lineament, noertheastern Brazil. *Journal Structural geology*, v. 21:1369-1383.

NUNES, B. E.; RIBEIRO, M. I. C.; ALMEIDA, V. J. ; NATALI-FILHO, T. 1995. *Manual Técnico de Geomorfologia*. IBGE. Rio de Janeiro. 111 p.

OKA-FIORI, C.; SANTOS, L. C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; FELIPE, R. S.; BRISKI, S. J; SILVA, J. M. F. 2006. Mapa Geomorfológico do Estado do Paraná - 1:650.000. Curitiba: Minerais do Paraná S/A. Carta Impressa.

OLIVEIRA, G. R. 2006. Novos Testudines (Pleurodira) da Formação Santana Cretáceo (Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Pós-graduação em Zoologia do Museu Nacional/UFRJ, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 101 p.

PETRA, R.; GALLO, V. 2009. Análise tafonômica da ictiofauna da Formação Morro do Chaves, Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas, Nordeste do Brasil. In: PALEO 2008 NE, 2009, Aracaju. *Paleontologia em destaque*. Porto Alegre : Sociedade Brasileira de Paleontologia, v. 24. p. 37-37.

PONTE, F. C.; APPI, C. J. 1990. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. ***Anais***...Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 211-226.

PERARO, A. A. 1995. Caracterização sísmica do tectonismo transcorrente na Bacia do Jatobá. In: congresso Internacional da sociedade Brasileira de Geofísica, 4. Rio de Janeiro. Resumos expandidos. Rio de Janeiro: SBGF, 2 V. II. V1, P. 1-3.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, R.; BAMLER, R. 2003. The Shuttle Radar Topography Mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, v. 57, p. 241-262.

RADAMBRASIL 1981. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL SB.24/25 Jaguaribe/Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: MME. 740 p.

REGALI, M. S. P. 1964. *Resultados palinológicos de amostras paleozóicas da Bacia do Jatobá* (seção Paleozoíca do poço 1mst-1-PE, na Bacia do Jatobá). *Boletim* Técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro, 7(2):165-180.

ROCHA, D. E. G. A.; LEITE, J. F. 1999. Estudo Hidrogeológico da Bacia do Jatoba - *Geologia*. Recife. CPRM, 49 p.

ROCHA, D. E. G. A. 2001. Mapa Geológico da Bacia de Jatobá. *Serviço Geológico do Brasil*–CPRM.

RODRIGUEZ, E.; MORRIS, C. H.; BELZ, J. E. 2006. A global assessment of the SRTM performance. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, v.72, p. 249-260.

ROLIM, J. L. & MABESOONE J. M. 1982. Um modelo de grande rio para as Bacias do Recôcavo-Tucano-Jatobá(Puberkiano-Aptiano,Nordeste do Brasil).Anais do XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, *Anais***...**Salvador, SBG, Vol. 4:1406-1412.

ROMÃO, P. A. & SOUZA, N. M. 2004. Informações morfométricas na compartimentação do terreno – Goiânia (GO). São Carlos: In: 5° SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CARTOGRAFIA GEOTÉCNICA E GEOAMBIENTAL, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, pp. 41-50.

ROS, D.D.; BORGA, M. 1998. Use of digital elevation model data for the derivation of the geomorphological instantaneous unit hydrograph. *Hydrological Processes*. Volume 11, Issue 1, Pages 13–33.

ROSS, J. L. S. 1992. O registro cartográfico dos Fatos Geomorfológicos e a Questão da Taxonomia do Relevo. *Revista do Departamento de Geografia,* FFLCH-USP, São Paulo, n. 6, p.17-29.

ROSS, J. L. S. 1990. Geomorfologia: ambiente e planejamento. São Paulo: *Contexto*. 85 p.

SAE 1991. Diretrizes metodológicas e patamar mínimo para o zoneamento ecológicoeconômico do território nacional. *Secretaria de Assuntos Estratégicos da Presidência da República.* Brasília: SAE.

SAMPAIO, M. A. F. 2005. Petrologia, Geoquímica e Evolução Crustal do Complexo Granítico Esperança, Terreno Alto Pajeú, do Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, Nordeste Brasileiro. Recife: Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2005. 258 folhas, il., grafs., tabs

SANTOS. C. A.; SANTOS, C. A.; NEUMANN, V. H.; MENEZES, M. R. F. DE, ROCHA, D. E. G. A., AGOSTINHO, S. 2011. Caracterização sedimentológica emicropaleontológica dos calcários tipo “coquina” da serra do Periquito, Bacia de Jatobá-PE. *Estudos Geológicos,* Série B, Estudos e Pesquisas, Universidade Federal de Pernambuco. Centro de Tecnologia e Geociências. Departamento de Geologia. v. 21 (1):21-39.

SANTOS, C. A.; Neumamm V. H. 2009. Arcabouço Estrutural da Bacia de Jatobá-PE a partir de Aplicação de Variáveis Morfométricas. PPGEOC, DEGEO, CTG, Universidade Federal de Pernambuco – UFPE. Projeto apoiado pela FINEP, Rede 07– Caracterização Geológica e Geofísica de Campos Maduro – Fase 4; CONV. 01.07.0721.00. 5º congresso brasileiro de P & D em Petróleo e Gás. Fortaleza, 18 a 22 de outubro, 2009. www.portalabpg.org.br/PDPetro/5/publicacoes/.../8432009.1.2.2.pdf

SANTOS, C. A.; Florenzano, T. G.; Nora, E. L. D.;2009. Estudo geológico-geomorfológico da sub-bacia leste do Araripe com aplicação de variáveis morfométricas derivadas a partir de dados SRTM. Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 3355-3362. marte.dpi.inpe.br/col/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/.../3355-3362.pdf

SANTOS, E. & BRITO NEVES, B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida, F. F. M.; Hasuy, Y. (Eds.), *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blücher, p.123-186.

SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, V. C. 1997. Terranes and their boundaries in the Proterozoic Borborema Province, northeast Brazil. *In*: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Bahia, Brazil, Extended Abstracts, Anais..., SBG, 120-124.

SANTOS, E. J. 1971. As feições estruturais da Folha Arcoverde, Pernambuco e o mecanismo dos falhamentos da “zona transversal”. R. Min. Met., Rio de Janeiro, vol. 53 (313), pp. 35-40.

SANTOS, E.J. 1977. O modelo de evolução pré-cambriana da região de Arcoverde, Pernambuco. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, *Atas*, pp.225-245.

SANTOS**,** E. J**.** 1995. O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco). 219 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, USP, São Paulo.

SANTOS, E.J. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica. Belém do São Francisco, Folha SC.24-X-A. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. CD-ROM.

SANTOS, E. J.; Nutman, A. P.; Brito Neves, B. B. 2004. Idades SHRIMP U_Pb do Complexo Sertânia: Implicações sobre a Evoluçao Tectônica da Zona Tranversal, Província Borborema. Revista do Instituto de Geociências – USP. Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, v. 4, n. 1, p 1-12.

SILVA, F. B. R., *et al*. 2001. Zoneamento agroecológico do Estado de Pernambuco. Recife: Embrapa Solos - *Unidade de Execução de Pesquisa e Desenvolvimento* - UEP Recife; Governo do Estado de Pernambuco (Secretaria de Produção Rural e Reforma Agrária) CD-ROM.- (Embrapa Solos. Documentos; no. 35).

SMITH, M. J.; CLARK, C. D. 2005. Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. Earth Surface Processes and Landforms. Volume 30, Issue 7, Pages 885-900.

BRASIL, SUDENE. – 1972 - Folha Poço da Cruz (SC.24-X-A-VI). Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste-SUDENE, Departamento de Recursos Naturais-DRN, Divisão de Cartografia, escala de 1:100.000, segunda edição 1972.

SZATMARI, P.; CONCEIÇÃO, J.C.; LANA, M.C.; MILANI, E.J.; LOBO, A.P. 1984. 1984. Mecanismo tectônico de rifteamento sul-atlântico. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 33. Rio de Janeiro, Anais... V.4 1589-1601.

TROPPMAIR, H. 1970. Estudo comparativo de mapeamentos geomorfológicos. Campinas: *Notícia* Geomorfológica. 10(20), p. 3-11.

TROPPMAIR, H. & MNICH, J. 1969. Cartas Geomorfológicas. Campinas: Notícia Geomorfológi*ca*. 9(17), p. 43-51, junho.

VALERIANO, M. M. 2008. TOPODATA: guia de utilização de dados geomorfométricos locais. São José dos Campos: INPE. http://www.dpi.inpe.br/topodata/contato.php acesso em 01/2009.

_____ 2007. Visualização de imagens topográficas. Florianópolis: Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. INPE. p.1377-1384.

_____ 2004. Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 72 p.

VAN SCHMUS, W. R.; OLIVEIRA, E. P.; SILVA FILHO, A. F.; TOTEU, F.; PENAYE, J.; GUIMARÃES, I. P. 2008. *Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt*. Geological Society of London. Special Publication, v. 294, p. 69-99.

VAUCHEZ, A. & SILVA, M. E. 1992. Termination of a continental-sacale-strike-slip-fault in partially melted crust: The West Pernambuco shear zone, Northeast Brazil. Geology, v.20, november 1992, p.1007-1010.

VIANA C. F.; GAMA J. E. G.; SIMÕES, I. A.; MOURAJ. A.; FONSECA, J. R.; ALVES, R. J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. Boletim técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro, 14 (3-4): 157-192 jul. dez.

WILSON, J. P. & GALLANT, J. C. 2000. Digital terrain analysis. In: WILSON, J. P. & GALLANT, J. C. (eds.). Terrain analysis: principles and applications. New York: John Wiley *& Sons*. p.4-27.

APÊNDICES

Lista dos Afloramentos Litológicos da FPC

APÊNDICE I

Afloramento	UTM_E	UTM_N	Litologia	Unidade Estratigráfica	Folha
JPC-001	651518	9009212	Granito	Embasamento	Poço da Cruz
JPC-002	648143	9011366	Granito	Embasamento	Poço da Cruz
JPC-003	644473	9015230	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-004	643651	9015530	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-005	642407	9016444	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-006	636462	9022206	Arenito ferruginoso	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-007	629477	9011506	Granito	Embasamento	Poço da Cruz
JPC-008	629490	9012118	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-009	629486	9012390	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-010	629283	9013444	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-011	628613	9014700	Arenito médio	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-012	628574	9013952	Arenito médio	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-013	626032	9005476	Granito granadífero	Embasamento	Poço da Cruz
JPC-014	624151	9015098	Arenito médio	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-015	632190	9051192	Arenitos fluviais	Formação Marizal	Poço da Cruz
JPC-016	654854	9017567	Arenitos fluviais	F. Tacaratú /Embasamento	Poço da Cruz
JPC-017	654580	9019311	Arenitos fluviais / Embasamento	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-019	655738	9021799	Folhelho e araenitos grossos	Formação Inajá ?	Poço da Cruz
JPC-020	656130	9022023	Arenitos finos	Formação Inajá ?	Poço da Cruz
JPC-021	657814	9023795	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-022	656948	9024673	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-023	654774	9024743	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-024	653761	9024487	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-025	656957	9025390	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-026	657731	9024305	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-027	662201	9026749	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-028	664229	9032832	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-029	663537	9033056	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-032	641992	9029781	Arenitos finos, folhelhos e margas	Formação Candeias	Poço da Cruz
JPC-036	642277	9029495	Arenitos finos, folhelhos e margas	Formação Candeias	Poço da Cruz
JPC-037	641415	9025858	Arenitos médios a finos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-038	640579	9025451	Arenitos médios a finos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-039	640221	9024631	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-040	641116	9023923	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-041	639068	9024311	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-042	647484	9023958	Folhelhos amarronzados	Formação Aliança	Poço da Cruz
JPC-043	647912	9022708	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-044	649871	9023624	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-045	651794	9023761	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-046	651920	9023725	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-047	652913	9024061	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-048	653589	9024430	Arenitos finos	Formação Inajá	Poço da Cruz

JPC-049	655070	9025011	Arenitos finos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-050	620496	9014402	Arenitos avermelhados	Formação Candeias	Poço da Cruz
JPC-051	617643	9013668	Arenitos avermelhados	Formação Candeias	Poço da Cruz
JPC-052	617039	9012146	Folhelhos, margas, gipsita e arenitos	Formação Aliança	Poço da Cruz
JPC-053	617959	9009481	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-054	615934	9013224	Arenitos médios c/ madeira fóssil	Formação Sergi	Poço da Cruz
JPC-055	615217	9013117	Arenitos médios a grossos	Formação Sergi	Poço da Cruz
JPC-056	614815	9012942	Arenitos médios c/ madeira fóssil	Formação Sergi	Poço da Cruz
JPC-057	615571	9015684	Arenitos avermelhados	Formação Candeias	Poço da Cruz
JPC-058	615007	9017068	Folhelhos amarronzados	Grupo Ilhas?	Poço da Cruz
JPC-059	614404	9019670	Arenitos finos intercalados com folhelhos	Grupo Ilhas?	Poço da Cruz
JPC-063	622879	9012508	Arenitos médios a grossos ferruginosos	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-064	618474	9009770	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-065	655465	9026910	Embasamento granítico (Fenester)	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-066	655524	9026974	Embasamento granítico (Fenester)	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-067	655021	9026470	Arenito grosso / granito	Formação Tacaratú / Emb.	Poço da Cruz
JPC-068	655271	9026040	Arenitos finos ferruginosos	Formação Inajá	Poço da Cruz
JPC-069	661735	9057666	Folhelhos amarronzados	Formação Aliança	Poço da Cruz
JPC-070	661892	9059714	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-071	661894	9059742	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-072	661413	9059685	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-073	660901	9059616	Folhelhos, calcário, margas e arenitos calcíferos	Formação Aliança	Poço da Cruz
JPC-074	660863	9059547	Folhelhos, calcário, margas e arenitos calcíferos	Formação Aliança	Poço da Cruz
JPC-075	660909	9059593	Folhelhos, calcário, margas e arenitos calcíferos	Formação Aliança	Poço da Cruz
JPC-076	662220	9057760	Folhelhos, calcário, margas e arenitos calcíferos	Formação Aliança	Poço da Cruz
JPC-077	645900	9015048	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-078	662007	9060027	Granito milonitizado	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-079	661945	9059965	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-080	661945	9059877	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-081	661575	9059692	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-082	661474	9059934	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-083	661363	9059883	Arenitos grossos fluviais	Formação Tacaratú	Poço da Cruz
JPC-084	642881	9059319	Granito deformado	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-085	641582	9059040	Granito deformado	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-088	634682	9056343	Granito deformado	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-089	634290	9056664	Ortognaisse	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-090	632361	9057369	Ortognaisse	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-091	610933	9059066	Ortognaisse	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-092	613192	9058414	Granito deformado	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-093	614359	9058132	Granito deformado	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-094	614551	9058626	Gnaisse à duas micas	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-095	615886	9059959	Gnaisse à duas micas	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-096	617617	9060019	Granito	Embasamento cristalino	Poço da Cruz
JPC-097	617746	9054308	Granito	Embasamento cristalino	Poço da Cruz

APÊNDICE II

CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA E MICROPLEONTOLÓGICA DOS CALCÁRIOS BIOCLÁSTICOS DA SERRA DO PERIUITO, BACIA DE JATOBÁ-PE

CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA E MICROPALEONTOLÓGICA DOS CALCÁRIOS BIOCLÁSTICOS DA SERRA DO PERIQUITO, BACIA DE JATOBÁ-PE

Cristiano Aprígio dos Santos[1,2]
Virgínio Henrique. Neumann[1]
Maria Rosilene F. de Menezes[3]
Dunaldson E. G. Alcoforado Rocha[1,4]
Sônia Agostinho[1]

[1]Universidade Federal de Pernambuco – UFPE/ PPGEOC/ CTG – neumann@ufpe.br
[2]Universidade Federal de Sergipe – UFS/ DGEI – aprigeo@gmail.com
[3]PETROBRAS/UO-SEAL/EXP/SE – rosimenezes@petrobras.com.br
[4]CPRM-Serviço Geológico do Brasil – dunaldson@msn.com

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo estudar os calcários bioclásticos que sobrepõem os calcários laminados ocorrentes na Serra do Periquito, Bacia de Jatobá. O registro da ocorrência dos calcários, de idade Aptiana, é um fato novo na história geológica da bacia, oferecendo subsídios para analisar o comportamento do sistema lacustre em relação ao seu preenchimento sedimentar. A área estudada está situada na porção central da bacia e envolve parte dos municípios de Ibimirim, Inajá e Floresta. Durante os trabalhos de campo realizados na serra do Periquito foram coletadas amostras, das quais foram confeccionadas lâminas delgadas que foram estudadas com microscópios petrográfico e eletrônico de varredura (MEV) para descrever e caracterizar os aspectos sedimentológicos e micropaleontógicos. Os procedimentos laboratoriais foram realizados nas instalações da PETROBRAS/UN-SEAL/EXP/SE. O calcário coletado foi classificado como packstone bioclástico a biválvio, com matriz micrítica. Chamado, também, de calcário bioclástico, pode ser classificado como um rudstone bioclástico a biválvio. Os bioclastos mais comuns identificados foram: fragmentos e conchas de biválvios, de ostracodes, gastrópodes, além de formas sugestivas de algas e foraminífero. Estas amostras revelaram ser repositório de grande variedade de espécies fósseis com um alto potencial para aplicação biocronoestratigráfica. Estes calcários apresentam aspectos sedimentológicos e micropaleontológicos semelhantes àqueles encontrados na Formação Romualdo da Bacia do Araripe podendo servir de correlato para outros análogos.

Palavras chave: Bacia de Jatobá, calcário bioclástico, sedimentologia, micropaleontologia

ABSTRACT

This work focuses on the study of the bioclastic limestone that overlap the laminated limestones of Serra do Periquito, in Jatobá basin. This limestone record was dated as Aptian age and is a new fact in the geological history of this basin, providing information to analyze the behavior of the lacustrine system in relation to their sedimentary infill. The study area is located in the central portion of the basin and involves the following municipalities: Ibimirim, Inaja and Floresta. During the field work in the Serra do Periquito samples were collected, and thin sections were made to be studied under petrographic and scanning electron microscopes to describe and characterize their sedimentological and micropaleontogics record. The laboratory procedures were conducted in PETROBRAS/UN-SEAL/EXP/SE. The limestone was classified as a packstone bioclastic (bivalve) with micritic matrix. Informally called coquina, it can also be classified as a Calcirudite. The most common bioclasts were identified were fragments and, bivalve's shells, ostracodes, gastropods, and forms suggestive of algae and foraminifera. These samples were found to be the repository of a wide variety of fossil species with a high potential for application on biocronoestratigraphic studies. These limestones have sedimentological and micropaleontological features similar to those found in the Romualdo Formation of the Araripe basin, allowing its use to correlate with other analogues.

Keywords: Jatoba basin, bioclastic limestone, sedimentology, micropalaeontology

INTRODUÇÃO

Algumas das bacias sedimentares localizadas no interior do nordeste brasileiro como a Bacia de Jatobá ainda carecem de dados e/ou estudos geológicos em escala e temas específicos, mais atualizados que possibilitem um melhor entendimento das condições de sua formação e evolução ao longo do tempo geológico.

A motivação para realização deste trabalho esteve relacionada à importância da necessidade de atualização do conhecimento geológico, visto que os dados básicos mais recentes ainda necessitam de detalhamento.

A falta de estudos com caracterização sedimentológica e micropaleontológica, atualizados, além de dificultar o posicionamento cronológico de algumas unidades sedimentares mapeadas, prejudica a correlação com unidades litoestratigráficas semelhantes encontradas em outras bacias sedimentares do interior do nordeste brasileiro. Este fato prejudica tanto o entendimento tectono-estratigráfico da própria bacia como os estudos referentes à evolução tectono-sedimentar de outras bacias análogas.

Neste trabalho é estudada uma variação litológica carbonática que é constituída pelo acúmulo dos restos de invertebrados, geralmente conchas e/ou fragmentos. Trata-se de uma tipologia complexa que no Brasil foi estudado, recentemente, em bacias sedimentares, formações e idades diferentes.

Revisando referências bibliográficas antecedentes podem-se destacar os resultados a seguir: nas pesquisas realizadas por Simões e Kowalewski (1998); Simões, Torello e Rocha-Campos (1996); Simões e Torello (2003) *apud* Neves (2010), os arenitos bioclásticos ou coquinhas, foram estudados, sob os aspectos taxonômicos e tafonômicos, esses foram encontrados na parte média/superior da Formação Corumbataí, no Estado de São Paulo, onde as conchas estão tipicamente melhor preservadas, comumente em estruturas sedimentares tipo tempestitos.

Recentemente Neves *et. al.* (2010) apresentam o primeiro estudo tafonômico de biválvios preservados em calcários oolíticos da Formação Teresina, na Bacia do Paraná. Na execução de sua pesquisa selecionaram duas camadas, informalmente denominadas PRU 1 e PRU 2, em pedreiras do município de Prudentópolis, centro-sul do Estado do Paraná. A camada carbonática PRU 2 (~5 cm de espessura) foi caracterizada como um *rudstone* a biválvios e ooides. Esta pesquisa resultou na constatação de conchas de biválvios, desarticuladas, algumas fragmentadas e densamente empacotadas formando uma coquina.

No trabalho citado acima o suporte da camada carbonática estudada foi caracterizado como dado por conchas, com empacotamento denso tipo coquina. Os bioclastos apresentavam distribuição caótica com as valvas desarticuladas e/ou fragmentadas. Difere da primeira nos detalhes em que as extremidades das conchas estão mais nitidamente arredondadas por abrasão, apresentou maior quantidade de escamas de peixes, coprólitos, além de haver proporção muito maior de conchas em relação a ooides. Ainda por indicar um denso empacotamento em que processos de alta energia que estiveram presentes na deposição dessa camada, sendo responsável pelo acumulado de conchas. O ambiente deposicional foi considerado de águas rasas, porém para essas ocorrências com os bioclastos em condições diferenciadas foi adotada a hipótese de ter havido recorrência dos episódios de tempestade.

Estudando o estágio rifte no Cretáceo da Bacia de Sergipe-Alagoas na margem continental, Petra & Gallo (2009)

interpretaram como lacustre o paleoambiente de sedimentação da Formação Morro do Chaves apresentando como evidências geológicas espessos pacotes de coquinas.

Castro *et. al.* (2006) estudou o afloramento de coquina da Reserva Tauá - pântano da Malhada, Região dos Lagos Fluminenses, considerando que este foi resultante de um evento transgressivo--regressivo marinho ocorrido no Holoceno, com o processo deposicional do material bioclástico influenciado por ondas de tempestades. Esse depósito de conchas de moluscos encontra-se situado a aproximadamente 4,0 m acima do nível do mar atual representa, segundo os autores, evidência inquestionável de nível marinho pretérito mais elevado.

Assim, tomando por base as referências acima apresentadas, o presente trabalho tem como objetivo estudar a ocorrência dos calcários bioclásticos de provável idade Aptiana da serra do Periquito, na Bacia de Jatobá. Oferecendo subsídios para analisar o comportamento do sistema lacustre em relação ao seu preenchimento sedimentar.

LOCALIZAÇÃO

A Bacia de Jatobá localiza-se em áreas dos estados de Pernambuco, Alagoas e Bahia, semi-árido nordestino do Brasil, com dimensão de aproximadamente 5.000 km^2 e limites considerados na falha de Ibimirim, a norte; pela falha de São Francisco a oeste; nas demais direções seus limites é dado pela borda flexural.

A área estudada está situada na porção central da bacia e noroeste na Folha de Poço da Cruz (SC.24-X-A-VI), da Superintendencia de desenvolvimento do Nordeste -SUDENE (1978), na escala de 1:100.000 (Fig. 1), envolve parte dos municípios de Ibimirim, Inajá,e Floresta (Fig. 2).

A gênese e evolução desse arcabouço estrutural se relacionam a um ramo abortado do rifteamento do Atlântico meridional representando a porção setentrional do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (R-T-J). Sedimentos de idade Siluro-devoniana e permiana ocorrem junto à borda leste da sub-bacia de Tucano Norte e a sul e sudeste da bacia de Jatobá, sugerindo a existência de uma depressão nesta área desde o Paleozóico.

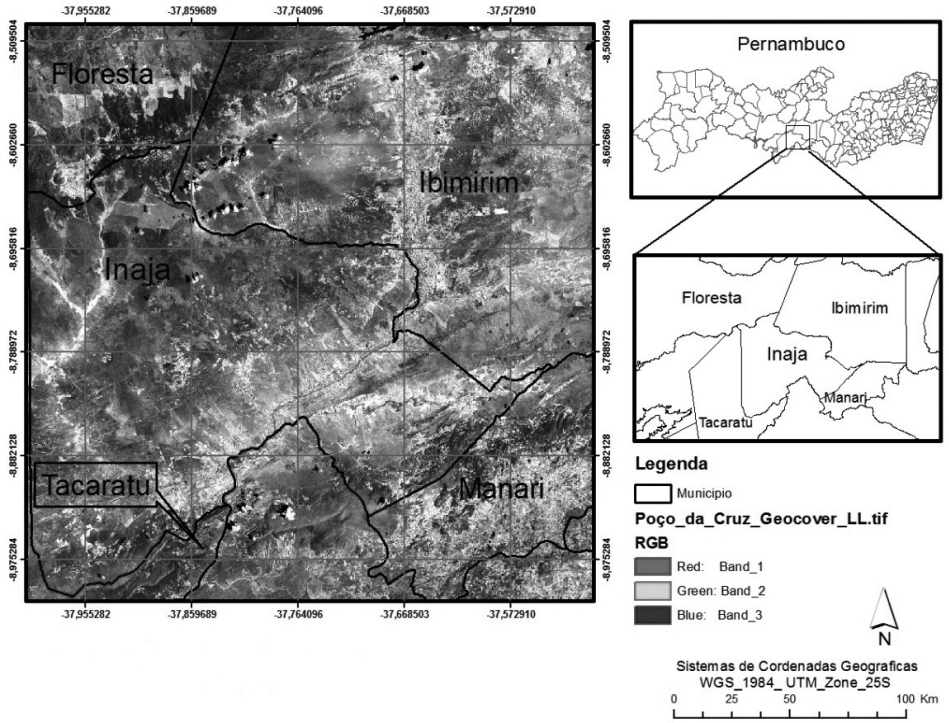

Figura 1: Localização da Área de Estudo, Folha Poço da Cruz, imagem ótica Geocover.

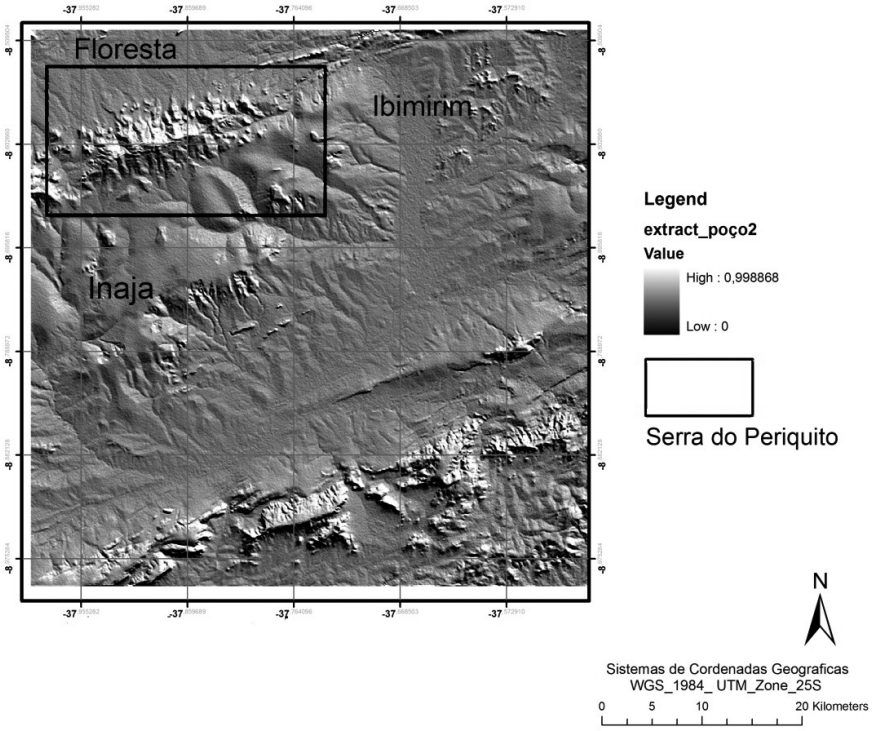

Figura 2: Localização da Área de Estudo, Serra do Periquito, imagem de relevo sombreado *Shuttle Radar Topography Mission (*SRTM) disponível em TOPODATA, www.inpe.gov.

MATERIAIS E MÉTODOS

Com o levantamento bibliográfico buscou-se atualizar os nossos conhecimentos geológicos de subsuperfície da área estudada.

Os trabalhos de campo realizados na serra do Periquito, onde afloram os calcários bioclástico, na Bacia de Jatobá, resultaram na coletada de amostras para posterior análise.

Adotou-se uma abordagem integrada dos afloramentos associando estudos da estratigrafia de sequências (análise de fácies, definição de ciclos sedimentares) aos da micropaleontologia com a análise dos restos de matéria orgânica fossilizada.

Duas lâminas delgadas foram estudadas com o microscópio de varredura eletrônica (MEV) para descrever e caracterizar os aspectos sedimentológicos e micropaleontógicos.

Os procedimentos laboratoriais foram realizados nas instalações da PETROBRAS/UO-SEAL/EXP/SE para a caracterização foram utilizadas como referências as nomenclaturas de Dunham (1962) e Embry e Klowan (1971).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A área considerada pertence ao conjunto de bacias interiores do nordeste brasileiro, localizada na Província da Borborema, sobre o Domínio Pernambuco-Alagoas (Fig. 3), é representada por um meio *graben* assimétrico orientado na direção N70°E. Morfologicamente apresenta uma forma elíptica alongada com o eixo maior na direção NE-SW. Sua geometria constitui um *half-graben* com seu depocentro, estando na baixa de Ibimirim. A borda sudeste é definida por uma suave flexura juntamente a uma franja de sedimentos Paleozóicos expostos. A bacia progressivamente morre no leste e no seu extremo ENE os sedimentos estão dispostos sem conformidade sobre o embasamento Magnavita (1992).

Geomorfologicamente os terrenos estudados se comportam com superfícies arrasadas, aplainadas dissecadas, onde a erosão diferenciada esculpiu níveis distintos de pedimentos, etchplanos, que ora mais dissecados, ora mais conservados, expressam a lógica do rebaixamento geoquímico, evolução das vertentes, a etchplanação das zonas tropicais.

As superfícies de aplanamento caracterizam-se por possuir inclinação suave, são normalmente capeadas por material detrítico descontínuo sobre a rocha, não apresentam dissecação marcada ou deposição excessiva. Os pedimentos geralmente apresentam forte ângulo no contato com a vertente mais íngreme (ruptura de declive), enquanto a jusante suaviza-se com a deposição detrítica em direção aos vales ou depressões. Destacam-se na periferia de áreas que sofreram arrasamento por etchplanação.

Essa erosão intensa, evoluída por processos de transformação geoquímica, gerando cobertura de alteração Correa (2011), constituída por Latossolos e/ou couraças; superfície de aplanamento elaborada durante fases sucessivas de retomada de erosão, sem, no entanto perder suas características de aplanamento, cujos processos geraram sistemas de planos inclinados, levemente côncavos, evoluídos por processos de evolução geoquímica, gerando coberturas de alteração. Ocorrem nas superfícies dos topos das chapadas com coberturas latossólicas.

Dessa dinâmica restaram na paisagem da área estudada as serras Negras e Periquito, relevos residuais, que guardam o testemunho geológico do preenchimento aptiano e albiano da bacia.

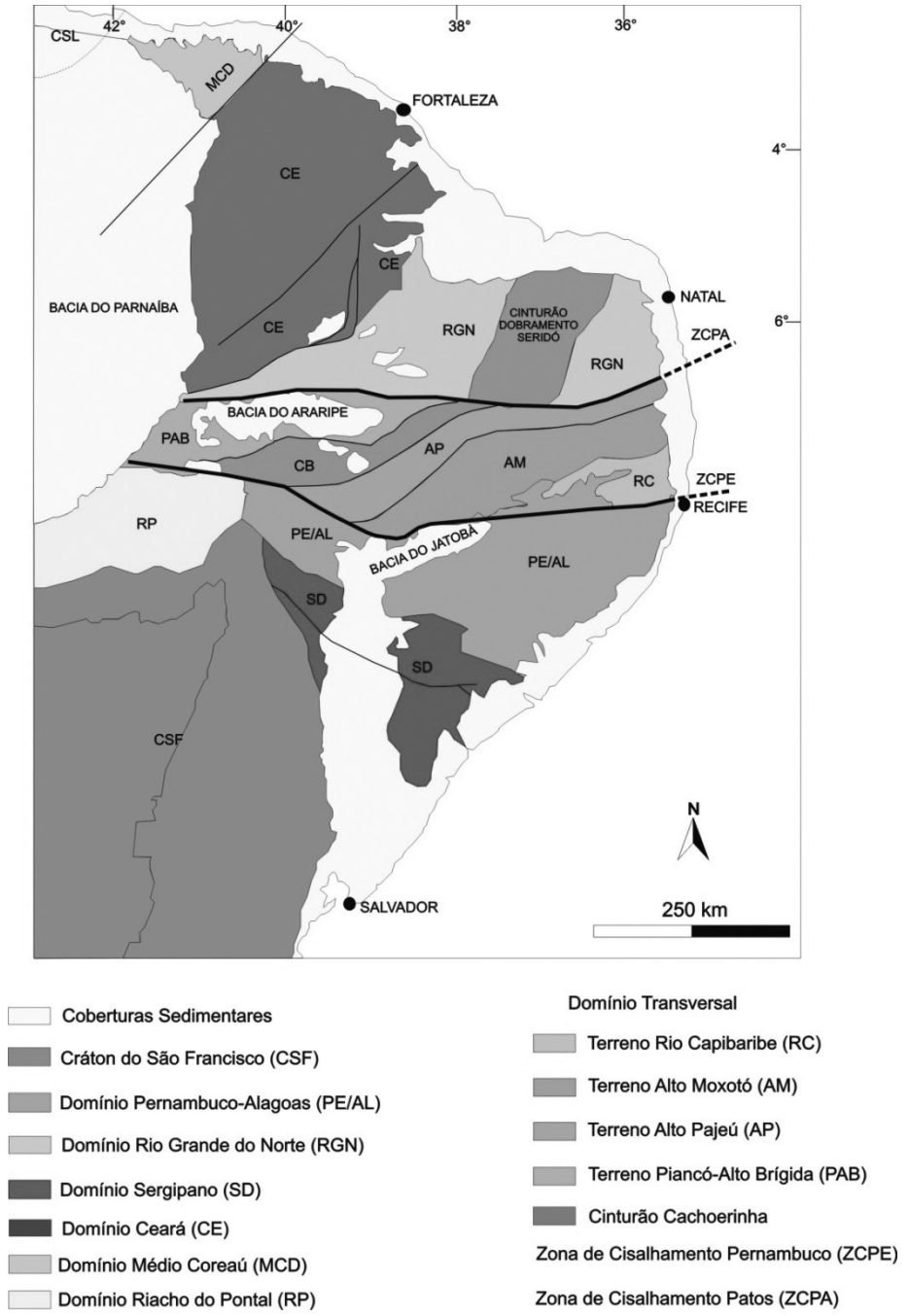

Figura 3: Contexto Geológico Regional: Domínios Estruturais da Província da Borborema Van Schumus *et al.* (2008).

Rocha e Leite (1999) sugerem que a bacia de Jatobá possui uma estratigrafia semelhante a do Araripe (Fig. 4).

Na sequência estratigráfica o Grupo Jatobá é representado pelas formações Tacaratu e Inajá. A primeira caracteriza-se por arenitos grossos a conglomeráticos de cor rósea a avermelhada, depositados em sistema de leques aluviais silurianos associados ao fluvial entrelaçado. A Formação Inajá é representada por arenitos fluviais finos a grossos, os finos apresentam comportamento laminado, com estratificações cruzada, plano-paralela e acanaladas, são ferruginosos com intercalações arenosas e níveis de matéria orgânica, devonianos. Essas duas formações foram acumuladas durante a fase tectônica de sinéclise da bacia (Fig. 4).

Na bacia de Jatobá o Jurássico/Cretáceo é caracterizado por rochas sedimentares essencialmente continentais. A seção pré-rifte compreende rochas sedimentares, pertencentes à Formação Aliança que são representados por folhelhos e siltitos amarronzados e esverdeados com intercalações de arenitos finos e calcarenitos. Ocorrem ainda níveis de gipsita. Esta associação litológica indica ambiente deposicional lacustrino raso, com influência fluvial. A formação Sergi é representada por arenitos finos esbranquiçados a róseos avermelhados desenvolvidos em ambiente de sedimentação fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico.

A seção rifte, depositada a partir do Eocretáceo, abrange sedimentos pertencentes às Formações Candeias, Grupo Ilhas e Formação São Sebastião. A Formação Candeias está representada por folhelhos e siltitos argilosos de cor marrom, intercalados com arenitos em ambiente flúvio-lacustre raso. No Grupo Ilhas ocorre alternância de arentitos médios a grossos com argilitos e siltitos de coloração creme. A Formação São Sebastião tem litologia composta por arenitos médios a finos com níveis grossos na base, representando ambiente de alta energia gradando para ambiente eólico.

GEOCRONOLOGIA			TECTÔNICA	UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	AMBIENTE DEPOSICIONAL	COMPOSIÇÃO LITOLÓGICA
PERÍODO		IDADE				
Cenozóico	Neógeno	Pleistoceno		**Aluviões**	Leques e terraços aluviais/Fluvial	Areias, siltes, argilas e lentes conglomeráticas
	Paleógeno	Oligoceno		**Elúvio/Colúvio**	Cobertura detrítica residual	Cascalhos e areias
Mesozóico	Cretáceo	**Albiano/Cenomaniano**	Pós-Rifte	**Formação Exu**	Fluvial entrelaçado e meandrante	Arenitos grossos a conglomeráticos com leitos finos.
		Aptiano		**Formação Romualdo**	Lacustrino raso	Siltitos e folhelhos na base e calcários e coquina no topo
				Formação Crato	Lacustrino raso a profundo	Calcários laminados intercalados a arenitos, margas e folhelhos
				Formação Marizal	Fluvial associado a deltas	Arenitos, siltitos e argilitos, com estruturas de sobrecarga
		Barremiano	Rifte	**Formação São Sebastião**	Fluvial de alta enegia com retrabalhamento eólico	Arenitos médios a finos com níveis grossos na base
		Hauteriviano				
		Valanginiano		**Grupo Ilhas**	Deltaico associado a lacustre	Alternância de arenitos médios a grossos com argilitos e siltitos creme
		Berriasiano		**Formação Candeias**	Flúvio-lacustre raso	Arenitos, folhelhos e siltitos argilosos intercalados com carbonatos
	Jurássico	**Tithoniano**	Pré-Rifte	**Formação Sergi**	Fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico	Arenitos grossos a finos esbranquiçados a avermelhados com crostras lateríticas
				Formação Aliança	Lacustrino raso, com influência fluvial	Folhelhos e siltitos amarronzados e esverdeados com intercalações de arenitos finos, calcarenitos e níveis de gipsita
Paleozóico	**Devoniano**		Sinéclise	**Formação Inajá**	Marinho de plataforma rasa associada a fluvial	Arenitos finos laminados, ferruginosos com intercalações de arenitos grosssos e siltitos
	Siluriano			**Formação Tacaratu**	Fluvial entrelaçado associado a leques aluviais	Arenitos grossos a conglomeráticos de cores cinza, rósea e vermelha com crostas lateríticas
Proterozóico				**Embasamento cristalino**		Granitos, migmatitos, gnaisses, sienogranito, monzogranito e quartzitos

Figura 4: Coluna Estratigráfica da Bacia de Jatobá Rocha e Leite (1999) apud Neumann et. al. (2010).

A Formação São Sebastião é sobreposta discordantemente por sedimentos aluviais pertencentes à Formação Marizal, em contexto pós-rifte, durante o Neoaptiano. Trata-se de arenitos, siltitos e argilitos, com lentes de calcário, folhelhos betuminosos e evaporitos.

Ainda durante o pós-rifte como sequência cretácea no mapeamento geológico Rocha (2001) considera a presença da Formação Santana, agora Grupo Santana, conforme Neumann e Cabrera (1999), composta por calcário e níveis de folhelhos intercalados por arenitos desenvolvidos

em sistema lacustrino raso. Nesse detalhamento estão presentes as Formações Crato e Romualdo cuja litologia é composta por calcissiltitos e calcilutitos fossilíferos de coloração creme a cinza claro, intercalados a arenitos e folhelhos onde o ambiente deposicional lacustrino pode apresentar maior profundidade.

A litologia da Formação Exu é representada por arenitos grossos a conglomeráticos com leitos finos de cor creme a róseo, localmente avermelhados, onde o ambiente deposicional é do tipo fluvial entrelaçado com transição para fluvial meandrante.

Nas formações superficiais estão distribuídos na área: coluviões paleógenos – cobertura detrítica residual e aluviões neógenos – cobertura superficial transportada composto por areias, siltes, argilas e lentes conglomeráticas.

Na Serra do Periquito estão expostos afloramentos das formações que representam a geocronologia, eventos tectônicos e os ambientes de sedimentação marcantes no Neoaptiniano especialmente uma cobertura carbonática que pode servir de análogo para ocorrências presentes em outras bacias.

Assim, reportando a literatura Beurlen (1966) *apud* Oliveira (2006), afirma que o topo da atualmente Formação Romualdo da Bacia do Araripe, é coberto por uma camada de cerca de 12 m de margas com bancos de conchas, gastrópodes e bivalves.

Ainda na revisão biocronoestratigráfica de Martill (2007) para o Cretáceo do Araripe podem ser destacados os seguintes tópicos:

- que os ostracodes da Bacia do Araripe na Formação Romualdo recebem considerável atenção devido a sua excepcional preservação nas concreções e também pela sua importância para fins bioestratigráficos, a abundância também é destacada com os ostracodes presentes em níveis nos quais em muitas das concreções encontram-se litificados ou formam camadas de conchas;
- dos ostracodes não marinhos, típicos, é citado o gênero Theriocynoecum sp., que aparentemente, também é presente na Bacia do Chade, na África Ocidental e na Argentina;
- de Coimbra *et al.* (2002) ele reporta a indicação de uma idade inferior ao Neoaptiano para a Formação Romualdo através da aplicação estratigráfica dos ostracodes;
- gastrópodes e biválvios tem ocorrência comum neste nível estratigráfico;

Na análise do paleolago do Araripe Neumann (1999) destacou a existência de um depocentro carbonático constante. Essa acumulação de depósitos carbonáticos em sistema lacustre fora formada pela precipitação orgânica primária (por fotossíntese da microbiota algálica, pela evaporação e pela mistura das águas), resultando num material micrítico nas partes mais internas, oólitos nas partes marginais e produção de matéria esqueletal: areias conchíferas e oncóides na parte profunda da zona litoral.

Como resultado da análise das lâminas, seguindo a nomenclatura de Dunham, (1962), o calcário coletado (Fig. 5) pode ser classificado como packstones bioclástico a biválvio, com matriz peloidal. Informalmente pode ser chamada também de coquina.

Figura 5: Calcário tipo coquina mostrando onde foram obtidas amostras para confecção de lâminas delgadas, a = AM 01 e b = AM 02.

Ressaltando os tamanhos dos bioclastos, pode ser classificada também de rudstone bioclástico a biválvio, Rudstone segundo Embry e Klowan (1971) é uma rocha carbonática suportada por grãos, com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm, sendo essa última classificação mais adequada.

Os bioclastos mais comuns são vários fragmentos de bivalves; destacando-se algumas conchas dos bivalvios que estão praticamente inteiras. Ainda foram observados ostracodes alguns inteiros, outros parte da concha (Figs 6 a 12).

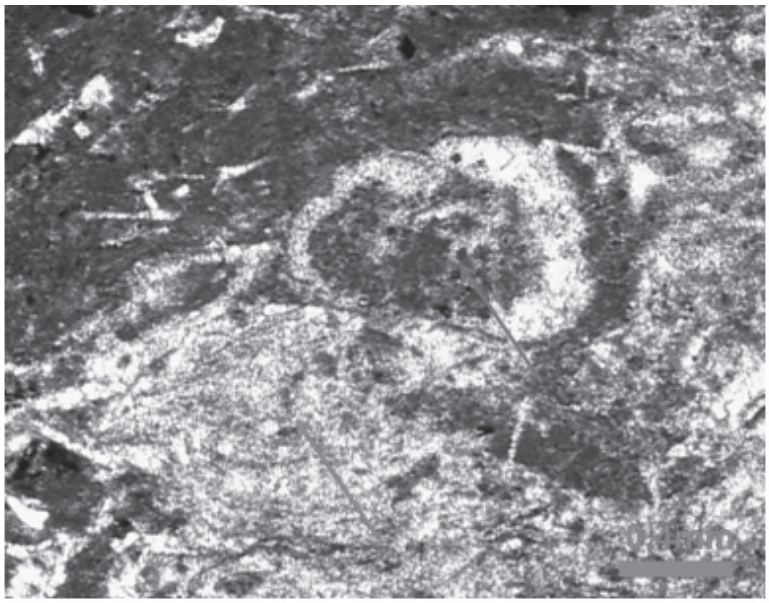

Figura 6: Bacia de Jatobá AM 01 – Conchostráceo 5x0,33mm. Vários fragmentos amalgamados de bivalves e um ostracode (provável *Theriosynoecum*? sp.).

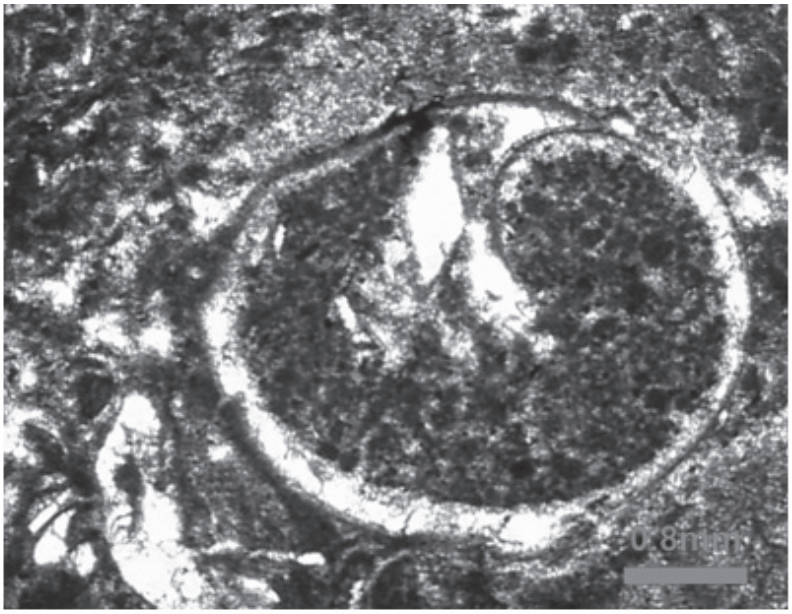

Figura 7: Bacia de Jatobá AM 01 – Gastropoda 2,5x0,33mm. Seção Basal de um gastrópode preenchido com Calcita Micrítica.

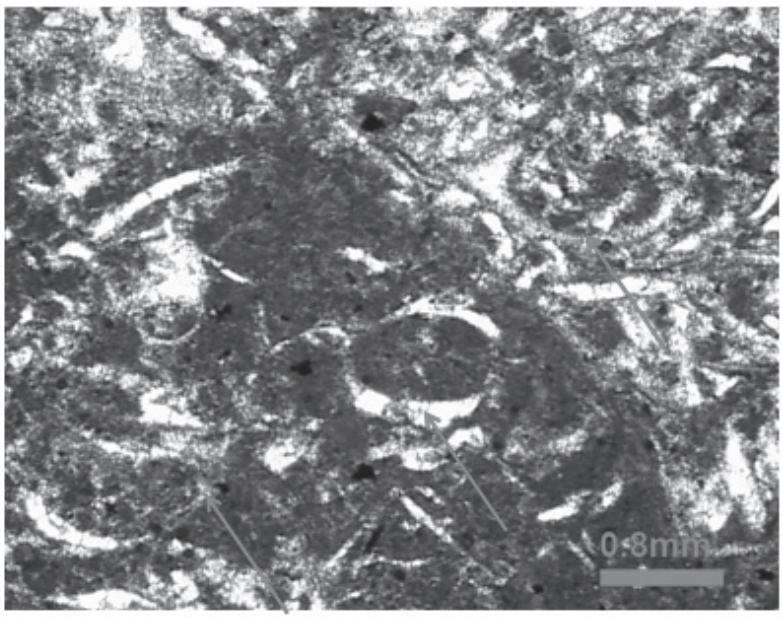

Figura 8: Bacia de Jatobá AM 01 – Ostracodes 2,5x0,33mm. Vários fragmentos de bivávios em meio a matriz micrítica e três conchas de ostracodes (setas).

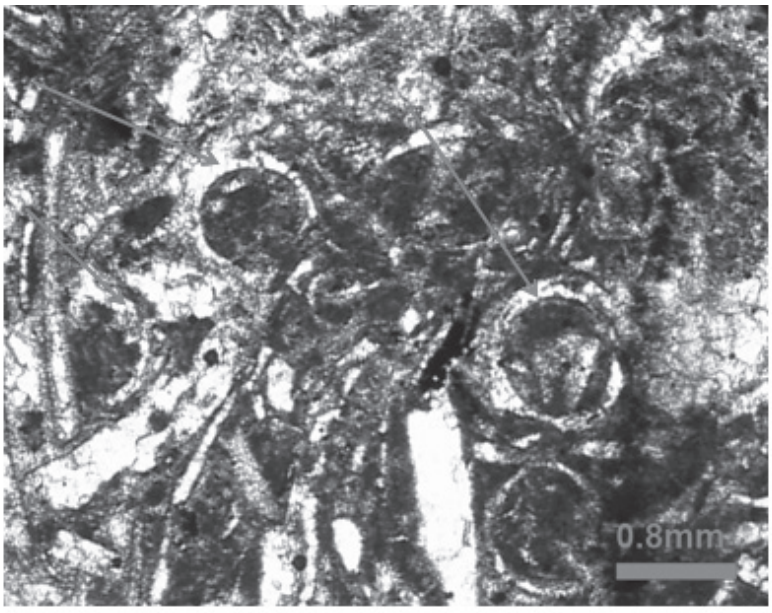

Figura 9: Bacia de Jatobá AM 02 – Fragmentos de bivalves e tubos vermes 2,5x0,33mm. Seção transversal esférica, semelhantes a tubos de verme (setas).

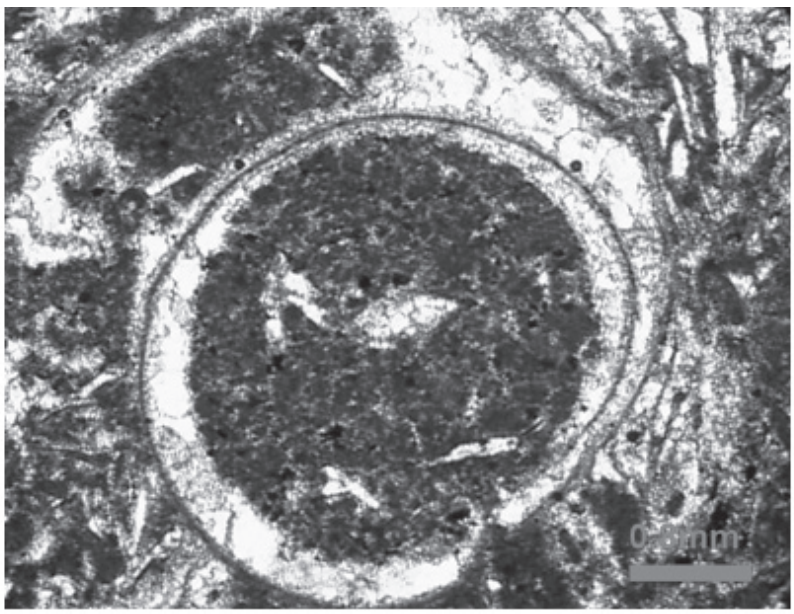

Figura 10: Bacia de Jatobá AM 02 – Gastropode e ostracode 2,5x0,33mm.

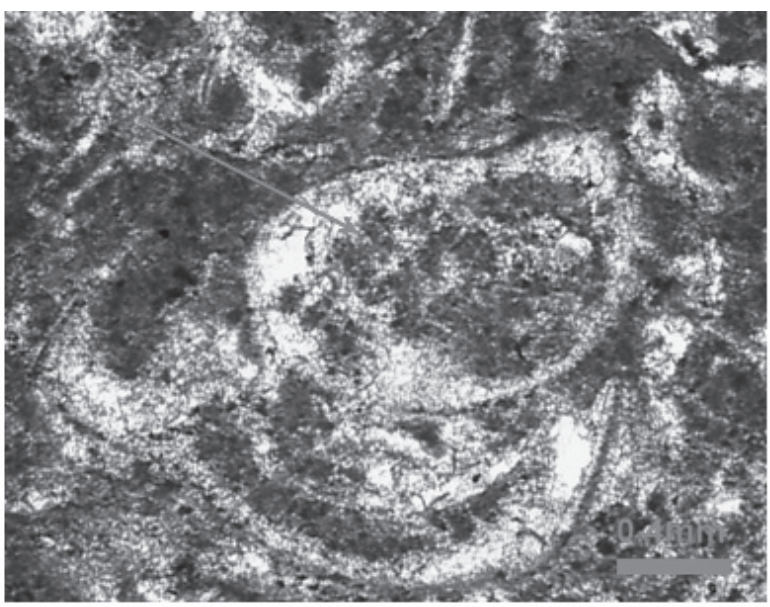

Figura 11: Bacia de Jatobá AM 02 – Ostracodes 5x0,33mm. Vários fragmentos de concha em meio matriz micrítica e um ostracode na parte central (seta).

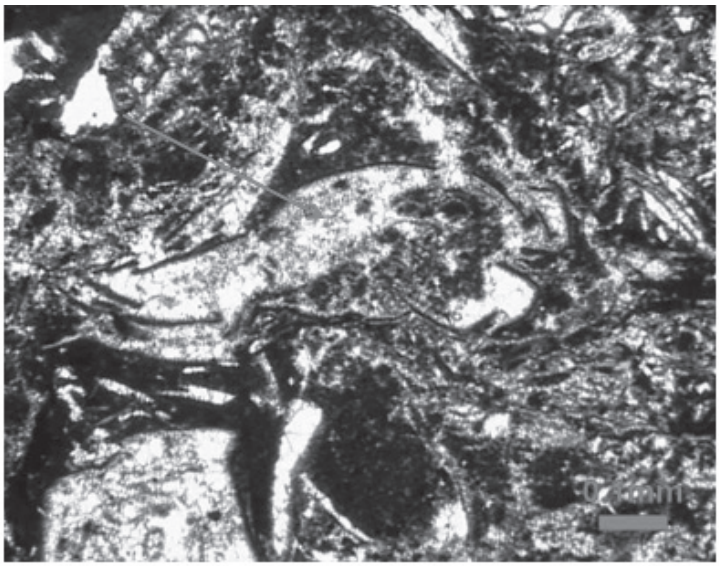

Figura 12: Bacia de Jatobá AM 02 – Vários fragmentos de concha em meio matriz micrítica bivalvio compactado (seta).

Ocorre também a presença de gastrópodes centimétricos, e algumas formas sugestivas de alga verde, micritizadas e outras substituídas por cimento (Fig.13). Uma única forma que se assemelha a um foraminífero plantônico (Fig. 14).

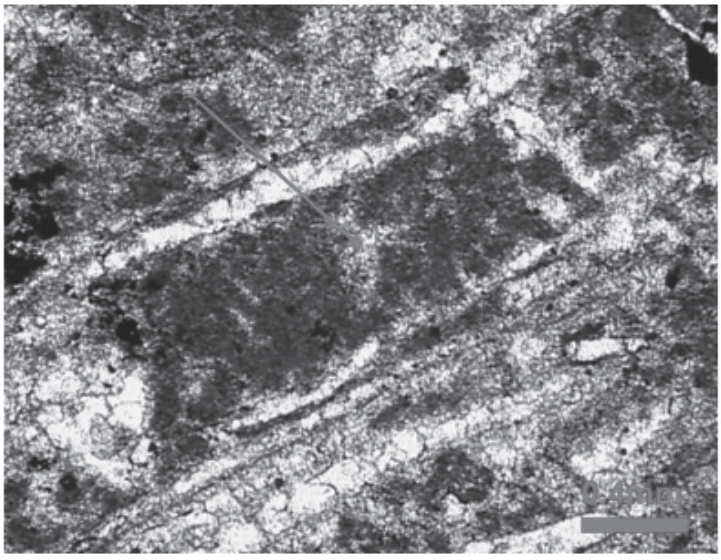

Figura 13: Bacia de Jatobá AM 01 – Alga verde 5x0,33mm. Fragmento alongado, centro micritizado e bordas de calcita sugestivo de seção transversal de uma alga verde? (seta).

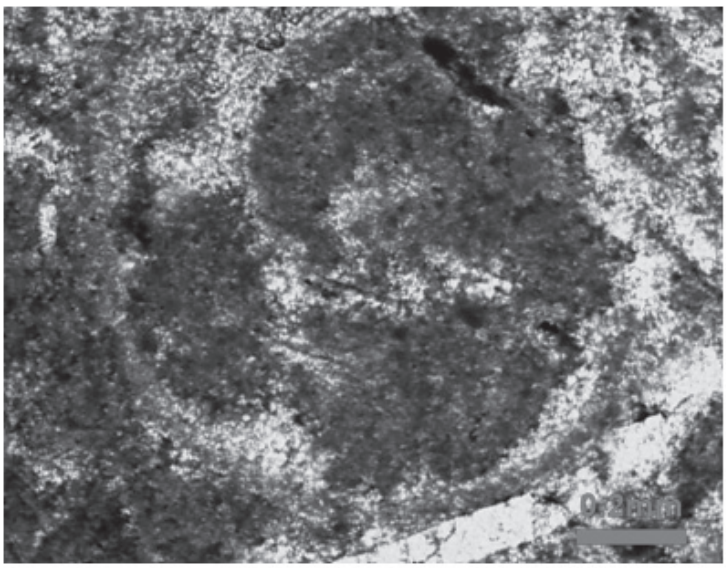

Figura 14: Bacia de Jatobá AM 01 – Foraminífero 10x0,33mm. Forma sugestiva de um foraminífero plantônico, com aparentemente 06 ou 04 câmaras internas e abertura no canto superior esquerdo da imagem?

Existe em alguns locais 02 (dois) tipos de cimento de calcita: um placoso e outro em franja prismática (Figs. 15 e 16).

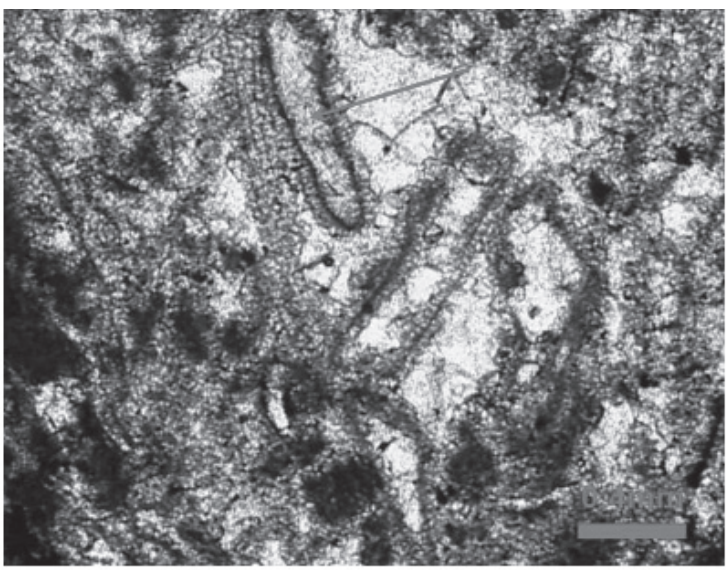

Figura 15: Bacia de Jatobá AM 02 – Franja prismática calcário em bloco 10x0,33mm. Fragmento alongado sugestivo de alga verde, centro dissolvido e substituído por mosaico fino de calcita (seta).

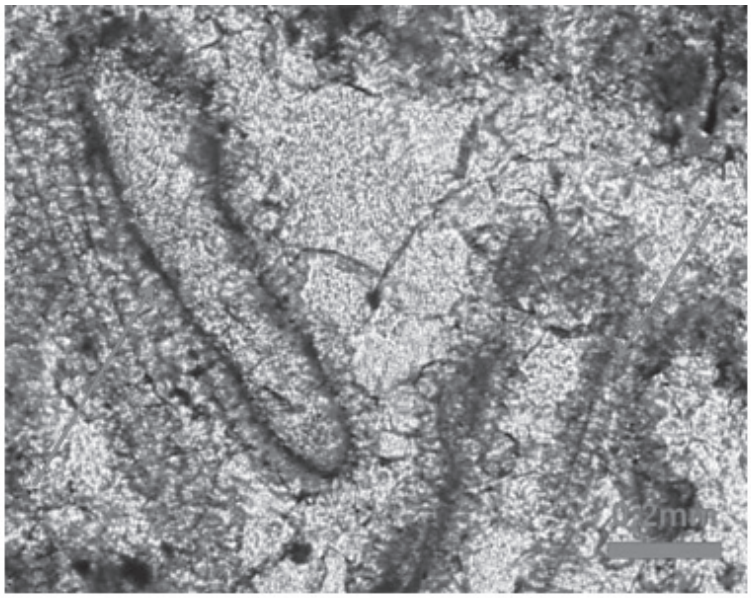

Figura 16: Bacia de Jatobá AM 02 – Detalhe da imagem anterior: Franjas prismáticas (setas) envolvendo o grão e mosaico grosso de calcita, pós-franja; caracterizando 2 fases de distintas de precipitação, possivelmente associado a influxo meteórico.

CONCLUSÕES

Estas amostras revelaram ser repositório de grande variedade de espécies fósseis com um alto potencial para aplicação na análise biocronoestratigráfica de outras bacias sedimentares análogas.

A litologia e a diversidade micropaleontológica com, ostracodes, bivalves e gastropodes da ocorrência carbonática na Bacia de Jatobá nos calcários bioclástico é semelhante àquela encontrada na Formação Romualdo da Bacia do Araripe.

Essa caracterização corrobora para afirmar que o ambiente deposicional teve em sua composição um sistema lacustre com batimetria varável de raso a profundo.

Referências

BRASIL; BRASIL; PERNAMBUCO. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco. Brasília, DF: CPRM, 2001.

CASTRO, J. W. de A., SENRA, M. C. E. e RAMOS, R. R. C. Coquinas da Paleolaguna da Reserva Tauá-Pântano da Malhada, RJ: Um registro de *optimum* climático holocênico. SIGEP,2006. Disponível em <http://www.unb.br/ig/sigep>

CORREA A. C. B. História geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, NE do Brasil: a perspectiva da Etchplanação. Recife, 2011. (inédito)

DUNHAM, R. J. 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. *in* Ham, W.E., ed., Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, p. 108–121.

EMBRY A.F, KLOWAN J.E. A Late Devonianreef tract on northeastern Banks Island. NWT Bull Can Pet Geol 1971;19:730– 81.

MARTILL, D. M. The age of the Cretaceous Santana Formation fossil Konservat Lagersta¨tte of north-east Brazil: a historical review and an appraisal of the biochronostratigraphic utility of its palaeobiota. Cretaceous Research xx (2007) 1e26. ELSEVIER.

NEUMANN, V. H. e *et. al*. Mricrofácies Carbonáticas e Comportamento isotópico de C e O nos Calcários Laminados Aptinianos Lacustres da Serra Negra, Bacia do Jatobá, Nordeste do Brasil. Estudos Geológicos v. 20 (1), Jul. 2010.

NEUMANN, V. H.; CABRERA, L. Una nueva propuesta estratigráfica para la tectonosecuencia post-rifte de la cuenca de Araripe, Nordeste de Brasil. In: Simpósio Cretáceo Brasileiro, 5, Serra negra, 1999. UNESP, Boletim de Resumos: 279-285.

NEUMANN, V. H. M. L. 1999. Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquimica y Diagenesis de los Sistemas Lacustres Aptiense-Albienses de la Cuenca de Araripe (Noreste de Brasil). Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Tese (Doctorado), 250 p.

NEVES, J. P., ROHN, R., SIMÕES, M. G. Tafonomia de Biválvios em Calcários Oolíticos da Formação Teresina (Bacia do Paraná, Permiano Médio, Prudentópolis, PR). Revista do Instituto de Geociências – USP. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 10, n. 3, p. 19-36, outubro 2010. Disponível on-line no endereço www.igc.usp.br/geologiausp

OLIVEIRA, G. R. DE. Novos Testudines (Pleurodira) da Formação Santana Cretáceo (Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro: UFRJ/MN, 2006.

PETRA, Rafaela & GALLO, Valéria. Análise Tafonômica da Ictiofauna da Formação Morro do Chaves, Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas, Nordeste Do Brasil. Boletim da Sociedade Brasileira de Paleontologi, p. 37, Ano 24, n. 62 Março/2009. www.sbpbrasil.org

ROCHA, D. E. G. A. Mapa Geológico da Bacia de Jatobá. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2001.

ROCHA, D. E. G. A.E LEITE, J. F. Estudo Hidrogeologico da Bacia do Jatoba - Geologia. Recife. CPRM, 49 p. 1999.

VAN SCHMUS, W. R.; OLIVEIRA E. P.; SILVA FILHO A. F.; TOTEU S. F; PENAYE, J.; GUIMARÃES, I. P. Proterozoic Links Between the Borborema Province, NE Brazil and the Central African Fold Belt. 2008.

APÊNDICE III

ARCBOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DE JATOBÁ-PE A PARTIR DE APLICAÇÃO DE VAIÁVEIS MORFOMETRICAS

5º CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO E GÁS

Arcabouço Estrutural da Bacia de Jatobá-PE a partir de Aplicação de Variáveis Morfométricas

Abstract

The Jatobá Basin is located between the states of Pernambuco and Bahia, NE Brazil. The area comprises approximately 5,000 km^2 with the limits marked by the Ibimirim Fault (on the North), the San Francisco Fault (on the West) and the flexural (in the other direction). The structural evolution of this basin is related to a branch of the aborted Atlantic rift, representing the southern portion of the northern rift Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ). Sediments from the Silurian-Devonian and Permian ages occurs close to the east border of the Tucano North sub-basin and at South and Southeast of the Jatoba basin, suggesting the presence of a depression in this area since the Paleozoic Era. The Jatoba group is represented by the Tacaratu and Inajá formations. The first one is characterized by polymictic conglomerate and thin to coarse arkose, deposited on Silurian alluvial fans system. The Inajá Formation is represented by fine to coarse river sands, kaolin, within cross-stratification, interspersed by Devonian pelits. The Jurassic/Cretaceous sequence comprises continental sediments. The pre-rift section comprises sediments belonging to Brotas Group, those are represented by river-wind cycles (Boipeba Member of the Aliança and Sergi Formations), interspersed by red clay lake (Capianga Member of the Aliança Formation). The rift section deposited during the Eocretacic covers sediments belonging to the Santo Amaro (Candeias Formation), Ilhas and Massacará (Sebastião Formation) groups. The Candeias formation is represented by lacustrine shales with intercalations of deltaic sandstones and limestones. The Ilhas Group is a sequence of sandstones intercalated with shale, deposited in fluvial-deltaic environment. The Massacará Group is composed by fluvial sediments infilling the rift, and it is characterized by reddish-yellow coarse sandstones, with intercalations of siltic clay. This group is layed on top by alluvial sediments belonging to the Marizal Formation during the post-rift phase, in the Neoaptian. It is composed by gray to yellow fine to coarse sandstone with cross-stratification. To represent spatially the main geomorphic units and to offer subsidies to interpret the depositional environments and systems of the basin, it was used the Srtm (Shuttle Radar Topography Mission) images. Using the Srtm data geomorphometrics variables were manipulated in a Geographic Information System (GIS). Using this process, maps were criated representing the main geomorphic units of thê basin.

After integrating stratigraphic column, structures, sedimentation and morphological data, the following structural elements can be highlighted: 1) Complex testimony (Serra Negra and Periquito) 2) Reverse of conserved Cuesta, 3) Reverse the Cuesta dissected; 4) Front of Cuesta; 5) Detritic pediment 400m; 6) Detritic pediment 500m; 7) Stone pediment 600m; 8) Pediment dissected to 640m; 9) Pediment uplifted the 780m; 10) Massif residual; 11) Massif in residual crest; 12) Massif residual crest**; 13) inselbergues and 14) Plain alluvial. These units reflect the interference of the substrate pre-existing to the depositional cycle's events, marked by paleoenvironmental reconstruction of the considered area. The geomorphic variables are used to the parametric characterization of the basin pointing in a better resolution the structural mapping.

Keywords: structural geology, Jatobá Basin, Geomorphometry

Introdução

A Bacia de Jatobá localiza-se em áreas dos estados de Pernambuco e Bahia, semi-árido nordestino do Brasil (figura 1), com dimensão de aproximadamente 5.000 km^2 e limites considerados na falha de Ibimirim, a norte; pela falha de São Francisco a oeste; nas demais direções seus limites é dado pela borda flexural.

A evolução desse arcabouço estrutural se relaciona a um ramo abortado do rifteamento do Atlântico meridional representando a porção setentrional do *rift* Recôncavo-Tucano- Jatobá (R-T-J). Sedimentos de idade siluro-devoniana e permiana ocorrem junto à borda leste da sub-bacia de Tucano Norte e a sul e sudeste da bacia de Jatobá, sugerindo a existência de uma depressão nesta área desde o Paleozóico.

O Grupo Jatobá é representado pelas formações Tacaratu e Inajá. A primeira caracteriza-se por conglomerado polimítico e arcóseo fino a grosso, depositados em sistema de leques aluviais silurianos. A Formação Inajá é representada por arenitos fluviais finos a grossos, caulínicos, com estratificação cruzada, intercalados por pelitos, devonianos.

Na bacia de Jatobá o Jurássico/Cretáceo abrange sedimentos essencialmente continentais. A seção pré-*rift* compreende sedimentos, pertencentes ao Grupo Brotas, são representados por ciclos fluvio-eólicos (Membro Boipeba da Formação Aliança e Formação Sergi), intercalados por argilas vermelhas lacustres (Membro Capianga da Formação Aliança).

Figura 1: Localização da Área de Estudo.

A seção *rift*, depositada durante o Eocretáceo, abrange sedimentos pertencentes aos grupos Santo Amaro (Formação Candeias), Ilhas e Massacará (Formação São Sebastião). A Formação Candeias na Bacia de Jatobá está representada por folhelhos lacustres com intercalações de arenitos deltaicos e calcários. O Grupo Ilhas é uma seqüência de arenitos intercalados com folhelhos, depositados em ambiente fluvio-deltaico.

O Grupo Massacará compreende os sedimentos fluviais do assoreamento do *rift*, estando caracterizado por arenitos grossos, amarelo-avermelhados, com intercalações de argila síltica. O Grupo Massacará é sobreposto discordantemente por sedimentos aluviais pertencentes à Formação Marizal, em contexto pós-*rift*, durante o Neoaptiano. Trata-se de arenitos finos a conglomeráticos, cinza a amarelos, com estratificação cruzada. Ao longo dos plainos fluviais, ocorrem aluviões neógenos/quaternários (Costa, P. I. et al 2007) .

Ainda durante o *pós-rift* como sequência cretácea o mapeamento geológico da CPRM 2001 considera a presença das Formações Santana, agora Grupo Santana (Neumann e Cabrera, 1999) composta por calcário e níveis de folhelhos intercalados por arenitos desenvolvidos em sistema lacustrino raso associado a planície tipo *sabkha* com influência marinha, e Exu representada por arenitos de sistema fluvial *braided* transicionando para fluvial de baixa sinuosidade.

Nas formações superficiais e recentes estão distribuídos na área eluviões – cobertura detrítica residual e aluviões – cobertura superficial transportada.

O contexto estrutural é claramente demonstrado pelo mapeamento do padrão de drenagem dentro da bacia, bem como a topografia. O traçado reto dos rios e seu controle estrutural são bastante evidente nas bacias de Jatobá e Tucano Norte. Sua geometria constitui um *half-graben* com seu depocentro, estando na baixa de Ibimirim. A borda sudeste é definida por uma suave flexura juntamente a uma franja de sedimentos Paleozóicos expostos. A bacia progressivamente morre no leste e no seu extremo ENE os sedimentos estão dispostos sem conformidade sobre o embasamento (Magnavita, 1992).

Metodologia

Utilizando os dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission)* as variáveis geomorfometricas foram manipuladas em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG). A partir desse processamento foram gerados mapas representando as principais unidades geomórficas da bacia. A aplicação das variáveis morfométricas, altimetria, declividade e formas do terreno em dados SRTM, auxiliam uma abordagem paramétrica da topografia de uma dada área (Valeriano, 2009).

As informações resultantes foram confrontadas com as observações realizadas em campo servindo para ajustes na produção dos mapas.

Resultados e Discussão

Conhecendo a coluna estratigráfica buscou-se a integração entre estruturas, sedimentação e compartimentação morfológica visando atingir o objetivo proposto. A partir do modelo digital de elevação foram destacas significativas unidades do modelado superficial. Estando representadas como Pedimentos resultantes do significativo processo erosivo dominante na área.

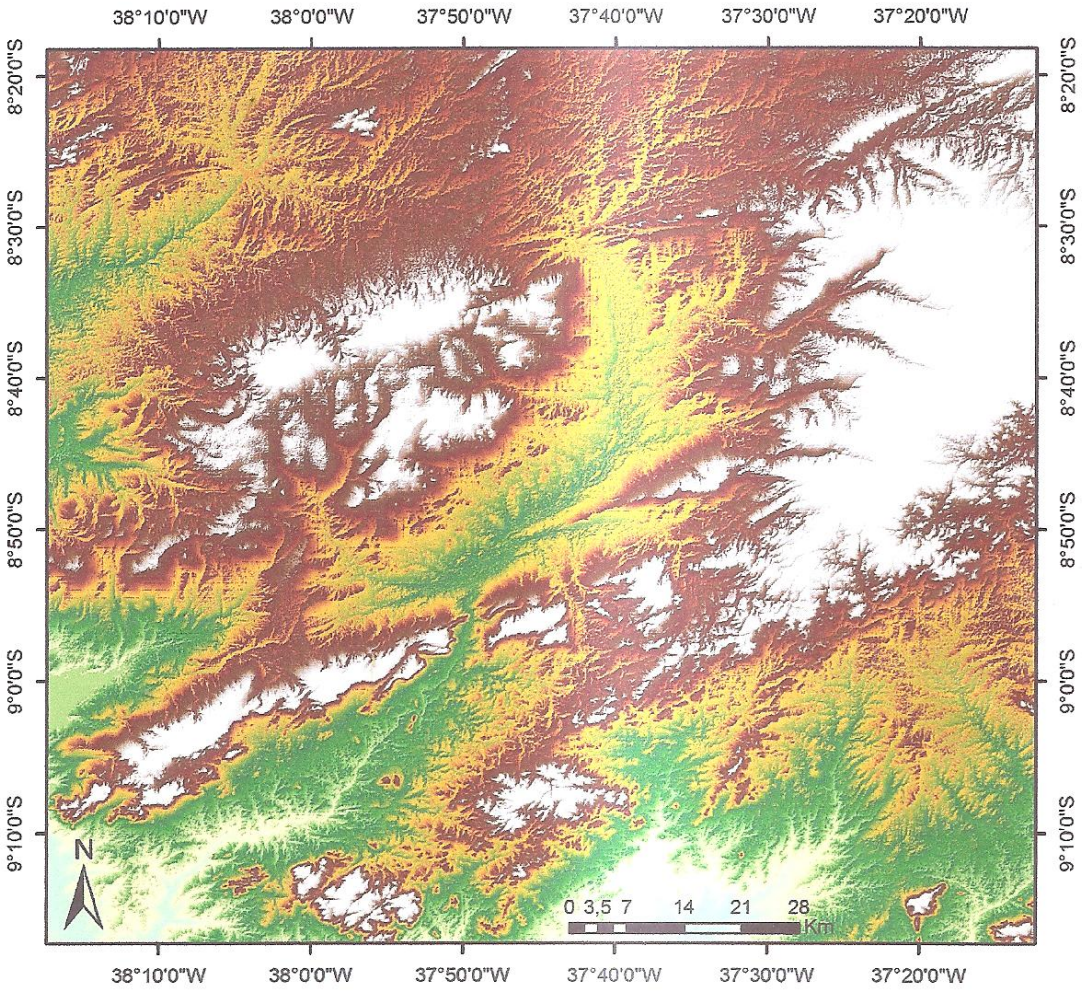

Figura 2: Modelo digital de Elevação.

Esses escalonamentos de superfícies erosivas denotam o controle estrutural sobre a evolução do modelado que acaba sendo representado por sucessivas rupturas de níveis entre essas unidades.

Dentre os produtos derivados do modelo de elevação, destaca-se a derivação direta da rede de drenagem, portanto a dissecação da superfície. A erosividade na área considerada produziu uma variada gama de fisionomias passíveis de individualização.

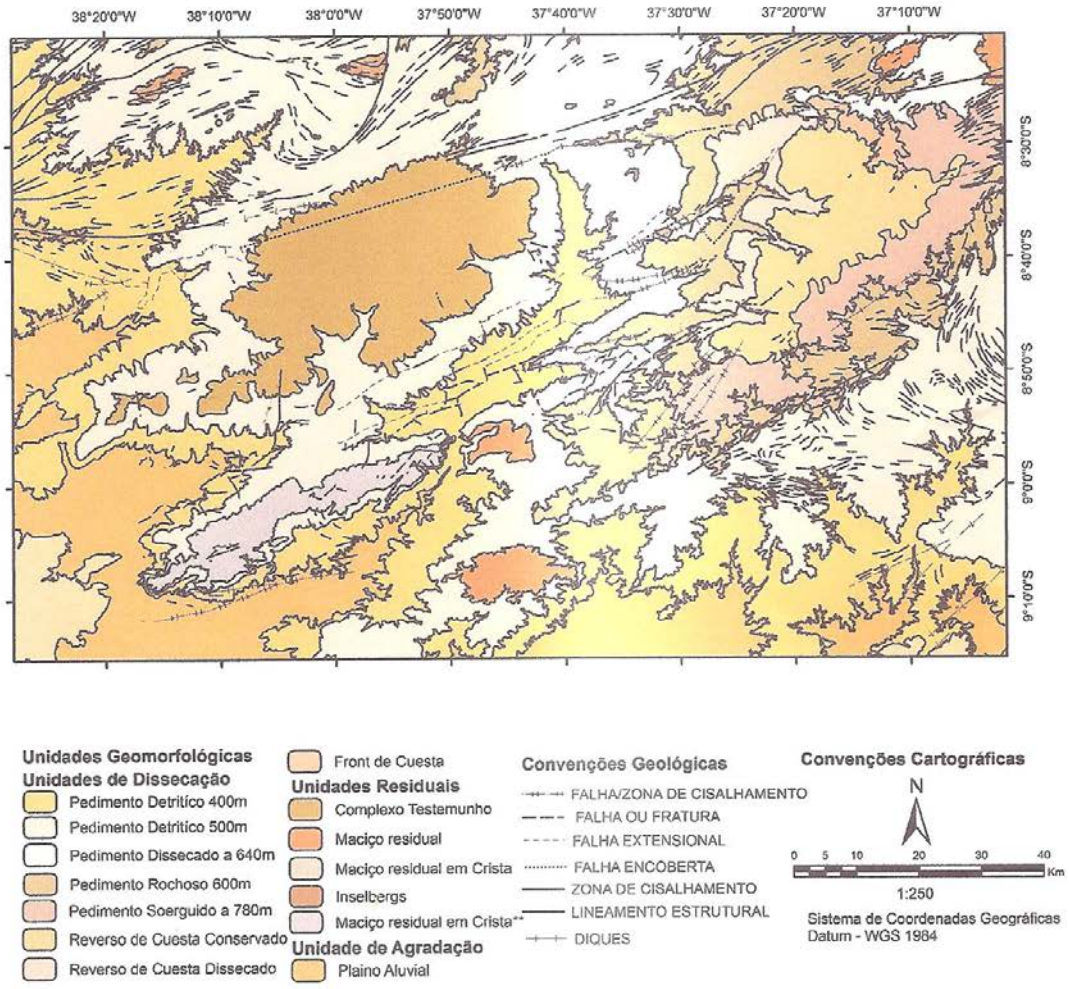

Figura 3: Mapa Geomorfológico. ** Arenito Silicificado.

Dentre seus principais elementos estruturais podem ser destacados: 1) Complexo Testemunho (Serras Negra e Periquito); 2) Reverso de *cuesta* conservado; 3) Reverso de *cuesta* dissecado; 4) Front de *cuesta*; 5) Pedimento Detrítico400m; 6) Pedimento Detrítico 500m; 7) Pedimento Rochoso 600m; 8)

Pedimento Dissecado a 640m; 9) Pedimento Soerguido a 780m; 10) Maciço residual; 11) Maciço residual em Crista; 12) Maciço residual em Crista**; 13) Inselbergue e 14) Plaino aluvial

As unidades identificadas como complexo residual, maciço residual, reverso e frente de *cuesta* corroboram para a identificação de uma típica morfoecultura sobre a qual se desenvolveu intenso processo erosivo, porém a diferença litológica condicionou capeamentos mais resistentes fazendo com que certos compartimentos estejam ainda presentes na morfologia.

As condições de curvatura horizontal planar definem-se nos setores do planalto sedimentar onde o segmento superior, escarpado, da encosta estrutura-se sobre uma camada fina de sedimentos permeáveis, que esboçam apenas sob a forma de uma *cornija*. Desta maneira o segmento da média e baixa encosta, correspondentes às unidades de vertente 5 e 6 de Dalrymple et al. (1968) – declive intermediário de transporte e sopé coluvial, respectivamente, predominam no perfil da encosta. A maior extensão desses dois segmentos permite a dissecação da vertente por uma rede de drenagem mais hierarquizada.

Os tipos côncavos, retilíneos, convexos e divergentes são identificados por um segmento superior escarpado, formado pelo espesso pacote de arenitos permeáveis da Formação Exu. Este tipo de encosta tem o seu trecho inferior, o que na literatura se definiu como rampa de colúvio composto por depósitos de *talus* (*boulder colluvium*) com fragmentos oriundos tanto do arenito superior quanto do próprio Grupo Santana. Estes depósitos de encostas repousam sobre o substrato do Grupo Santana ou diretamente sobre o embasamento cristalino.

As formas de encostas com esses tipos de formas correspondem àquelas onde predominam a unidade de vertente, ou escarpa com ângulo mínimo de 45^0 de Dalrymple et al. (1968), sob influência dos processos de desagregação mecânica, sobretudo desmoronamentos e deslizes por solapamento da base.

Duff (1995) afirma que o ângulo e a forma da vertente são controlados pela natureza dos materiais que as formam assim como pelos processos que atuam sobre elas. Desta forma este autor classifica o tipo de vertente acima descrito como tipo misto. Destaca que acima da linha de exsudação a vertente é nitidamente limitada pelo intemperismo, ou seja, caracteriza-se por taxas potenciais de transporte que excedem as taxas reais de erosão. Tais vertentes são comuns em litologias resistentes em ambientes com baixas taxas de erodibilidade. Por outro lado das média e baixa encosta caracterizam-se por alta produção de terrígemos/clastos e pela incapacidade dos movimentos de massa e fluxos superficiais para removê-los fora do sistema. Tal situação é típica das encostas estruturadas em sedimentos inconsolidados sendo definidas como encostas limitadas pelo transporte.

Os Pedimentos são resultados do retrabalhamento de antigas e diferenciadas superfícies deposicionais. No caso abordado essa situação é revelada na medida em que se observa a rede de drenagem instalada e como seu controle é exercido pelo rio São Francisco estes Pedimentos demandam escalonadamente suas orientações de mergulho superficial para nível de base regional. O controle estrutural expresso no complexo sistema de *half-grabens* justifica a ocorrência de unidades semelhantes em gênese, porém presentes em tão diferentes quotas altimétricas, esse intenso basculhamento tectônico marca a geologia da bacia se refletindo sobre suas formações superficiais. Erodidas marcadamente pelos agentes intempéricos orientados em função dada alterações de níveis altimétricos quando do soerguimento e suas retomadas, reativações tectônicas na província da Borborema.

Os maciços residuais em crista refletem a orientação das escarpas de falhas presentes na borda, norte, falhada (Falha de Ibimirim) tanto quanto ao sudeste e leste que assume controle o flexionamento da borda. A erodibilidade é diferenciada em graus de resistências, especialmente quando se considera os níveis de silificação dos arenitos da Formação Tacaratu.

Os inselbergues possíveis guardam em si a testemunho do embasamento que compõe o assoalho e limites de bordas para a bacia, assim como o plaino aluvial expressa a sedimentação mais recente demandada pelo rio São Francisco contido pelo represamento do lago de Itaparica.

Dois eventos erosivos podem ter ocorridos: um no pós-Barremiano ao pré-Aptiano e os outro do pós-Aptiniano ao pré-Mioceno. Os sedimentos marinhos situados a 800 metros acima do nível do mar na Bacia do Araripe e em 1000 m na subbacia de Jatobá indicam que pelo menos 600 m dessaa superfície tenha sofrido ambos, com essa ocorrência atribuída à elevação flexural e de subsidência magmática, Magnavita; Davison; Kusznir, (1994).

Conclusões

Estas unidades refletem a interferência do substrato pré-existente aos ciclos e eventos erosionais e deposicionais evidenciados na reconstituição paleoambiental da área considerada. As variáveis geomórficas serviram na caracterização paramétrica da bacia definindo em uma melhor resolução o mapeamento estrutural.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPQ e a FINEP, Rede 07– Caracterização Geológica e Geofísica de Campos Maduros – Fase 4; CONV. 01.07.0721.00. pelo apoio ao projeto.

Referências Bibliográficas

Costa, P. I. et al. Sub-bacia de Tucano norte e Bacia de Jatobá. In boletim de geociências da PETROBRAS, Cartas Estratigráficas. V. 15, n. 2, maio/Nov. 2007, P. 445-454.

CPRM. Mapa Geológico da Bacia de Jatobá. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2001.

Dalrymple, J. B.; Blong, R. J.; Conacher, A. J. A hipothetical nine unit landa surface model. Z. Geomorphology, Berlin, v.12, n.1, p.60-76, 1968.

Duff, D. Principles of Physical geology. Chapman & Hall, Fourth edition, 1995, 791p.

Magnavita, L. P.; Davison I.; Kusznir N. J. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, northeast Brazil. TECTONICS, VOL.13, NO. 2, PAGES 367-388, April 1994.

Magnavita, L. P. Geometry and Kinematice of the Recôncavo-Tucano- Jatobá rift, NE Brazil. Thesis submitted to the University of Oxford for the degree of Doctor of Philosophy, Earth sciences Departament, Wolfson College, May 1992.

Neumann, V. H.; Cabrera, L. Una nueva propuesta estratigráfica para la tectonosecuencia post-rifte de la cuenca de Araripe, nordeste de Brasil. In: Simpósio Cretáceo Brasileiro, 5, Serra negra, 1999. UNESP, Boletim de Resumos: 279-285.

Valeriano, M. de M. TOPODATA: guia de utilização de dados geomorfométricos locais. São José dos Campos: INPE, 2008. http://www.dpi.inpe.br/topodata/contato.php acesso em 01/2009.

APÊNDICE IV

ESTUDO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO DA SUB-BACIA LESTE DO ARARIOE COM APLICAÇÃO DE VARIÁVEIS MORFOMÉTRICAS DERIVDAS DE DADOS SRTM

Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 3355-3362.

Estudo geológico-geomorfológico da sub-bacia leste do Araripe com aplicação de variáveis morfométricas derivadas a partir de dados SRTM.

Cristiano Aprigio dos Santos [1]
Teresa Gallotti Florenzano [2]
Eloi Lennon Dalla Nora [3]

1 Universidade Federal de Pernambuco - UFPE
Departamento de Geologia - 50740-530 - Recife - PE, Brasil
aprigeo@gmail.com
2 Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Caixa Postal 515 - 12245-970 - São José dos Campos - SP, Brasil
teresa@dsr.inpe.br
3 Universidade Federal de São Carlos - UFSCar
Caixa Postal 676 - 13565-905 – São Carlos - SP, Brasil
eloidalla84@yahoo.com.br

Abstract. This paper details the main compartments found in the landscape of the subbasin East of Araripe, in semi-arid Brazilian. The prospective to analyze superficial structure and morphology, this complex system is association between processes, forms, character geological-geomorphological and spatial distribution. Remote sensing products aims subsidizing this approach, which reached the interpretations can guide decision-making about the land use to offer more details on this part of the planet's surface. Here is the results of study whose object was to investigate the usein of the computer-stored radar image information in the evaluation of morphometric variables. Computers have been widely employed in both geology, geomorphology or the earth sciences. These generated from the data SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), resized to ~ 30m and available in TOPODATA: Database geomorphometrics of Brazil (2008), available at: http://www.dpi.inpe.br/topodata/contato.php. The analysis followed the application of morphometric variables in a GIS (Geographic Information System). This research selected auxiliaries altimetry representation as slope, and land forms. The altimetry variations reflect the tectonics effects occurred in the area, the slope reveals evolve the units occurring and forms reflect the superficial dynamic of the landscape. This study defined main three units: a) Araripe's sedimentary plateau, b) peripheral depression that surrounds and c) their slope.

Palavras-chave: remote sensing, morphometry, SRTM, Araripe, geology geomorphology sensoriamento remoto, morfometria, SRTM, Araripe, geologia geomorfologia.

1. Introdução

As dificuldades e lacunas na caracterização da paisagem, especialmente quanto aos dados topográficos, exigem uma maior aplicação de recursos na medição e mapeamento das variáveis morfométricas. No presente trabalho estas são aplicadas aos estudos geológicos e geomorfológicos a partir de extração automática de variáveis morfométricas em dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission)* de uma das mais proeminentes unidades investigada pelas geociências.

A Sub-bacia leste do Araripe encontra-se localizada no interior do Nordeste brasileiro em áreas dos estados de Pernambuco e Ceará (Figura 1). A área considerada no presente estudo possui um recorte espacial de 735.717,87ha. Como unidade geológica individualizada foi definida por Rand e Manso (1984) e se encontra entre as coordenadas geográficas -7 ^{0}02'; -39 ^{0}77'' e -7 ^{0}80''; -39 ^{0}01''.

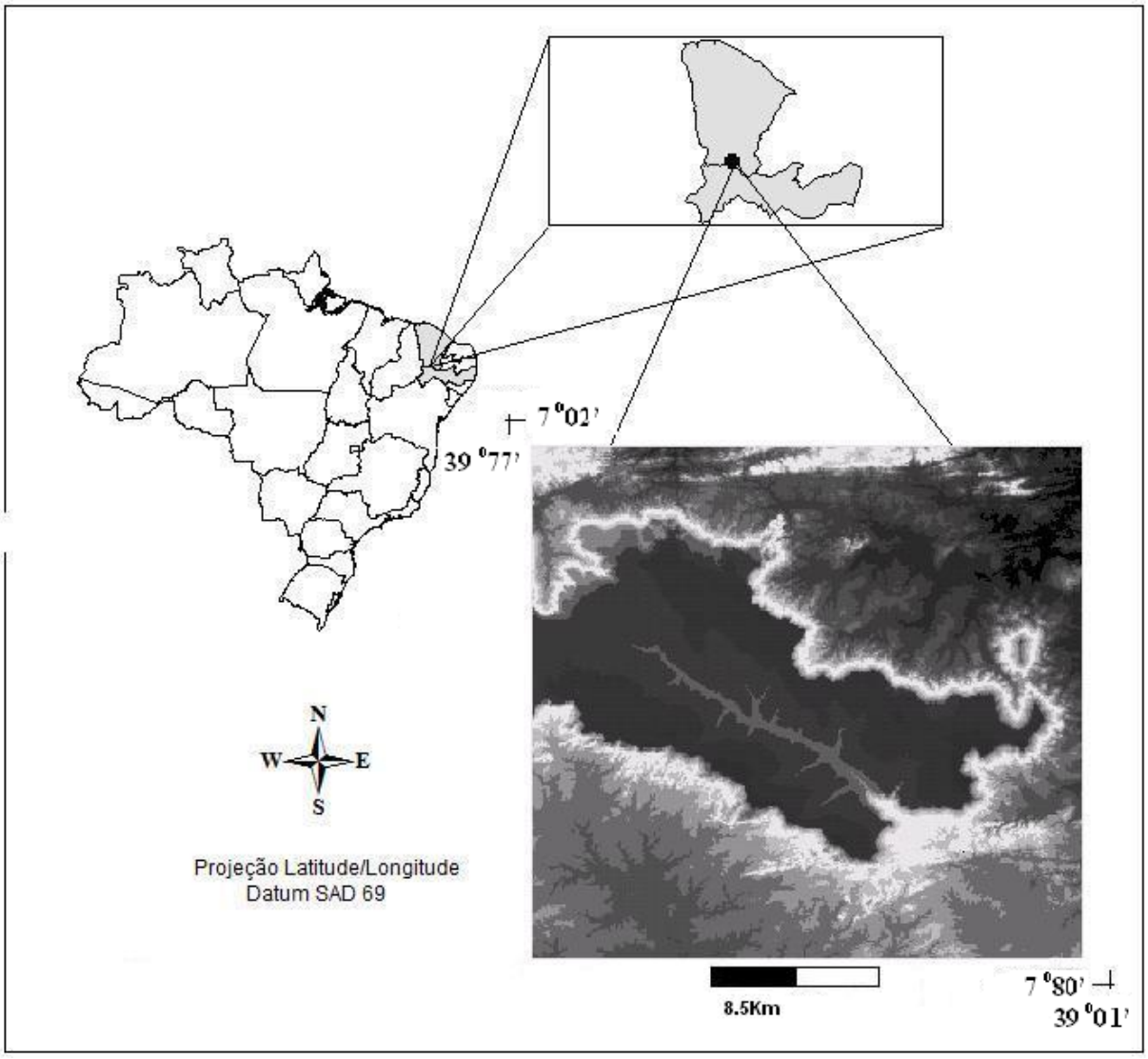

Figura 1. Localização da área de estudo, imagem SRTM disponível em http://www.dpi.inpe.br/topodata/contato.php acesso em 10/2008.

Segundo Neumann (1999), os pacotes de rochas sedimentares que preenchem a sub-bacia leste do Araripe compreendem quatro tectono-sequências, definidas, como associações de estratos, geneticamente relacionados, espacial e temporalmente, depositados durante uma fase específica da atividade tectônica de uma bacia e limitadas por discordâncias regionais. São elas: 1. Tectono-seqüência Pós-rifte, Grupo Santana e Formação Exu que forma a capa da Chapada do Araripe; 2. Tectono-seqüência Sin-rifte, representada pela Formação Abaiara (Eocretácica) e Missão Velha, limitada na base pela Discordância Pré-Neocomiana, no topo, pela Discordância Pré-aptiana, na base da tectono-seqüência Pós-rifte; 3. Tectono-seqüência Pré-rifte (Juro-cretácica), limitada na base pela Discordância Pré-Mesozóica - Formação Brejo Santo; 4. Tectono-seqüência Beta (Siluriana), assentada sobre a Discordância Pré-Fanerozóica - Formação Maurití.

A Bacia se sobressai na paisagem da região como uma unidade onde se destacam os controles estruturais e litológicos sobre a morfogênese, sendo o planalto sedimentar, em si, o seu compartimento geomorfológico mais conspícuo. A subdivisão deste setor evidencia o controle estrutural/litológico em escala mesorregional e sugere um esquema sobre o qual posteriormente se pode inserir as formas de detalhe, resultantes, sobretudo na dinâmica de encostas no ambiente semi-árido nordestino.

2. Metodologia de Trabalho

Foi executada a aplicação das variáveis morfométricas, altimetria, declividade e formas do terreno em dados SRTM com resolução espacial de 30m extraídas automaticamente e disponíveis em Valeriano (2008). As representações desses resultados foram geradas no ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas) Idrisi Andes, mantidos os mesmo valores de escala e coordenadas.

Na representação altimétrica seguiu a estratificação em iguais intervalos com 16 classes mantendo o mesmo intervalo entre os valores de variações.

Considerando que a declividade e as formas do terreno têm repercussão sobre os processos e dinâmicas superficiais da paisagem, controlam morfogênese, pedogênese, corroboram para a definição da morfologia e compartimentação. É nesta perspectiva integrada que o trabalho foi realizado.

A primeira das variáveis obedece às classes adotadas pela Embrapa (1999, tabela 1) para avaliação de terras.

Tabela 1. Classes de declividade para avaliação de terras

Relevo	Faixa (%)
Plano	0 a 3
Suave Ondulado	3 a 8
Ondulado	8 a 20
Forte Ondulado	20 a 45
Montanhoso	55 a 75
Escarpado	Acima de 75

As formas do terreno são caracterizadas pela combinação das curvaturas vertical e horizontal. Assim, neste trabalho são postos os resultados dessa associação entre variáveis morfométricas, geologia e geomorfologia.

3. Resultados e Discussão

Da Bacia Sedimentar do Araripe, a chapada, é o compartimento geomorfológico de maior expressão regional. Trata-se de um relevo de natureza morfoestrutural, aclinal, formado a partir do preenchimento de uma Bacia sedimentar do tipo *rift*. Apesar de haver sido tratado como um relevo de *cuesta* apresenta topo relativamente plano, com cotas constantes, que oscilam em aproximadamente 50m. Esta característica permite a descrição do mesmo como um relevo tabular sem a existência de um *front* ou um reverso nítido como no caso de uma *cuesta* clássica. Essa morfologia tabular, elevada, reflete o soerguimento tectônico da área a partir do neo-Cretáceo (Neumann, 1999). O lento soerguimento epirogênico regional, resultante da flexura da margem continental, expôs as seqüências sedimentares pós-*rift*, sobretudo o Grupo Santana (Aptiano-Albiano) e a Formação Exú, neo-Cretáceo, sobre as quais se estruturou esta unidade.

A despeito da altitude média o planalto sedimentar do Araripe situa-se em torno dos 800m (Figura 2), a sub-bacia leste possui superfícies com valores de 290m mínimos e 1005 máximos.

A chapada define-se na paisagem regional pelo seu rebordo com um relevo relativo de 400 metros em relação à Depressão Sertaneja sobre a qual se ergue.

O Planalto Sedimentar constitui uma meseta de forma aproximadamente retangular, com 60 km de extensão na direção NO-SE, e 35km de largura na direção NE-SO. Sua cimeira apresenta altitudes que variam de 690 no oeste a 1005 m no leste.

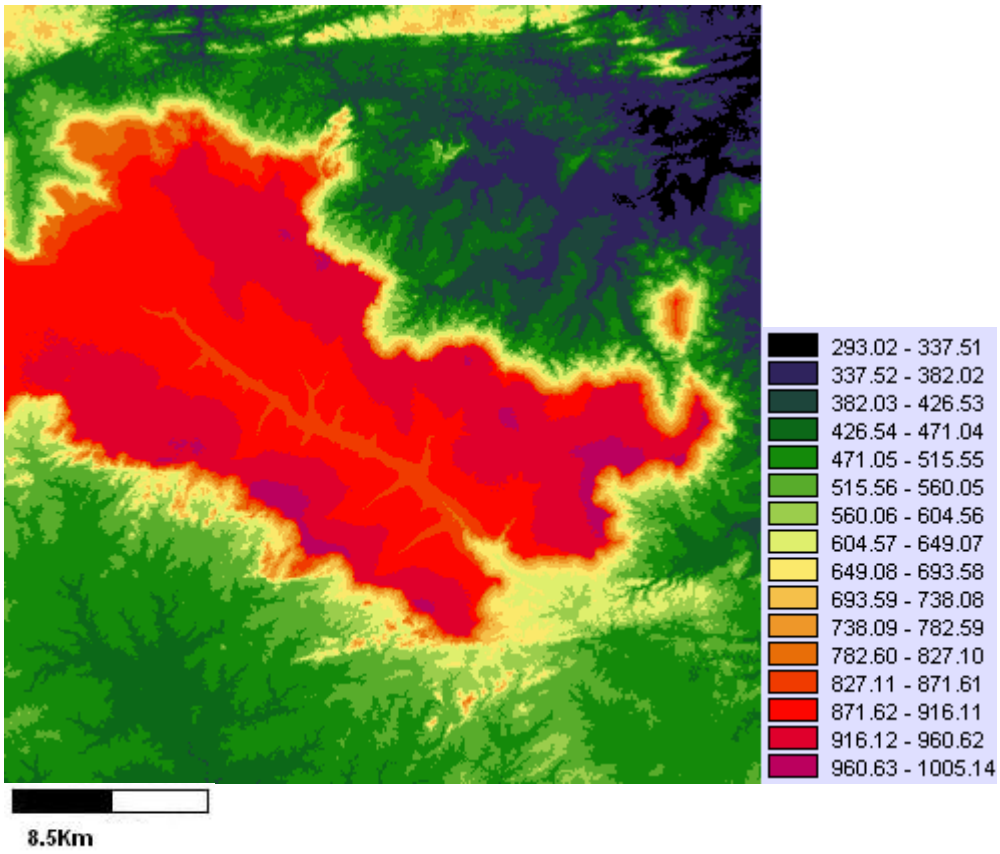

Figura 2. Altimetria, em metros estratificação em iguais intervalos com 16 classes.

As classes de declividade reforçam essa interação geológica-geomorfológica (Figuras 3, 4 e tabela 2) onde se destaca a unidade da chapada do Araripe com seu topo de feições planas a suavemente onduladas essa condição remete diretamente ao capeamento da Formação Exú.

Morfologias de inclinações mais acentuadas (ondulado, fortemente ondulado, montanhoso e escarpado) estão presentes na encostas do planalto e depressão periférica que se faz mais notável na porção norte da área onde cursos subsequentes de drenagem demonstram a atuação de um controle estrutural e litológico na denudação dessa superfície.

Na depressão periférica o embasamento geológico é dominado pelos arenitos paleozóicos e cretáceos das Formações Maurití e Missão Velha, pelos folhelhos intercalados por margas, calcários e arenitos finos da Formação Brejo Santo. Essa depressão é delimitada ao norte por terrenos mais elevados do embasamento cristalino. É o lineamento Patos que marca o limite da bacia ao norte e que em parte condiciona a dissecação exercida pela drenagem que se instala ao longo do Vale do Cariri em direção NO-SE. Cabe ainda ressaltar a ocorrência de extensos aluviões quaternários (Neogênicos) onde se assentam os principais sítios urbanos regionais, como no caso do Crato e do Juazeiro do Norte.

Ao sul da sub-bacia, o basculamento da depressão central pernambucana para sul, estabelece uma drenagem ora obsequente sobre os sedimentos da chapada, ora consequente sobre o embasamento cristalino que se dirige ao rio São Francisco. Ali não se formou uma nítida zona de dissecação aureolar ao redor da bacia que permita definir com clareza uma depressão periférica, mas antes uma transição brusca dos terrenos sedimentares para os cristalinos com pendente para sul.

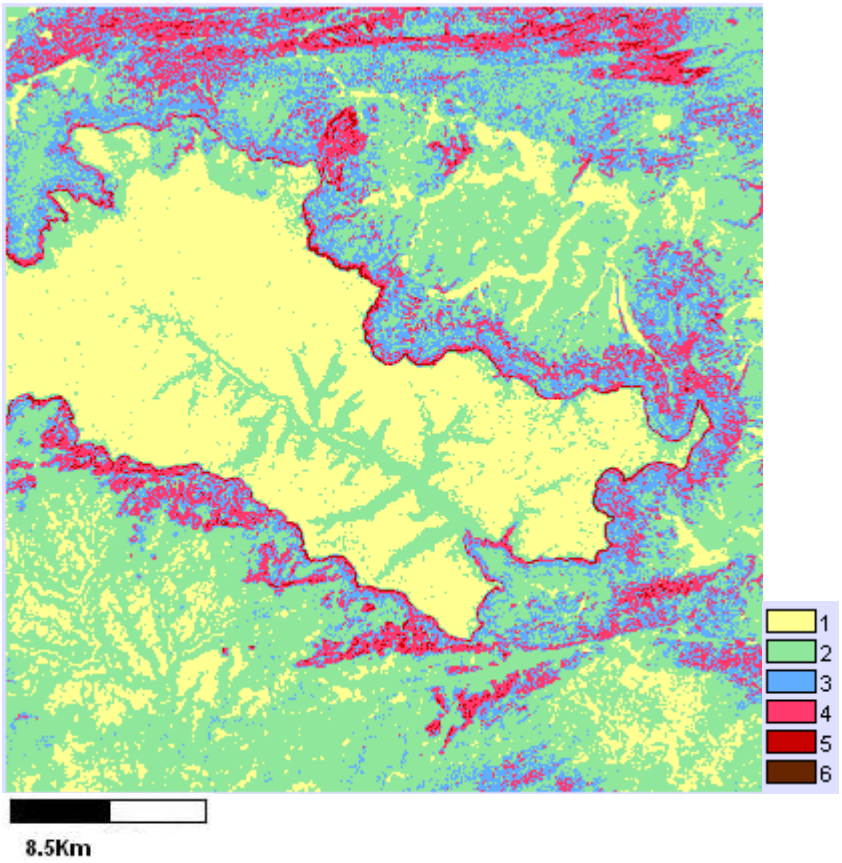

Figura 3. Declividade 6 classes: 1. Plano, 2.Suave Ondulado, 3. Ondulado, 4. Forte Ondulado, 5. Montanhoso e 6. Escarpado, EMBRAPA (1999).

Tabela 2. Distribuição de cotas de declividade percentagens relativas

Cotas de Declividade	Área (ha)	Área %	Classificação do Relevo
0 a 3%	209.783,65	28.51	Plano
3 a 8%	320.948,37	43.62	Suave Ondulado
8 a 20%	122.513,12	16.65	Ondulado
20 a 45%	74.889,53	10.17	Forte Ondulado
45 a 75%	7.167,36	0.97	Montanhoso
Acima de 75%	415,83	0.08	Escarpado
Total	**735.717,87**	**100**	

Para as formas do terreno as 9 (nove) formas resultantes da combinação entre as curvaturas horizontais e verticais podem ser identificadas (Figuras 5 e 6). Os tipos côncavos, retilíneos, convexos e convergentes assemelham-se ao primeiro grupo, contudo apresenta um estrato superior, Formação Exú, de espessura mais delgada. Formando uma escarpa menos proeminente. Por outro lado a média encosta também apresenta um perfil mais suave com maior acumulação de clastos. Este tipo de encosta ocorre na face leste da chapada.

As condições de curvatura horizontal planar definem-se nos setores do planalto sedimentar onde o segmento superior, escarpado, da encosta estrutura-se sobre uma camada fina de sedimentos permeáveis, que esboçam apenas sob a forma de uma *cornija*. Desta maneira o segmento da média e baixa encosta, correspondentes às unidades de vertente 5 e 6 de Dalrymple et al. (1968) – declive intermediário de transporte e sopé coluvial,

respectivamente, predominam no perfil da encosta. A maior extensão desses dois segmentos permite a dissecação da vertente por uma rede de drenagem mais hierarquizada.

Os tipos côncavos, retilíneos, convexos e divergentes são identificados por um segmento superior escarpado, formado pelo espesso pacote de arenitos permeáveis da Formação Exu. Este tipo de encosta tem o seu trecho inferior, o que na literatura se definiu como rampa de colúvio composto por depósitos de *talus* (*boulder colluvium*) com fragmentos oriundos tanto do arenito superior quanto do próprio Grupo Santana. Estes depósitos de encostas repousam sobre o substrato do Grupo Santana ou diretamente sobre o embasamento cristalino.

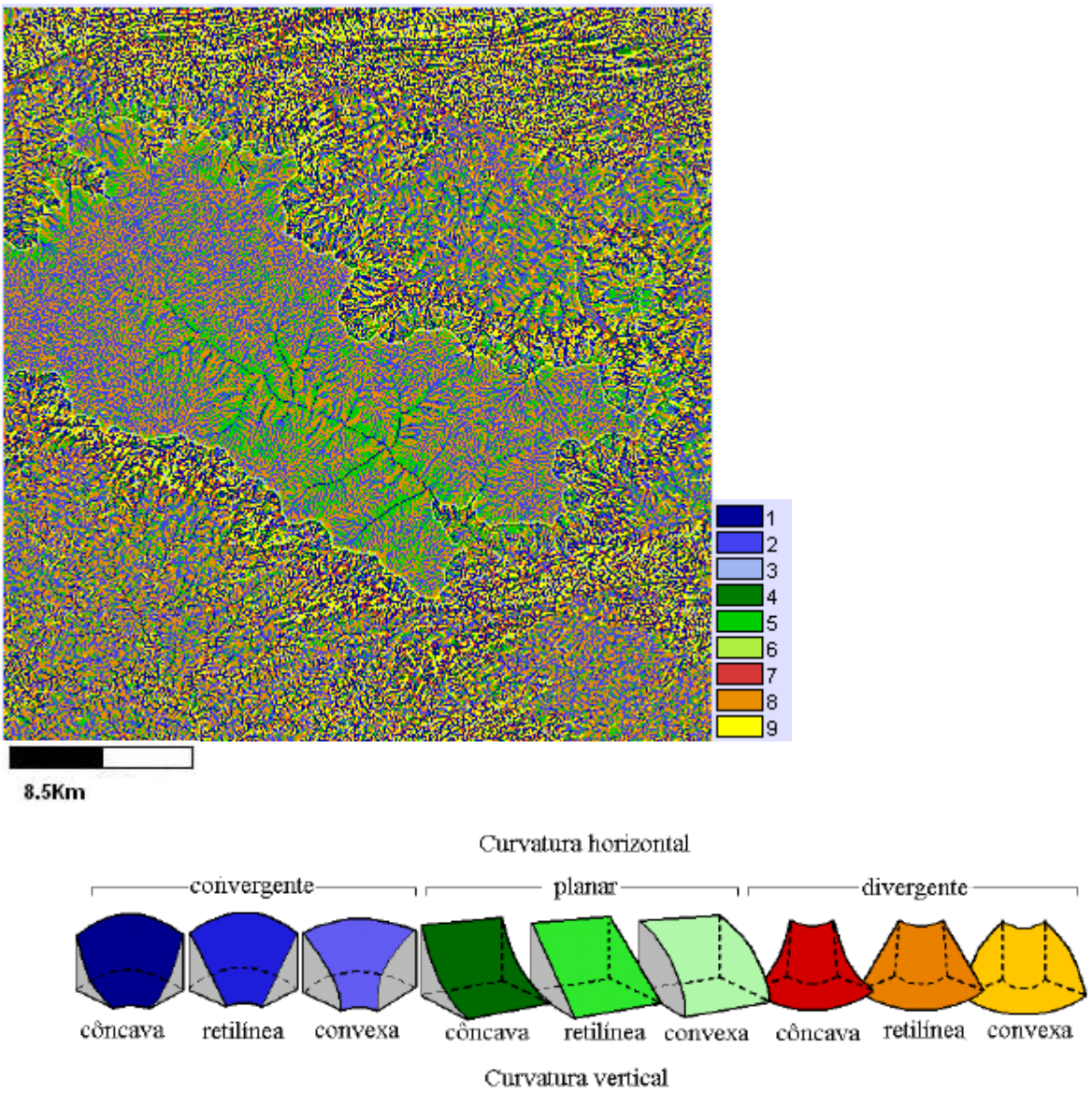

Figura 5. Forma do terreno legenda segue numeração e cores da paleta FT, Valeriano (2008).

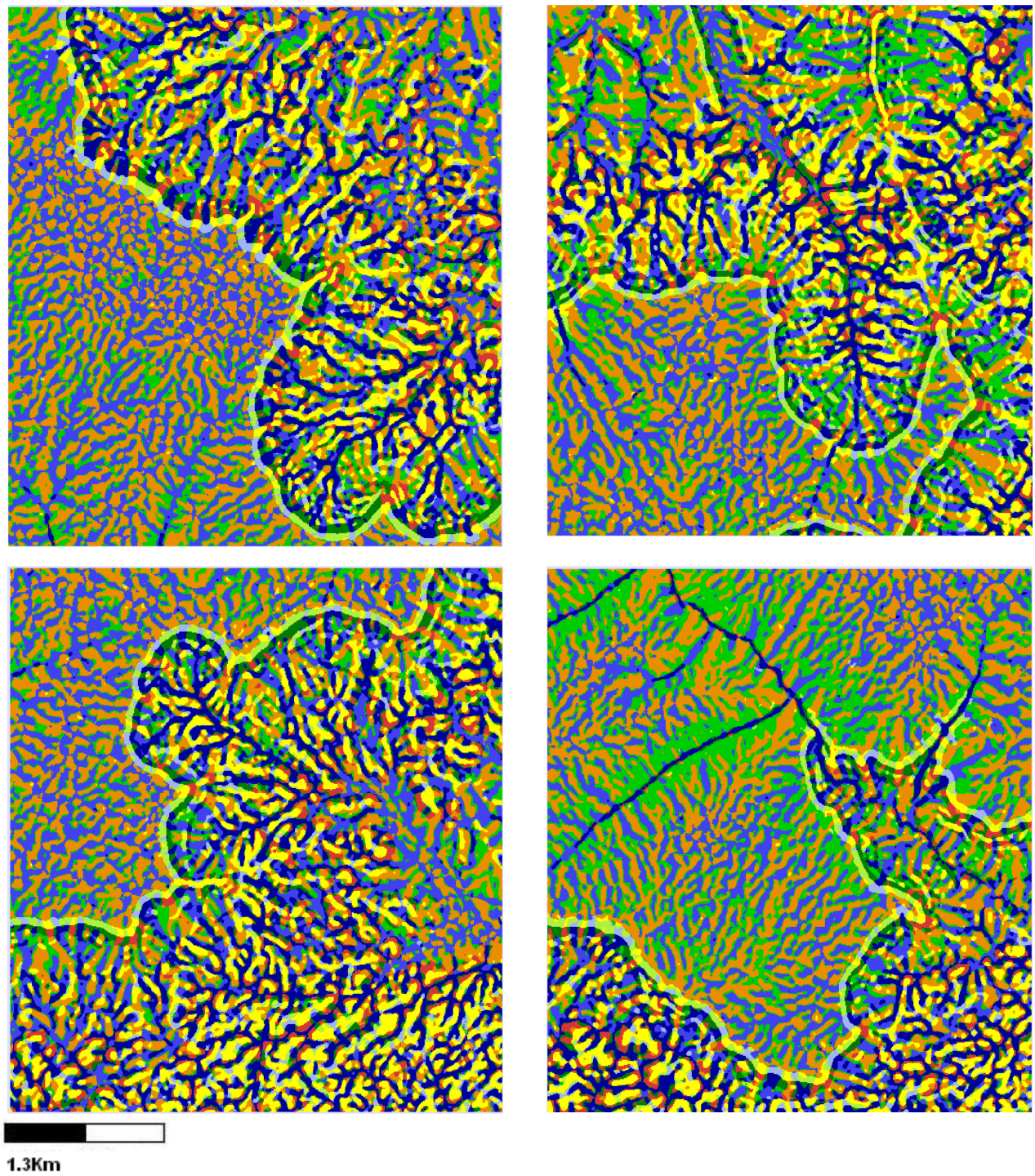

Figura 6. Detalhe das formas de terreno para a sub-bacia leste do Araripe.

As formas de encostas com esses tipos de formas correspondem àquelas onde predominam a unidade de vertente 4, ou escarpa com ângulo mínimo de 45^0 de Dalrymple et al. (1968), sob influência dos processos de desagregação mecânica, sobretudo desmoronamentos e deslizes por solapamento da base. Duff (1995) afirma que o ângulo e a forma da vertente são controlados pela natureza dos materiais que as formam assim como pelos processos que atuam sobre elas. Desta forma este autor classifica o tipo de vertente acima descrito como tipo misto. Destaca que acima da linha de exsudação a vertente é nitidamente limitada pelo intemperismo, ou seja, caracteriza-se por taxas potenciais de

transporte que excedem as taxas reais de erosão. Tais vertentes são comuns em litologias resistentes em ambientes com baixas taxas de erodibilidade. Por outro lado a média e baixa encosta caracterizam-se por alta produção de detritos e pela incapacidade dos movimentos de massa e fluxos superficiais para removê-los fora do sistema. Tal situação é típica das encostas estruturadas em sedimentos inconsolidados com perfil suave convexo-côncavo, sendo definidas como encostas limitadas pelo transporte.

4. Conclusões

As variáveis automaticamente extraídas possibilitam a ampliação da realização de novos trabalhos a partir da morfometria e sensoriamento remoto aplicados na quantificação e cartografia geológica-geomorfológica.

Para o planalto sedimentar do Araripe as formas do terreno ocorrem como uma função direta da espessura da camada de arenito superior permeável, em combinação com o grau de dissecação da baixa encosta, pela drenagem que surge a partir da linha de exsudação.

Morfologicamente o contato litológico entre a Formação Exú e o Grupo Santana é marcado pela existência de uma escarpa abrupta na primeira, a montante da linha de surgência das fontes. Enquanto isso, o trecho a jusante apresenta gradiente suave, dissecado pela drenagem obsequente, e ora recoberto por sedimentos coluvionares ora por solo residual. Neste segmento da escarpa a erosão em sulcos é o principal agente do modelado, que canaliza as águas provenientes da exsudação das fontes, bem como das chuvas. O resultado é a dissecação da baixa encosta em forma convexa-convergente.

Agradecimentos

Para a realização deste trabalho colabora o financiamento do CNPQ. São destinados agradecimentos ao INPE, LAGESE/DEGEO/UFPE pelas instalações e apoio cedido, ainda ao Dr. Virgínio Henrique Neumann e Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa pela orientação e sugestões.

Referências Bibliográficas

Dalrymple, J. B.; Blong, R. J.; Conacher, A. J. A hipothetical nine unit landa surface model. Z. **Geomorphology,** Berlin, v.12, n.1, p.60-76, 1968.

Duff, D. Principles of Physical geology. Chapman & Hall, Fourth edition, 1995, 791p.

EMBRAPA, Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília: EMBRAPA Produção de Informação; Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 1999. 412p.

Neumann, V. H.; Cabrera, L. Una nueva propuesta estratigráfica para la tectonosecuencia post-rifte de la cuenca de Araripe, nordeste de Brasil. In: Simpósio Cretáceo Brasileiro, 5, Serra negra, 1999. UNESP, **Boletim de Resumos:** 279-285.

Rand, h. M. E Manso**, V**. A. V. Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia do Araripe. *In*: Cong. Bras. Geol., 33. Rio de Janeiro, 1984. **Anais...,** SBG, 4:2011-2016.

Valeriano, Márcio de Morisson. TOPODATA: guia de utilização de dados geomorfométricos locais. São José dos Campos: **INPE**, 2008. http://www.dpi.inpe.br/topodata/contato.php acesso em 10/2008.

_____. Dados Topográficos. **In Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais** / Teresa Gallotti Florenzano, (org.). São Paulo: Oficina de Textos, 2008.