



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DE DETALHE DA CARTA DE BELO
JARDIM - PE: UMA ANÁLISE A PARTIR DOS PADRÕES MORFOMÉTRICOS
DO RELEVO**

Alexandre de Oliveira Souza

RECIFE/AGOSTO/2008

ALEXANDRE DE OLIVEIRA SOUZA

**MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DE DETALHE DA CARTA DE BELO
JARDIM - PE: UMA ANÁLISE A PARTIR DOS PADRÕES MORFOMÉTRICOS
DO RELEVO**

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao
Programa de Pós-graduação em Geografia –
Área de Concentração em Regionalização e
Análise Regional, para obtenção do Título de
Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa

RECIFE/AGOSTO/2008

Souza, Alexandre de Oliveira

Mapeamento geomorfológico de detalhe da carta de Belo Jardim - PE : uma análise a partir dos padrões morfométricos do relevo / Alexandre de Oliveira Souza. – Recife: O Autor, 2008.

84 folhas : il., fig., tab.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CFCH. Geografia, 2008.

Inclui: bibliografia.

1. Geografia. 2. Geomorfologia. 3. Relevo. 4. Mapeamento geomorfológico – Planalto da Borborema. I. Título.

**911
910**

**CDU (2. ed.)
CDD (22. ed.)**

**UFPE
BCFCH2008/113**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS – CFCH
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS –DCG
CURSO DE MESTRADO EM GEOGRAFIA –CMG

ALEXANDRE DE OLIVEIRA SOUZA

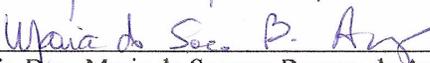
**Título: “MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DE DETALHE DA CARTA DE
BELO JARDIM – PE: UMA ANÁLISE A PARTIR DOS PADRÕES
MORFOMÉTRICOS DO RELEVO”**

BANCA EXAMINADORA

TITULARES:

Orientador: 
Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa (UFPE)

1º. Examinador: 
Profa. Dra. Mônica dos Santos Maçal (UFRJ)

2º. Examinador: 
Profa. Dra. Maria do Socorro Bezerra de Araújo (UFPE)

APROVADA em 29 de agosto de 2008.

RCMS

*"a realidade aparece diferente
segundo a escala das cartas,
segundo os níveis de análise"*
LACOSTE, Y.

Aos meus pais, Antonio e Nercinda e familiares.

AGRADECIMENTOS

À Deus, por tudo que tem me concedido.

Ao Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa, acima de tudo ser humano, pessoa por quem sinto grande respeito e admiração, a quem devo mais do que a metade de tudo que sou no âmbito acadêmico, pela amizade, competência com que orientou esta pesquisa e pelos longos anos de ensinamentos sobre a ciência Geomorfológica.

À todos os meus professores, que contribuíram com o conhecimento a priori para esta etapa de minha vida acadêmica.

Aos colegas do Grupo de Estudos do Quaternário do Nordeste do Brasil (GEQUA), pelas críticas apontadas em apresentações internas do grupo; em especial a Daniele Gomes da Silva, pela sua pronta aptidão inesgotável de ajudar; Renata Nunes Azambuja, Demétrio da Silva Mutzenberg pelas orientações em alguns anotações fundamentais.

Aos amigos de todos os momentos, Gledson Carlos, Michele Carina, Michele Kely “maguinha”, em especial por ser um pilar em minha vida, Janaína Barbosa da Silva pela experiência vivida nos trabalhos de campo, pela amizade, palavras de estímulo, compreensão as minhas ausências em alguns momentos importantes e preocupação nos períodos mais difíceis dos momentos acadêmicos.

Ao grande colega Everaldo, por ter cedido o espaço de trabalho para momentos de grande labuta geográfica.

Aos meus pais Antonio (*in memórian*) Nercinda, pelo apoio, zelo e paciência nos momentos mais complicados de um ser humano em todas as etapas da minha vida.

Aos meus irmãos, Edmilson e Doralina.

À Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), pela contribuição a minha construção acadêmica. Ao Conselho Nacional de Pesquisas (CNPq), pela concessão da bolsa de Mestrado e a Capes.

Aos Coordenadores do Programa de Pós-graduação em Geografia da UFPE (PPGEO), Prof. Dr. Jan Bitoun e Prof. Dr. Alcindo José de Sá, pelo auxílio sempre que necessário.

Aos meus primeiros mestres do colégio secundarista, e hoje colegas de trabalho.

A Socorro Ferraz “Mãe” e eterna consoladora nos momentos de adversidades, mas também rígida nos momentos de aprendizado; As suas filhas Tereza Ferraz e Carolina Ferraz

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	11
LISTA DE TABELAS	14
RESUMO	15
ABSTRACT	17
1 INTRODUÇÃO	18
1.1 Justificativa	19
1.2 Objetivo geral	20
1.3 Objetivo específico	20
2. CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA	22
2.1 Localização	22
2.2 o Arcabouço Geológico	24
2.3 O Quadro Geomorfológico Regional	27
2.4 O Sistema Climático	28
2.5 Aspectos Pedológicos	32
3 REVISÃO DA LITERATURA	35
4 MATERIAIS E MÉTODOS	48
4.1 O Mapeamento Geomorfológico	48
4.2 A Análise da Densidade de Drenagem e de Foto-lineamento	49
4.3 O método das Páleosuperfícies	50
5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	53

5.1 Mapeamento morfoestrutural da área.....	53
5.2 Os Modelados de Denudação e Acumulação	53
5.2.1 Morfoestrutura Velha Setentrional	54
5.2.2 Morfoestrutura Jovem Centro-meridional	55
5.3 Aplicação da Técnica da Páleosuperfície à Carta de Belo Jardim: uma análise comparativa entre a morfologia e a morfoestrutura.....	61
5.4 Análise da Densidade de Drenagem e de Foto-lineamentos	66
5.5 O Mapeamento Geomorfológico	69
5.5.1 A Compartimentação Geomorfológica de Detalhe	70
5.5.1.1 Modelos de Denudação.....	70
5.5.1.1.1 Unidade Pedimentar	70
a) pedimento rochoso com cobertura detrítica a 250m	71
b) pedimento rochoso com cobertura detrítica a 350m	71
c) pedimento rochoso com cobertura detrítica a 450m	71
d) pedimento rochoso com cobertura detrítica a 550m	71
e) pedimento rochoso com cobertura detrítica a 650m	71
5.5.1.1.2 Unidade Residual.....	71
a) maciço residual a 600m	72
b) maciço residual em crista a 600m	72
c) inselberg	72
5.5.1.1.3 encosta de degradação	73
a) encosta sem cobertura coluvionar	73
5.5.1.1.4 Unidade de Cimeira	73
a) cimeira a 700m.....	74
b) cimeira em crista a 700m.....	74

c) cimeira a 900m.....	74
5.5.1.2 Modelos de Agradação	74
5.5.1.2.1 Encosta de agradação.....	74
a) encosta coluvionar em alvéolos de cabeceira.....	75
b) encosta em avental de colúvio.....	75
5.5.1.2.2 Unidade de Acumulação	75
a) plaino aluvial.....	76
6 CONCLUSÕES	78
7 REFERÊNCIAS	80

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 Localização geográfica da área de estudo	23
Figura 02 Aspectos das fácies grossas, porfirítica, do batólito de Fazenda Nova – Tapeçanga	25
Figura 03 Esboço geológico para a área de estudo	26
Figura 04 Climograma do Município de Toritama – PE	30
Figura 05 Climograma do Município de Brejo da M. Deus	31
Figura 06 Comparação dos dados de precipitação de Toritama e Brejo da Madre de Deus	32
Figura 07 Unidades Morfoestruturais da carta de Belo Jardim	57
Figura 08 Mapa Hipsométrico da carta de Belo Jardim	58
Figura 09 Mapa de Páleosuperfície e blocos diagramas da carta de Belo Jardim.....	59
Figura 10 Áreas de dissecação homogênea por profundidade do entalhe fluvial da carta de Belo Jardim	60
Figura 10 Unidades morfoestruturais da carta de Belo Jardim.....	58
Figura 11 Mapa de isovalores de Páleosuperfície da carta de Belo Jardim a partir da carta topográfica a 1:100.000	62
Figura 12 Perfil em transecto E – W sobre o mapa de Páleosuperfície.....	63
Figura 13 Perfil em transecto E – W sobre o mapa de topografia atual.....	63
Figura 14 Principais níveis de Páleosuperfície por áreas de ocorrência, identificadas para a folha de Belo Jardim	64
Figura 15 Integral hipsométrica da folha Belo Jardim calculada a partir do software MicroDem 10.1.....	64

Figura 16 Interpretação geomorfológica das integrais hipsométricas de acordo com a proposta de Strahler	65
Figura 17 Distribuição bimodal das cotas altimétricas por área, indicando a concentração de dois níveis altimétricos.....	65
Figura 18 Esboço tectônico da folha Belo Jardim, evidenciando o domínio de granitóides na área de estudo.....	66
Figura 19 Mapa de Isovalores de Drenagem para a folha Belo Jardim.....	67
Figura 20 – Direção dos foto-lineamentos de relevo inferidos pelo software Microdem 10.1 para células de 1000 X 1000 metros.....	68
Figura 21 – Diagrama em roseta com a direção preferencial NE–SO dos foto-lineamentos de relevo da folha Belo Jardim, calculado pelo software Microdem 10.1.....	69
Figura 22 – Aspecto de depressão fechada (cacimba), esculpida sobre granito pórfiro com preenchimento de sedimentação do Pleistoceno superior	71
Figura 23 – Aspecto dos maciços residuais (cristas e inselbergs) em Fazenda Nova	72
Figura 24 – Aspecto das encostas sem cobertura coluvionar ou de solos in situ, com vegetação de caatinga herbáceo-arbustiva.....	73
Figura 25 – Aspecto das cimeiras planas com nichos de drenagem no terço superior das encostas na área de Brejo da Madre de Deus, PE	74
Figura 26 – Aspecto de encosta em alvéolo com cobertura coluvionar próximo a Brejo da Madre de Deus - PE.....	75
Figura 27 – Aspectos das planícies em bolsão limitadas lateralmente pelas encostas de degradação e pedimentos rochosos.....	76

Figura 28 Mapa geomorfológico de Detalhe da Folha Belo Jardim 77

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 Pluviosidade média em mm e temperatura média mensal do Município de Toritama – PE.....	30
Tabela 02 Pluviosidade média em mm e temperatura media mensal do Município de Brejo da Madre de Deus – PE	31
Tabela 03 Unidade geológica para a porção setentrional da carta	54
Tabela 04 Unidade geológica para a porção centro-meridional da carta	56

RESUMO

Representar o espaço geográfico, por meio de mapas e cartas torna-se insumo essencial ao desenvolvimento, planejamento, gestão territorial e organização espacial. O arcabouço deste mapeamento geomorfológico tem por finalidade identificar, delimitar e estabelecer relações dinâmicas entre as unidades geomorfológicas que ocorrem em determinado recorte da superfície terrestre. Assim, as compartimentações ganham maior relevância, pois a apreciação das unidades geomórficas, efetivamente mapeadas, constituem-se em um dos pontos de partida para os estudos mais verticalizados, como os dos padrões de dissecação do relevo, mapeando em detalhe 1:100.000 para dá suporte a identificação das unidades geomorfológicas na escala de 1:50.000, objetivo maior deste trabalho. Aplicaram-se os índices de dissecação do relevo para a intensidade de aprofundamento dos vales, resultante do trabalho da drenagem, a fim de se averiguar, o grau prevalecente de entalhamento do relevo elaborado pelos agentes esculturais a mercê de determinados contextos morfoestruturais. As unidades de relevo foram espacialmente identificadas e delimitadas a partir da base cartográfica da carta Belo Jardim da SUDENE, na escala de 1:100.000, que abrange seis municípios: Toritama, Brejo da Madre de Deus, Belo Jardim, São Caetano, Cachoeirinha e Altinho, localizados na região do Agreste pernambucano em consórcio com o mapa geológico, a imagem do LANDSAT – 7 e os dados do *Shuttle Radar Topography Mission* – SRTM – com equidistância de curvas de nível de 10 m, na escala de 1: 100.000. O modelo aplicado para a designação das unidades de relevo apoiou-se na proposta de Ross (1992), e permitiu a identificação de diversas geounidades com base na definição dos padrões

morfoesculturais e morfoestruturais, sendo que na área estes últimos variaram desde os plainos aluviais até os grandes conjuntos de serras.

Palavras-chaves: geomorfologia regional, índices morfométricos, planalto da Borborema.

ABSTRACT

Representing the geographical space by means of maps and charts is an essential tool for spatial development, planning, management and ordering. Thus, geomorphological mapping framework seeks to identify, limit and establish dynamic interactions amongst geomorphological units that occur in a given sector of the Earth surface. Based on these considerations, designing geomorphological compartments becomes particularly relevant to conducting detailed assessments of landforms dissection patterns, the main pursuit of this study. In order to quantify dissection indexes the following parameters were adopted according to the level of valley entrenchment as a response to external sculptural agents interacting with local morphostructural settings. Landform units were spatially identified and delimited based on Belo Jardim topographic map at 1: 100.000, which comprises the following municipalities: Toritama, Brejo da Madre de Deus, Belo Jardim, São Caitano, Cachoeirinha, and Altinho, all of them located in the “agreste” region of the State of Pernambuco, Northeastern Brazil. Geological maps, Landsat 7 images and *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) were also used, rendering a final map at 1: 100.000, and a contour interval of 10 m. The theoretical model used in order to designate the landforms was adapted from Ross (1992) proposal and permitted the identification of several geo-units based on the definition of morphosculptural and morphostructural patterns to area, the last one varying from alluvial plains to the large sets of crystalline massifs.

Keywords: Regional geomorphology, morphometric indexes, Borborema Highlands.

1. INTRODUÇÃO

A presente dissertação de mestrado foi desenvolvida no âmbito do “Grupo de Estudo do Quaternário do Nordeste do Brasil”, filiado ao Departamento de Ciências Geográficas da UFPE, contemplando as linhas de pesquisa “Geomorfologia do Nordeste Continental e Mapeamento Geomorfológico”.

O produto final, perseguido ao longo da confecção desta dissertação, foi o mapeamento geomorfológico de detalhe da carta Belo Jardim, bem como a interpretação dos padrões de dissecação do relevo desta carta que abrange áreas dos municípios pernambucanos de Toritama, Brejo da Madre de Deus, Belo Jardim, São Caetano, Cachoeirinha, Altinho.

A problemática da pesquisa vincula-se a uma linha de trabalho ainda pouco explorada pela geografia física da região: as mudanças ambientais neogênicas, com ênfase no Quaternário Tardio (Pleistoceno Superior/Holoceno) e sua repercussão sobre os sistemas geomorfológicos do Nordeste do Brasil, sobretudo nos ambientes continentais semi-áridos. Neste caso específico, o objeto empírico do estudo localiza-se no agreste do Estado de Pernambuco, na carta Belo Jardim, a 1:100.000, da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE).

Esta proposta se alicerça sobre a carência de mapeamentos geomorfológicos de detalhe, voltados para a elucidação de eventos recentes – neogênicos – estruturadores do modelado, no semi-árido brasileiro, como é o caso das serras, vales, depressões etc. presentes na carta Belo Jardim da SUDENE a 1:100.000. A utilização de marcadores e índices de ordem geomorfológica permite ainda definir as ciclicidades atuantes dentro dos sistemas morfogenéticos, sobretudo aquelas de cunho climático, e entender como as paisagens respondem às mudanças regionais e globais da circulação atmosférica dentro da escala de temporalidade morfogenética.

A possibilidade de reconstrução das dinâmicas envolvidas na modelagem do relevo ganha ainda mais força quando se dispõe de uma reconstrução estratigráfica detalhada dos sedimentos recentes da área de estudo, fato que ocorre na área a ser investigada sobejamente a partir da contribuição de Silva (2007).

O tipo de abordagem geomorfológica proposta neste trabalho tem a virtude de permitir reconstruir a dinâmica dos sistemas de superfície terrestre viabilizando a modelagem das taxas e padrões de dissecação do relevo e, a partir destes, inferir magnitudes de operação dos processos geomórficos, assim viabilizando o prognóstico mais realista de cenários futuros de erosão e deposição e, portanto, servindo de instrumento básico para o próprio planejamento ambiental. Espera-se que os dados obtidos por este trabalho possam gerar subsídios para outros, instigados pela mesma inquietação, a de reconhecer e preservar as feições geomórficas aqui estudadas, podendo significar um ganho qualitativo de condições de vida para a comunidade local, sobretudo no momento em que se clama por diversificação na pauta econômica do semi-árido com o turismo científico e ecológico, sendo tomado como um dos possíveis pilares para esta renovação.

1.1 Justificativa

Esta proposta se alicerça sobre a carência de mapeamentos geomorfológicos de detalhe, voltados para a elucidação de eventos recentes – Quaternário tardio – estruturadores do modelado, no semi-árido, como é o caso das serras, vales, depressões etc. presentes, sobre tudo, no município do Brejo da Madre de Deus, PE e na carta Belo Jardim. A utilização de marcadores e índices de ordem geomorfológica permite ainda definir as ciclicidades atuantes dentro dos sistemas morfogenéticos, sobretudo aquelas de cunho climático e entender como as paisagens respondem às mudanças regionais e globais da circulação atmosférica.

Esta possibilidade de identificar, mapear, e analisar os resultados pode permitir a reconstrução das dinâmicas envolvidas na modelagem do relevo ganhando ainda mais força quando se dispõe de uma reconstrução estratigráfica pormenorizada dos sedimentos recentes da área de estudo. Além disso, permite estabelecer correlações entre morfogênese e processos de superfície terrestre em escala de detalhe. Este tipo de abordagem tem a virtude de permitir reconstruir a dinâmica dos sistemas subaéreos de erosão viabilizando a modelagem das taxas e padrões de dissecação do relevo e, a partir destes, inferir magnitudes de operação dos processos geomórficos, possibilitando um

prognóstico mais realista de cenários futuros de erosão e deposição e, portanto, servindo de instrumento básico para o próprio planejamento ambiental.

1.2 Objetivo Geral

A ambição desta pesquisa foi a de fornecer um suporte para o planejamento ambiental mais coeso e eficaz, a partir do mapeamento geomorfológico a 1: 100.000 da carta topográfica Belo Jardim, para embasar o mapeamento em escala de 1:50.000. Procurou-se identificar e interpretar as unidades geomorfológicas como resultantes da interação entre materiais estruturadores da paisagem e processo de diversas magnitudes e escalas temporais. Acredita-se que o produto final deste mapeamento sirva para uma possível designação de unidades de paisagem que possam ser destinadas à preservação, atinando para a manutenção do equilíbrio ambiental da área e o uso do seu potencial paisagístico para melhoria da qualidade de vida das comunidades ali inseridas. Espera-se também a partir dos dados mapeados, compreender melhor a dinâmica geomorfológica da região, dentro do contexto morfoclimático semi-árido.

1.3 Objetivos Específicos

Objetivamente, o intuito principal deste trabalho foi o de mapear as unidades de relevo da área da folha Belo Jardim em escala de detalhe, 1: 100.000 e 1:50.000, a partir das bases cartográficas disponíveis, visando estabelecer níveis de conexão entre as formas e os agentes esculturadores em consonância com os controles morfoestruturais e morfoestratigráficos.

Como resultados acessórios, fundamentais para a compreensão da morfogênese da área, a presente pesquisa empreendeu a análise dos padrões fluviais e da densidade de drenagem da folha Belo Jardim, buscando estabelecer vínculos causais para a distribuição espacial das feições geomorfológicas identificadas. Buscou-se ainda efetuar a descrição macroscópica das relações de campo das formações superficiais com o relevo, bem como a definição *in situ* das unidades de relevo.

Em gabinete as unidades geomorfológicas foram definidas e Interpretadas com base nos padrões e taxas de dissecação do relevo, o que permitiu analisar os fatores morfoesculturais. Sendo, imprescindível a elaboração do mapa de isovalores de drenagem para identificação de setores da carta com maior e menor grau de canais por área.

2. CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA

2.1 Localização

A área de estudo localiza-se na porção centro-leste do estado de Pernambuco, abrangendo um total de seis municípios: Toritama, Brejo da Madre de Deus, Belo Jardim, São Caetano, Cachoeirinha, Altinho abrangendo uma área total de 3.497 Km², situados na microrregião do Alto Capibaribe, microrregião Vale do Ipojuca e microrregião do Brejo Pernambucano, perfazendo a área correspondente à folha Belo Jardim, elaborada pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), distando cerca de 180 km da cidade do Recife.

A área é delimitada pelos paralelos de 8°00' S e 8°30' S, e os meridianos de 36°00' W e 36°30' W, inserido dentro dos domínios da bacia hidrográfica dos rios Capibaribe, Ipojuca e Una. O acesso à área faz-se a partir do Recife preferencialmente através da rodovia federal BR-232 até a cidade de Caruaru e daí pelas rodovias estaduais PE-090 e PE-145. A carta topográfica de referência utilizada para a confecção dos cartogramas temáticos aqui apresentados é a folha SC-24-X-B-III Belo Jardim da SUDENE, em escala 1:100 000 (Figura 01).

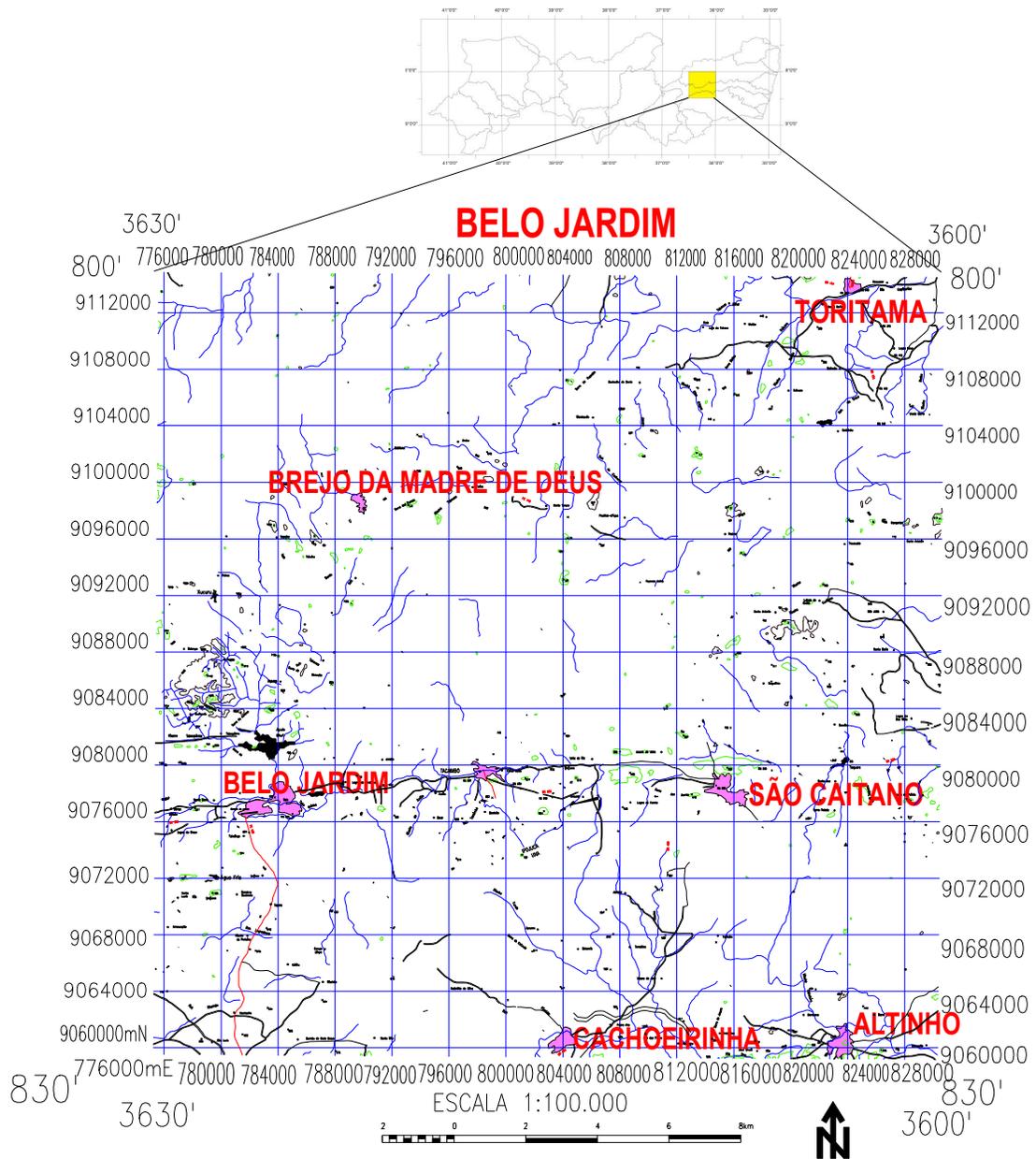


Figura 01: Localização geográfica da área de estudo.

2.2 O arcabouço geológico

A província Borborema está situada na porção nordeste oriental da América do Sul, apresentando evolução proterozóica, com história e consolidação culminando no Ciclo Brasileiro que ocorreu entre 700-450 milhões de anos, o mais recente conhecido em nosso país e do qual são encontrados rochas metamórficas em diferentes graus (GUERRA, 2001 p.65). Esta província é costumeira e naturalmente dividida em três distintos domínios (Brito Neves et al., 2005): setentrional, zona transversal e meridional, sendo o segmento central da província balizado por dois expressivos lineamentos (Patos ao norte e Pernambuco, ao sul).

O corpo granítico do batólito Brejo da Madre de Deus é parte integrante do batólito Caruaru-Arcoverde, o maior corpo da associação cálcio-alcálica de alto potássio da Província Borborema, ocupando a porção centro-leste do mesmo e situado entre os municípios de Belo Jardim e Brejo da Madre de Deus (Melo, 2002).

A extensão lateral leste do batólito corresponde ao complexo ígneo cálcio-alcálico de alto potássio Fazenda Nova/Serra da Japocanga (Neves e Vouchez, 1995.). As rochas encaixantes do batólito Brejo da Madre de Deus são, ao sul, biotitas xistos granatíferos, paragnaisses e ortognaisses graníticos a granodioríticos, e, a norte, ortognaisses graníticos a dioríticos e migmatitos.

Os sienogranitos ocupam cerca de 85% da área total de todo o batólito Brejo da Madre de Deus. Petrograficamente apresentam textura grossa a porfirítica, onde se destacam cristais de feldspato potássico com até 8 cm de comprimento, mineralogicamente esta fácies são constituídas além de feldspato potássico, por plagioclásio e quartzo como minerais essenciais. Os máficos dominantes são biotita, anfibólio e, em menor quantidade, titanita (Fig. 02).

Segundo Melo (2002) a relação de contato existente entre as fácies grossa, a porfirítica, e a quartzo diorítica sugerem contemporaneidade dos seus magmas, pois, O contato é interdigitado e gradual, bem como ocorre a presença de fenocristais de feldspatos potássicos nos quartzo dioritos com aspectos texturais

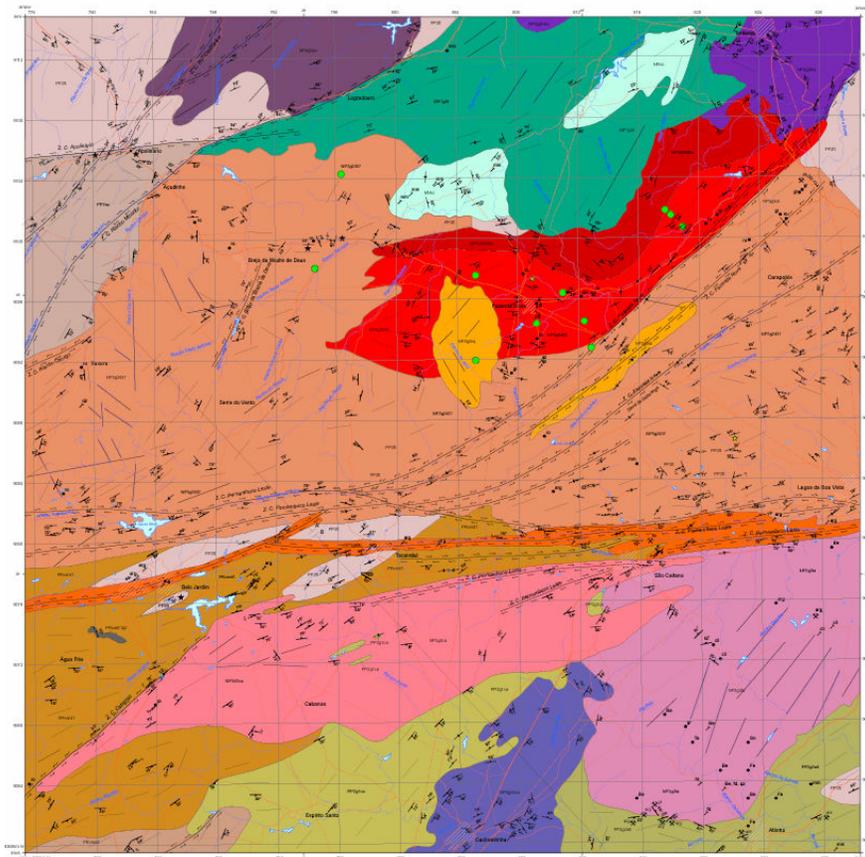
semelhantes aqueles encontrados nos granitos encaixantes, fato que sugere mistura entre magmas félsicos e magmas máficos.



Figura 02: Aspecto da fácies grossa, porfírica, do batólito Fazenda Nova/Japicanga.

A trama magmática, segundo Melo (op. cit.), possui, na porção central, foliação com direção aproximadamente NE-SW e mergulhos variando de moderados a fortes para SE ou NW. No restante do batólito, predominam direções EW-NS e mergulhos fracos. Ainda na porção central observam-se zonas de cisalhamento mesoscópicas (Z. C. Fazenda Nova) exibindo critérios cinemáticos sinistrais originada em estágio sub-magmático, mostrando uma evolução na deformação de fluxo viscoso a deformação no estado sólido.

O arcabouço geológico a seguir expressa a morfoestrutura de toda a carta de Belo Jardim, foi esta base cartográfica do mapeamento de, na escala de 1:100.000 da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, 2006 (Fig. 03).



NEOPROTEROZÓICO

EDIACARIANO (NP3)

- NP3g3dc Diques de caruaru-milonitizados
- NP3g3df Diques de riacho da onça-milonitizados
- NP3g3sq Serra do Quati
- NP3g3sb Granito Serra de São Bento
- NP3g3ca Granito Cabanas
- NP3g3ta Sienito Toritama
- NP3g2mc Monzonito Machado
- NP3g2msc Monzonito Sta. Cruz do Capibaribe
- NP3g2sca Sienito Cachoeirinha
- NP3g2ta Granito Taquara
- NP3g2t37 Suite Intrusiva Itaporanga
- NP3g2t38 Suite Intrusiva Itaporanga

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contato
- Lineamentos estruturais: traços de superfícies S
- Fratura ou Falha indiscriminada
- Zona de cisalhamento transcorrente dextral
- Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
- Foliação
- Foliação vertical
- Lineação mineral

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Massa de Água (Açude, Lago, Lagoa)
- Cidades e vilas
- Rio Intermitente
- Estradas
- Limite Municipal
- Linha de Transmissão de Energia

OCORRÊNCIA DE MEGAFUNA

- Localidade de Ocorrência
- Espécies: *Stegomastodon Waringi*, *Eremotherium laurillardi*, *Panochthus greslebini glyphodo*

Figura 03 Esboço geológico para a área de estudo (modificado de CPRM, 2006)

A borda sul do batólito é marcada pelo Lineamento Pernambuco, uma estrutura originada em um episódio extensional no ciclo Brasileiro (650-540 Ma) de direção E-W que atravessa todo o Estado, iniciando-se na zona costeira no Recife, separando-o em dois domínios: o domínio ao sul, denominado de Externo ou Meridional, e o domínio ao norte, conhecido como Transversal.

Trata-se, segundo Melo (op. Cit.), de uma zona de cisalhamento dextral, segmentada em faixas miloníticas de baixa e alta temperatura, com as deformações em alta temperatura e alto *strain* restritas às margens dos corpos graníticos; e nas encaixantes observam-se evidências localizadas de deformação a alta temperatura em micaxistos. Neves e Mariano (1999) sugeriram que a deformação cisalhante foi localizada a princípio em corpos magmáticos preexistentes e cristalizada parcialmente, especialmente nas áreas de contato com as encaixantes.

2.3 O Quadro Geomorfológico Regional

Em uma análise de compartimentação geomorfológica de relevo, o planalto da Borborema trata-se de uma morfoestrutura regional de caráter tectônico, sobre a qual a morfogênese tem atuado a partir da influência da estruturação das rochas metamórficas de diversas idades e dos plútons em sua maioria Brasileiros. Os inselbergs, feição geomórfica muitas vezes associada ao sistema morfoclimático semi-árido, também ocorrem como apófises secundárias dos corpos plutônicos principais, balizando escarpas como testemunhos de fases repetidas de soergimentos epirogênicos (Corrêa, 2001).

As superfícies aplainadas rebaixadas e cimeiras do planalto da Borborema estão em grande medida associadas às faixas móveis pré-cambrianas e seus controles morfoestruturais que agem diretamente sobre a erosão diferencial. Durante o Cenozóico estas superfícies foram submetidas à flexura do rebordo continental, resultando em um arranjo escalonado de blocos soergidos, rebaixados e basculados que, ao sofrerem o processo da morfoesculturação pelos agentes externos, sob controle do balanço entre morfogênese e pedogênese em face de signos climáticos cambiantes, resultou num modelado em cristas, pontões, inselbergs e depressões.

A área da carta de Belo Jardim apresenta-se como um mosaico de morfofeições, largamente associado a superfícies aplainadas e pouco dissecadas. As formas inter-montanas são decorrentes das diversas fases de denudação pós-cretácea da Borborema. Os pedimentos se elevam em patamares desde as calhas fluviais até o sopé dos relevos mais vigorosos (maciços cristalinos e inselbergs) sem que haja *knickpoints* bruscos de gradiente. A drenagem por sua vez apresenta-se condicionada pela trama regional de falhas e fraturas, ocasionando o confinamento de pequenos depósitos em alvéolos restritos ao ambiente fluvial separado por trechos de drenagem retilínea.

A uniformidade topográfica da superfície dos pedimentos só é interrompida pelos relevos residuais em forma de inselbergs, alinhamentos de serras com altitudes variando de 500 a mais de 900 m como a serra de São João e a Serra do Bituri, testemunhos das antigas superfícies cenozóicas rejuvenescidas. Os relevos residuais apresentam-se orientados segundo as direções preferenciais da estrutura regional, NE-SW, formando vales profundos e encaixados, com controles estruturais indicando movimentação tectônica.

2.4 O Sistema Climático

O Nordeste do Brasil é uma região, do ponto de vista climático, com características peculiares, uma vez que a sua posição central nas zonas de convergência dos alísios favorece a formação de um complexo climático, estabelecendo regiões de alta pluviosidade, em contraste com ambientes de alto déficit hídrico. No ambiente semi-árido nordestino, distribuem-se pela superfície um total de cerca de 11 milhões de pessoas, sendo possível imaginar que se trata de um espaço problemático socialmente, já observado por Dresch:

“é a região semi-árida mais povoada do mundo e vocês vão ter muitos problemas por causa disso, de excesso de gente em espaço de grande rusticidade (Dresch *apud* AB’SÁBER, 2007).

Na maior parte dessa região a precipitação é escassa e apresenta flutuações interanuais muito elevadas, com altas temperaturas relativamente

homogêneas o ano todo, o que não se observa em outros lugares na mesma faixa latitudinal. Para Nimer (1989), a compreensão climática da região Nordeste deve-se a mecanismos estáticos – posição latitudinal, altitude e topografia – e dinâmicos – mecanismos de circulação atmosférica – que atuam na configuração do clima da região.

Durante todo o ano, o Nordeste brasileiro encontra-se sobre a influência das altas pressões subtropicais provenientes do anticiclone semi-fixo do Atlântico Sul. Entretanto, a variabilidade da distribuição das chuvas nesta região está relacionada com as mudanças nas configurações de circulação atmosférica – os sistemas frontais e a zona de convergência intertropical (ZCIT).

O posicionamento da ZCIT, para a área de estudo, é de extrema importância, pois, dependendo da posição na qual se encontre, tanto pode inibir como favorecer a ocorrência de chuvas. Estudos observacionais realizado por Melo (1997) indicam a existência de ligação entre a ZCIT e as anomalias de chuva sobre o Nordeste, estando esta com sua posição mais ao sul (setor norte do Nordeste) durante os meses de março-abril, coincidindo com o máximo de precipitação sobre a região.

Entretanto, outras correntes de circulação perturbadas também são responsáveis por instabilidades e chuvas no leste da região Nordeste (Nimer, op. cit.), compreendendo os seguintes sistemas: correntes perturbadas de sul, representadas por invasões de frentes polares que atingem o agreste pernambucano no outono-inverno; e as ondas de leste, decorrentes da propagação de linhas de instabilidades tropicais originadas sobre o oceano que atingem o setor leste da região com chuvas fortes sobretudo nos meses de outono e inverno.

A interação entre o relevo e o clima no interior semi-árido da Borborema já foi demonstrada por diversos autores. Para a área da pesquisa elaborou-se um gráfico comparativo com dos dados de precipitação e temperatura. O climograma da estação de Toritama (tabela 01, Gráfico 01), incrustada numa depressão interplanáltica cortada pelo rio Capibaribe, e do Brejo da Madre de Deus (tabela 02, Gráfico 02) situado em condições climáticas de brejo de altitude, permite tecer importantes ilações sobre o papel dos topoclimas na gênese da estrutura superficial da paisagem.

Tabela 01: Pluviosidade média mensal em mm e temperatura média mensal (°C) do Município de Toritama – PE (Fonte: Agritempo, 2008)

Toritama		
meses	Pluviosidade (mm)	T°C
Janeiro	13	25
fevereiro	44	25
Março	91	25
Abril	23	25
Maio	54	24
Junho	49	23
Julho	51	22
Agosto	33	22
setembro	18	23
Outubro	0	24
novembro	8	25
dezembro	23	25
Total	407	23,9

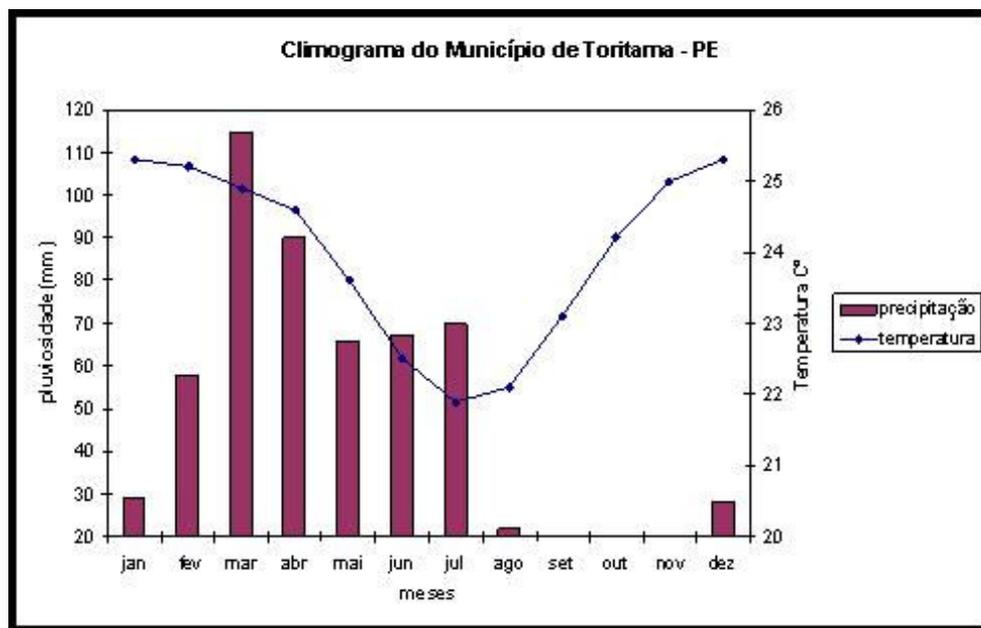


Figura 04: Climograma do Município de Toritama – PE.

Tabela 02: pluviosidade média mensal em mm e temperatura média mensal (°C) do Município de Brejo da Madre de Deus (Fonte: Agritempo, 2008)

Brejo da Madre de Deus		
meses	Pluviosidade (mm)	T°C
Janeiro	21	23,5
fevereiro	42	23,4
Março	116	23,2
Abril	186	22,8
Mai	145	21,7
Junho	230	20,5
Julho	135	19,7
Agosto	18	19,9
setembro	13	20,9
Outubro	4	22,3
novembro	6	23,2
dezembro	14	23,5
Total	930	22,0

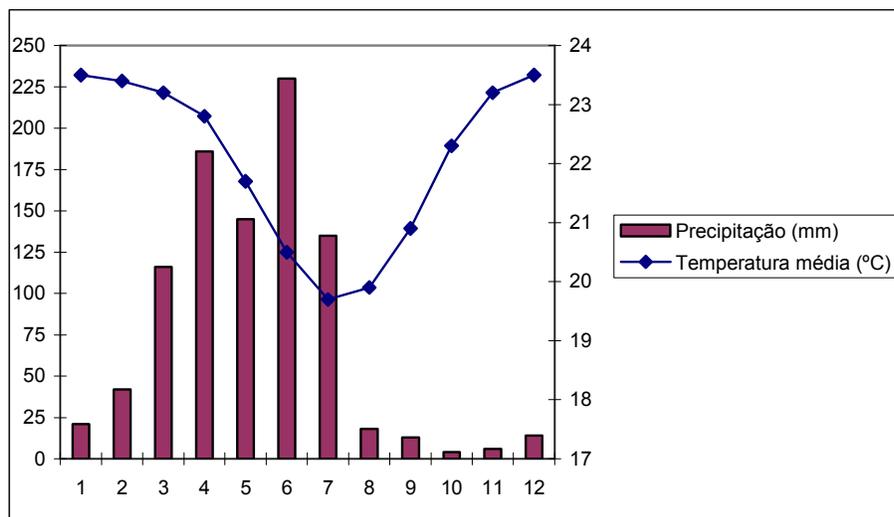


Figura 05: Climograma do Município de Brejo da Madre de Deus

Figura 06: comparação entre os dois Municípios.

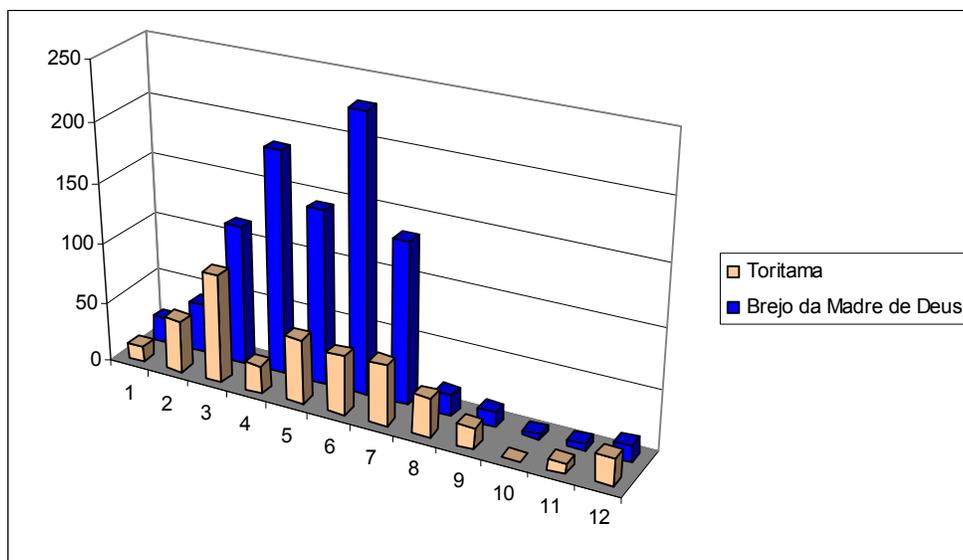


Figura 06: comparação dos dados de precipitação de Toritama e Brejo da Madre de Deus

A análise expedita das duas situações topoclimáticas (gráfico 03) sugere que apesar do ritmo das precipitações ser muito similar em ambos os postos, fato que indica que estas têm sua gênese derivada dos mesmos sistemas geradores de tempo, os totais mensais são substancialmente distintos, com uma semi-aridez agravada no caso de Toritama. Acreditando-se que este quadro se manteve, ainda que com totais pluviométricos distintos, durante o Quaternário, compreende-se que a gênese dos materiais remobilizados sobre as encostas em forma de colúvios estiveram diretamente na dependência da disponibilidade hídrica sobre os mantos de intemperismo das áreas de brejo.

2.5 Aspectos Pedológicos

Quanto ao processo pedogenético, pode-se aventar que este é uma resposta à quantidade de chuvas no que se refere à infiltração ou no que excede na superfície na área de estudo, originando o *runnof*. As propriedades químicas e físicas do manto de intemperismo na área semi-árida refletem o clima e o material de origem. Estando, também, seu estágio de desenvolvimento subordinado à

posição do solo na superfície, formando verdadeiras toposequências. Na área de Brejo da Madre de Deus, em virtude de sua situação topográfica mais elevada, e conseqüentes diferenças nos padrões fisionômicos (clima e vegetação), observa-se que estas condições mesológicas influenciam a formação do solo.

A morfologia do relevo também exerce uma função determinante para o predomínio dos processos denudacionais sobre os de intemperismo e formação do solo. Segundo H. Jenny apud Palmieri (2004), o solo é na verdade função de cinco variáveis independentes, denominados de fatores de formação de solos, equacionando da seguinte forma: $s = f(\text{clima, organismos, material de origem, relevo e tempo})$. Assim, solos formados em encostas com declividade acima de 30° na sua linha de maior ruptura, geralmente, são considerados instáveis por estarem constantemente expostos à remoção erosiva e ação da gravidade. Ao contrário dos solos incipientes, sobre encostas com pouca inclinação, mesmo sujeitos ao *creeping*, podem permanecer tempo suficiente na paisagem até atingirem a maturidade pedológica necessária ao seu completo desenvolvimento (Corrêa, 1997).

Norteados pela classificação do levantamento de baixa e média intensidade de solos do Estado de Pernambuco produzido pela EMBRAPA – Solos (2002), na escala de 1:100.000, a área da folha de Belo Jardim apresenta uma variedade significativa de tipos de solos.

Os solos são caracterizados, de um modo geral, por serem rasos e pouco profundos, apresentando uma porção superior de textura fina e permeável, que subitamente modifica-se para um horizonte subsuperficial compacto e quase impermeável. Essa textura distribui-se, essencialmente, de forma franco-arenosa no horizonte A e média a argilosa no horizonte B, que apresenta uma coloração bruno-acinzentada e uma estrutura em blocos ou em prismas, proporcionada pela drenagem ineficiente, tornando-os bastante endurecidos nesta camada edáfica durante a estação seca.

Este solo, Luvissolo crômico, encontra-se associado à superfície topográfica moderadamente plana circundada por maciços residuais, capeados por pedimentos com cobertura de pavimentos detríticos. Aliados aos planossolos encontram-se os Neossolos litólicos e os Neossolos regolíticos, tipicamente rasos, arenosos com cascalhos e pedregosidade superficial. Na área ocorrem ainda

raras manchas de solos mais areno-argilosos localizadas nas cimeiras dos maciços cristalinos em cotas próximas a 800m. Trata-se de solos com horizontes mal definidos que seguem uma seqüência A-C, ou até mesmo A-R, formados em substrato de granito porfirítico como os Neossolos litólicos. Estes ocorrem associados a vários afloramentos rochosos das paisagens mais íngremes da área, possuindo rápida e fraca permeabilidade e uma conseqüente baixa capacidade de retenção d'água, tornando muito limitada a produtividade vegetal.

As pequenas manchas de Argissolos e Luvisolos nos setores N e SE da área, por serem solos que apresentam horizontes diferenciados e nítidos gradiente textural, estão associadas às superfícies onduladas côncavas e plano-inclinadas, às rampas de colúvio dos maciços residuais e aos relevos em crista. Os Gleissolos Háplicos e os Neossolos Flúvicos, de menor expressão na área em estudo, encontram-se confinados aos plainos aluviais. São formados pela sedimentação recente dos rios sob camadas estratificadas, mas sem relação genética entre si. Possuem uma drenagem que varia de boa a imperfeita, textura diversificada e mal definida, e uma grande tendência à salinização ou sodicidade nos locais mais secos, ou temporariamente secos durante os períodos de estiagem.

Em Brejo da Madre de Deus, pela sua posição topográfica mais elevada e provavelmente por ter maior precipitação, predominam os Argissolos que, ao contrário do distrito de Fazenda Nova, não se encontram associados apenas aos colúvios, mas sim às várias unidades de relevo, refletindo a maior pluviosidade e o rebaixamento da temperatura média anual que caracteriza o clima local. São solos argilo-arenosos com espessos horizontes de cor avermelhada derivadas da oxidação do ferro e bastante umedecidos, ocorrendo nas encostas úmidas a barlavento, principalmente próximas de riachos e corredeiras em reentrâncias orográficas elevadas. Estes solos compõem-se de sedimentos com maior porcentagem de areia grossa que areia fina, sobretudo nos horizontes A e C; desenvolvem-se em saprólitos de granito porfiróide-biotita e associações de gnaisses graníticos. Os mesmos, ainda, possuem altos teores de acidez e são mineralogicamente constituídos por quartzo, feldspato e, em menor proporção, da magnetita, hornblenda, ilmenita e concreções ferruginosas (EMBRAPA, 2002).

3. REVISÃO DA LITERATURA

A Geomorfologia tem grande significado na sistematização da resolução de problemas sociais a partir da aplicação dos seus resultados em diversos níveis do planejamento, do regional ao local. O valor alcançado por suas concepções teóricas, o caráter prático da aplicação dos seus conhecimentos e a crescente importância que a sociedade lhe tem conferido fazem com que essa ciência venha sendo vista de maneira autônoma (MARQUES, 2001).

O pensamento geomorfológico ganhou grande impulso com a teoria do ciclo geográfico de William Morris Davis (1899), representando a primeira concepção desenvolvida de modo mais completo (CHRISTOFOLETTI, 1980). Esse modelo evolutivo de elucidação das formas de relevo adotava um padrão metodológico de fácil aplicação às formas encontradas em campo. No entanto, a ordem de acontecimentos dos eventos naturais – tectônica, soerguimento, erosão – além do postulado de longos períodos de estabilidade tectônica, ocorriam de modo organizado, previsível e em uma escala temporal de difícil comprovação. Assim, tal modelo foi sendo paulatinamente relegado, dando margem a partir das transformações técnicas da ciência a um “novo paradigma” geomorfológico.

Em meados do século XX surgem novas abordagens para a explicação da evolução dos *factos* geomorfológicos – as formas de relevo – uma dessas propostas é apresentada por Lester King (1957), segundo a qual o relevo evoluiria reduzindo os divisores e preservando o ângulo da encosta. O modelo em seguida foi aplicado ao contexto plataformal brasileiro em 1956 com a publicação do artigo intitulado *A Geomorfologia do Brasil Oriental*.

Analisando o trabalho de Lester King (Bigarella & Mousinho 1965) notaram que as superfícies de erosão são essencialmente conseqüências de soerguimento da crosta. Os níveis de superfícies de erosão evoluíram como os *piedmonttreppen* de Penck. Assim, ainda no trabalho referenciado, King se desvencilha do termo peneplanização adotando os conceitos de pedimentação e pediplanação para a sua proposta. Nesse modelo é possível compreender os diferentes níveis de erosão, ou seja, patamares topográficos para cada evento denudacional, estabelecendo a gênese de novos níveis de base em função dos

quais a erosão pode efetivar o retrabalhamento geomorfológico nos materiais disponíveis. Em Christofolletti (op. cit.) percebe-se que entre a vertente íngreme em regressão (denominada de face livre por King) e os amplos pedimentos que se estendem da base da encosta à calha fluvial existe uma ruptura de declive marcando um contato geométrico, trata-se do *knick* (ponto de inflexão) de grande importância, pois é a partir desse contato que ocorre a mudança de morfologia. Os pressupostos de Lester King a respeito da pedimentação e da pediplanação, nos estudos das superfícies de aplainamento remetem aos momentos iniciais dos estudos geomorfológicos sistematizados. Os processos associados à formação de tais superfícies ainda não são bem conhecidos em bases empíricas, entretanto, suas formas resultantes foram bem discutidas no Brasil, sobretudo no decorrer das décadas de 1950 e 1960 (SILVA, 2007).

Segundo o modelo de King (1957) o relevo apresenta algumas extensas superfícies arrasadas na região que se define do litoral brasileiro ao interior, como sendo consequência do resultado da epirogênese (soerguimento), originando os pontos de ruptura (*knickpoints*).

Nesse período, até o início da década de 1950, o papel da ciência geomorfológica restringia-se à descrição e classificação das formas, sem uma preocupação no entendimento do caráter ambiental que interfere diretamente sobre as ações da sociedade. A despreocupação com o quadro sociedade/natureza era, até então, fruto de um conjunto de trabalhos acadêmicos voltados para a compreensão dos processos morfogenéticos e pedogênicos, desprovido da análise da fisiologia da paisagem, no sentido de esmiuçar a relação entre uso/ocupação sobre a gênese dos modelados. Nesta fase, o Brasil ainda encontrava-se na condição de um país agrário exportador e, na medida em que se transfigurava para uma sociedade urbano-industrial iria agregar em sua configuração todos os problemas (falta de planejamento, ocupação irregular, etc.) de uma sociedade de desenvolvimento desigual até os dias correntes. Consequentemente surge uma demanda por soluções e maiores estudos pertinentes tanto ao espaço físico urbano como rural, de forma a propiciar um melhor planejamento e adequação dos novos espaços citadinos e áreas de produção agrária.

Para Christofolletti, (2001), as feições topográficas e os processos morfogenéticos atuantes em uma determinada área possuem papel relevante para as categorias de uso do solo, ou seja, são entidades indispensáveis para um planejamento mais efetivo de ocupação do espaço físico-territorial, que vise racionalizar a exploração dos recursos naturais e otimizar os fixos (equipamentos de lazer, turismo, obras viárias, etc.).

Diante da onda de novas perspectivas geomorfológicas do século XX, surgem com grande aquilatação os trabalhos, traduzidos nas idéias de J. Hack (1960) com a teoria do equilíbrio dinâmico, assegurando que em sistemas erosivos, a morfologia está permanentemente se moldando na medida em que os processos morfogenéticos se efetivam, ou seja, os modelados se apresentam como produtos da ação de forças endógenas (gênese do relevo) e das forças exógenas (esculturadores das formas), mostrando que as paisagens se mantêm as mesmas desde que as ações continuem em equilíbrio. Nos estudos interpretativos da topografia do vale do Shenandoah, na região apalacheana, Hack considerou em sua perscrutação o conjunto de drenagem e vertentes, ampliando a sua contribuição com uma nova abordagem explicativa da evolução das formas, suplantando, desta maneira, as idéias aventadas por Davis, que não deixa de ser um teórico de grande relevância inicial para o desenvolvimento da ciência geomorfológica como a vemos contemporaneamente. No entanto, as transformações por que passam o saber científico conduzem à obsolescência das primeiras contribuições, fato comum quando surge uma nova vanguarda teórica. Por isso, é mais do que necessário a lembrança de que a *scienza nuova* não destrói as alternativas clássicas, não oferece solução monista como se fosse a essência da verdade (MORIN, 2005).

A evolução de outras ciências correlatas à geomorfologia (Geologia, Geofísica), uma vez abraçados os novos paradigmas, contribuiu para engessar as idéias de Davis (1899), que foram sendo cada vez mais substituídas a partir de estudos mais avançados da física quântica, do uso de computadores e aperfeiçoamento de *softwares* na modelagem de sistemas naturais (CAPRA *apud* CAMARGO, 2005), aumentando o padrão de entendimento sobre, como as formas e as paisagens evoluem no tempo, permitindo prováveis prognósticos.

Desta forma tais modelos de superfícies de erosão foram refutados ou criticados por Büdel (1977) *apud* Corrêa (2003), como diagramas simplificados explicativos para a evolução das paisagens tropicais plataformais. Neste sentido, podemos citar o seguinte exemplo: para os defensores da idéia de pediplanção os *Inselbergs* são remanescentes de uma área que outrora fora desnudada. Ora, segundo (Corrêa, 2001), se essas proposições pudessem ser extrapoladas para outra configuração geomorfológica, os *Inselbergs* só poderiam ser encontrados formando divisores em meio às grandes superfícies de erosão e isso, de fato, não condiz com sua real distribuição. De fato, para que se origine é preciso condições tectônicas e litológicas favoráveis.

No entanto, há de se perquirir, diante do exposto até o momento, sobre qual base a escala temporal e cartográfica seria mais adequada para representar com maior detalhamento os modelos de superfícies de erosão? E qual a sua confiabilidade para a interpretação dos processos em escala regional?

Em Corrêa (2003), o autor aborda a problemática da escala espaço – tempo para o estudo das formações superficiais, sobre as quais se estruturam as superfícies contemporâneas da paisagem, sugerindo assim uma impraticabilidade de tal abordagem para os estudos em maior detalhe, pois a cronologia dos eventos denudacionais tradicionalmente atribuída ao Cenozóico pela literatura geomórfica regional ocorre em uma escala de grandeza espaço-temporal totalmente inadequada a um estudo da dinâmica geomorfológica da paisagem, baseada nos dados empíricos oriundos da amostragem das coberturas superficiais (sedimentos e mantos de alteração) dos compartimentos de relevo. Kohler (2001) já vociferava sobre a importância do conceito espaço–tempo nas discussões geomorfológicas, alertando para a adaptação da técnica de análise à escala de abordagem, principalmente quando se trata de um geossistema dinâmico.

Até então, é possível perceber que as ocorrências de diversas formas de relevo têm despertado a atenção de alguns geomorfólogos que vêm lapidando laboriosamente um método mais plausível de explicação das formas contemporâneas identificadas. Apesar dos trabalhos pioneiros de Davis (1899) para a gênese do relevo; os pedimentos de King (1957) e a teoria do equilíbrio dinâmico de J. Hack (1960), uma perspectiva climática tem sido, desde então,

incrementada para explicar a presença de feições policíclicas na paisagem (Bigarella e Mousinho, 1965)

Assim, uma delas se ramifica no surgimento da teoria da etchplanação¹ que procura destacar o papel do intemperismo na formação das superfícies de erosão e sua associação com a estrutura, a litoestrutura e as variações climáticas no desenvolvimento das formas do relevo – relação processo/forma (Vitte, 2001). Sob vários aspectos esta proposta parece ser a mais adequada metodologicamente, dentre as proposições supracitadas, para a reconstrução geomorfológica nos contextos plataformais, passando a ter no âmbito acadêmico maior aceitação como modelo de representação da gênese das superfícies aplainadas.

Nos estudos do maciço da Serra da Baixa Verde Corrêa (2003) identificou algumas superfícies aplainadas: a primeira estava coberta por um pacote de regolito lateritizado em dissecação e a segunda, ao redor, recoberta por um manto de solo litólico, sobre o qual se espriavam os pavimentos rudáceos. Entretanto, para Silva (2007), um esquema de evolução por “aplainamento geoquímico” é ainda pouco viável para as cimeiras em questão, sobretudo quando a elas se sobrepõem as componentes paleoclimáticas e neotectônicas. Contudo, numa escala mais localizada, a própria superfície de cimeira da serra da Baixa Verde, notavelmente plana, assim como outras na mesma cota altimétrica e de morfologia similares, talvez sempre tenham estado acima das coberturas sedimentares paleo-mesozóicas, havendo, portanto, também se desenvolvido como “etchplanos”, ora mais expostos pela erosão, ora mais protegidos por espessos mantos de alteração, quando submetidos a climas mais úmidos.

Para Thomas (1994) *apud* Corrêa (op. cit.) a etchaplanção refere-se, então, ao processo de remoção do regolito que expõe a “frente de intemperismo”, superfície de contato entre a rocha fresca e o material alterado (saprolito + solo).

Outros trabalhos também trouxeram o fator climático como condição precípua para o surgimento das superfícies de erosão, limitando-se, no entanto, à explicação da gênese de terraços fluviais. Darmuth & Faibridge (1970 *apud* Corrêa, 2003) chegaram a sugerir uma evolução do relevo do nordeste da América do Sul por etchplanação após o Terciário, dentro do conceito de regime

¹ Termo utilizado pela primeira vez por Wayland 1933.

cratônico, submetido à alternância de condições climáticas úmidas e secas, que levariam a períodos de aprofundamento do manto de intemperismo e denudação respectivamente.

Após uma tentativa, não de esgotar o assunto sobre seus diversos postulados de superfícies erosivas e seus respectivos modelados evolutivos, embutidos em uma unidade morfoestrutural, chega-se ao mapeamento geomorfológico, cerne desta revisão. Porque então resgatar as correntes tradicionalistas pertinentes à ciência geomorfológica? Desde os primórdios da ciência geográfica o lugar, o espaço ganha importância na delimitação, localização, análise e síntese dos processos vigentes, sendo alvo de inúmeros inquiridores inquietos com a paisagem atual, buscando respostas na paisagem para as miríades de perguntas que se faziam, quando a geomorfologia adquiria forma, constituindo-se enquanto ciência.

Mais recentemente, resgatando os pensamentos de King e Hack, por volta de 1950/60, o substrato sobre o qual os diferentes agrupamentos humanos se estabelecem, com os seus distintos níveis tecnológicos, tecendo um elo de sociedades em redes e intensificando as trocas de energia com o espaço físico, passa a ganhar maior relevância para a pesquisa geomorfológica. Tal preocupação estava assegurada no sentido de compreender e reconstituir a história e a dinâmica das formas contemporâneas e de se chegar a um prognóstico para a evolução das mesmas, apontando suas prováveis tendências ao longo do tempo. Isto veio se concretizando graças ao avanço dos métodos e técnicas de pesquisa e grandemente com o advento das ferramentas cartográficas aperfeiçoadas, dos Sistemas de Informações Geográficas (SIG's), dos sistemas computacionais mais potentes, possibilitando uma associação entre as técnicas geomorfológicas tradicionais e as técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento, o que veio a permitir uma rápida execução e elaboração de um mapa geomorfológico (Rodrigues & Brito, 2000).

Antes de adentrar no conceitual teórico do mapeamento é preciso justificar a nomenclatura adotada, embora o uso do nome provoque confusão, optou-se pela utilização do termo *mapa* neste referencial, embora ocorra também o termo *carta*, pois de acordo com Raisz (1969) *apud* Rodrigues (2004) mapa:

“É uma representação convencional da superfície terrestre, vista de cima, na qual se colocam letreiros para sua identificação. [...] um mapa representa melhor o que se conhece da terra, do que o que se vê de uma certa altura.”(p.134).

Talvez, um dos grandes problemas que o mapeamento geomorfológico apresente é a carência de uma padronização, tanto das formas quanto das escalas, a serem adotadas na superfície de um mapa: a) a primeira dificuldade refere-se ao fato mapeado – o relevo – uma realidade relativamente abstrata; b) a segunda é qual a melhor escala em nível regional deve ser utilizada para representar essas formas; c) e por fim, como representar fatos dinâmicos em uma superfície plana e estática. Em Argento (2003) esboça-se uma tentativa de padronização na elaboração de mapeamentos temáticos, sugerindo as escalas de 1:100.000 para macroescalas, enquanto as mesoescalas poderão cobrir até 1:30.000, e as microescalas a partir de 1:25.000, podendo chegar até um nível unitário de detalhamento.

Outra problemática do mapeamento, quanto à ausência de uniformidade adotada, é apontada por Corrêa (1997) quando da falta de padrões pré-definidos, que busquem ajustar os fatos geomorfológicos a serem representados às legendas e escala de aplicação de acordo com os objetivos do mapeamento. Entretanto, o mapeamento ora oferecido adotará as premissas da Comissão de Mapeamento Geomorfológico de Detalhe da União Geomorfológica Internacional – UGI DEMEK (1972).

O mapeamento geomorfológico consiste em dois passos metodológicos em sua realização: o primeiro, no sentido de delimitação do objeto a ser cartografado, portanto, passível de delimitação; o segundo diz respeito ao caráter de significado geomorfológico da forma estudada, surgindo constantemente a preocupação de mapear um fato geomorfológico com base em sua explicação morfogênética. Assim, os modelos de evolução de relevo, anteriormente explanados, são os fatos identificados, espacializados e mapeados.

Diante do exposto compreende-se que o mapa geomorfológico é o produto final concretizado, no entanto, é relevante lembrar que o mapa geomorfológico refere-se à base da pesquisa e não à concretização gráfica da pesquisa realizada,

o que demonstra seu significado para melhor compreensão das relações espaciais, sintetizadas através dos compartimentos, permitindo abordagens de interesse geográfico como a vulnerabilidade e a potencialidade dos recursos do relevo, Tricart (1965) apud Casseti (1994).

Gerar um mapa geomorfológico significa associar a técnica da confecção de mapas à Geomorfologia, para entender melhor a relação econômica com o caráter físico, já que esta ciência serve de base para compreensão, não só em relação à natureza física dos fenômenos, mas como um instrumento de interpretação da natureza sócio-econômica dos mesmos (Argento, 2003). Também é imprescindível que a representação geomorfológica apresente um nível morfo-cronológico, visto que a linha de trabalho, aqui proposta, segue a perspectiva de reconstrução cronológica do Quaternário (período de grandes transformações ambientais), de contínuas modificações nas condições ambientais da paisagem, sendo, um período enfocado para a análise geomorfológica, e uma ferramenta de base para a compreensão da seqüência evolutiva das formas presentes (Moura, 2001). Portanto, trata-se de um capítulo da cronologia mais próximo das mudanças de paisagem recentes. Ainda, no nível mencionado, é fundamental o mapeamento das morfoestruturas antigas, que neste caso datam do paleoproterozóico e neoproterozóico, mas que certamente foram reavivadas pelos processos tectono-erosivos ocorridos ao longo do Cenozóico e mesmo do Quaternário.

Assim, nesse sentido a proposta é seguir no consórcio as correlações existentes entre a ciência cartográfica e a cartografia geomorfológica (instrumento de análise e síntese), tomando por base os fatos geomorfológicos listados no prólogo do referencial teórico. Será possível perceber, então, duas grandes correntes que fundamentam o mapeamento geomorfológico: a) a geomorfologia estrutural com a morfoestrutura e b) a geomorfologia climática com a morfoescultura.

É conveniente resgatar que a geomorfologia estrutural dominou o cenário da produção científica internacional até meados do século XX, com vários trabalhos publicados sob a ótica estruturalista. Nesta perspectiva houve grande contribuição soviética com grande destaque para Gerasimov (1946), apud Casseti (1994) propondo os conceitos de geotextura, morfoestrutura e morfoescultura,

como classificação dos fatos em nível mundial hierarquizados. Essa linha de trabalho praticamente era desconhecida no Brasil, até a publicação de *Análise Geomorfológica: Reflexões e Aplicações*, tese de livre docência apresentada por Abreu (1982) apud Ross (2003). Por outro lado assenhoreando-se dos trabalhos vanguardistas, a geomorfologia climática veio angariando forças, tecendo o seu espaço. Com a publicação, dentre outras, de *Das system der Klimatischen Geomorphologie* (Büdel, 1948, apud Christofolletti, 1980) surgem as primeiras tentativas de sistematização de toda a documentação que se avolumava, assim como a estruturação e a colocação conceitual da nova perspectiva. A contribuição substancial para a sistematização da geomorfologia climática teve em Jean Tricart e André Cailleux seus grandes expoentes já ao final da década de 1950.

A cartografia geomorfológica dá ênfase a quatro tipos de dados na abordagem da representação das formas do relevo: morfometria, morfografia, morfogênese e morfocronologia, com base nas recomendações da Sub-Comissão de Cartas Geomorfológicas da UGI – União Geográfica Internacional (Tricart, 1965 apud CASSETI, 1994). O significado precípuo de cada um desses dados é enunciado a seguir:

- a) Morfometria: correspondem às informações métricas importantes, apoiadas em cartas topográficas ou outras formas de levantamento;
- b) Morfografia: correspondem às formas de relevo resultantes do processo evolutivo, sendo sintetizadas como formas de agradação e de degradação;
- c) Morfogênese: referem-se aos processos responsáveis pela elaboração das formas representadas;
- d) Morfocronologia: corresponde ao período de formação ou elaboração de formas ou feições.

Posteriormente, Demek (1976) apud Casseti, (1994) propõe um roteiro, com o seguinte encadeamento de operações para o mapeamento de morfoestruturas, ou seja, etapas preliminares que antecedem a elaboração do mapa:

- a) análise das cartas geológicas e tectônicas de áreas em estudo (em escalas pequenas e grandes), com a transferência dos principais falhamentos para uma determinada base;

- b) análise de cartas topográficas, em iguais escalas, 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 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 à existência de elementos importantes para explicar a origem das formas e esculturação do modelado.

Ainda em Demek (1967) *apud* Casseti (1994) o autor propõe a utilização de três unidades taxonômicas básicas nas cartas geomorfológicas, representadas pelas superfícies geneticamente homogêneas, formas do relevo e tipos de relevo. Nesta taxonomia a menor unidade seria a superfície geneticamente homogênea, entenda-se, portanto, um mapa em escala de detalhe, como exemplo, os pedimentos dissecados a 450 e 550 metros identificados no mapeamento geomorfológico de detalhe, ora proposto.

Trabalhando com todos os contextos geomorfológicos do território brasileiro, o geomorfólogo Jurandir Ross, tomando por base os trabalhos de Demek (1972) e Mesharikov (1968) apresentou uma proposta de classificação com base nos táxons do relevo, preocupação crescente que ganhou grande importância nos últimos cinquenta anos, mas que teve com pioneiro Gerasimov (Ross, 2003). A preocupação em melhor compreender as relações taxonômicas entre as unidades, feições ou formas a serem representadas, conduziram à definição de táxons aplicados ao relevo brasileiro que se segue:

1º táxon: corresponde às macroformas, como os escudos antigos, as faixas de dobramentos proterozóicos, as bacias paleomesozóicas e os dobramentos modernos;

2º táxon: diz respeito aos compartimentos originados pelos fatores exogenéticos ao longo do tempo geológico, com intervenção dos processos tectogenéticos. Essas unidades morfoesculturais são caracterizadas pelos planaltos, planícies e depressões, que estão inseridas numa dada unidade morfoestrutural;

3º táxon: morfocfeições relacionados 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;

4º táxon: trata-se da unidade de padrão de formas semelhantes. Estas formas podem ser: a) de agradação (acumulação), como as plainos aluviais, terraços; b) de degradação como colinas, morros e cristas. Na metodologia adotada pelo Projeto RadamBrasil IBGE (1995) apud Casseti (1994), no segundo conjunto de símbolos, denominado de Formas de Relevo encontram-se subdivididas em três partes: Formas Estruturais, Formas Erosivas e Formas de Acumulação. As formas estruturais são representadas pela letra S, seguida por outras letras e respectivas traduções. O mesmo procedimento é adotado para as formas erosivas e para as formas de acumulação. Nos Tipos de Dissecação encontram-se três letras básicas: a, c e t, ou seja, formas aguçadas, formas convexas e formas tabulares. Os Índices de Dissecação são tomados como um elemento determinante para a aferição do grau de fragilidade do ambiente natural (Ross, 2003), o mesmo é combinado às medidas de dimensão interfluvial, e à intensidade de aprofundamento dos talvegues, determinando a rugosidade do relevo;

5º táxon: corresponde aos tipos de vertentes ou setores das vertentes de cada uma das formas do relevo. 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. Ross (1992) observa que as representações desse táxon só são possíveis em escalas maiores, como 1: 25.000. Dentre as principais características geométricas das formas das vertentes destacam-se: vertente escarpada, convexa, côncava, retilínea, dentre outras;

6 ° táxon: faz alusão às formas menores resultantes da ação dos processos erosivos atuais ou da sedimentação atual, como as formas associadas às intervenções antropogênicas como as voçorocas, ravinas, cortes de taludes, escavações, depósitos tecnogênicos como assoreamentos, cicatrizes de escorregamentos, bancos de deposição fluvial, dentre outros.

Argento (2003), em uma tentativa de padronização na elaboração de mapeamentos temáticos, sugere as escalas 1:100.000 para macro-escalas, 1:30.000 em meso-escala e a partir de 1:25.000 os níveis de detalhe. Dessa forma, Para Corrêa (1997), um dos problemas enfrentados pelo mapeamento geomorfológico é a falta de padrões pré-definidos, que busquem ajustar as entidades geomorfológicas a serem representadas às legendas e escala de aplicação de acordo com os objetivos do mapeamento.

As formas de relevo constituem o objeto de estudo da geomorfologia e a relevância geográfica desse objeto se deve, por ser o relevo, o assoalho sobre o qual se fixam as populações humanas e são desenvolvidas suas atividades (SILVA, 2005). Segundo (MARQUES, 2001) a existência desse “objeto” bem definido, com significativo e diversificado conteúdo a ser compreendido e alcançado por suas concepções teóricas, o caráter prático da aplicação dos seus conhecimentos e a crescente importância que a sociedade lhe tem conferido fazem com que a Geomorfologia venha sendo vista com uma ciência autônoma.

A vasta literatura sobre mapeamento, os diferentes objetivos nas linhas de pesquisas da cartografia geomorfológica e a dificuldade de se estabelecer uma padronização, mesmo que existam os parâmetros internacionais, colocam a cartografia geomorfológica, enquanto estado da arte, como um grande mosaico de problemas que precisam ser solucionados à medida que surgem novas propostas, tornando a padronização mais distante da realidade. Assim, em função dos problemas é preciso ter claramente definidos os objetivos, a metodologia e a escala de representação (Ross, 2003) para se contornar ou minimizar os problemas elencados. Percebe-se, no entanto, que existem vários níveis de tratamento do mapeamento geomorfológico e que cada trabalho segue uma determinada linha que busca se aproximar dos seus objetivos, por isso, acredita-se ser mais conveniente adequar o mapeamento às normas internacionais da UGI, já que se tratam de convenções largamente aceitas e adotadas

internacionalmente, buscando em primeiro plano representar os diferentes tamanhos de formas de relevo, dentro da escala compatível de maior acuidade para o pesquisador.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 O Mapeamento Geomorfológico

A presente pesquisa foi realizada a partir de um mapeamento geomorfológico integrado na escala de 1: 100.000, com base na análise da carta topográfica Belo Jardim, da SUDENE, seguindo-se de um mapeamento de detalhe a 1: 50.000, baseado no recobrimento aerofotogramétrico da área, nos dados topográficos do Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) fornecidos pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA).

O mapeamento seguiu as normas estabelecidas pela comissão de mapeamento geomorfológico de detalhe da UGI (União Geográfica Internacional), como detalhado em Demek, (1972) apud Corrêa, (op. cit.), onde estes designam como mapa geomorfológico de detalhe, cartas em escalas de 1:10.000 até 1:50.000, embora as cartas com escala de até 1:100.000 também possam ser consideradas de detalhe em função do material disponível para a sua confecção.

Em campo, foram ainda confeccionados mapas de detalhe com base na utilização do GPS Garmin 76S munido de um altímetro de precisão com resolução de até 3 metros. Estes mapas foram de extrema importância para a localização e distribuição das propriedades espaciais das diversas formas de dissecação encontradas na área. Esta etapa do mapeamento em campo foi seguida de mapeamento em meso-escala, a partir das bases cartográficas disponíveis, sobre os quais foram inicialmente identificados os modelados denudacionais e deposicionais de diversas magnitudes espaciais.

O tratamento digital das imagens, a digitalização das cartas topográficas e cartas temáticas foram realizados com a utilização dos softwares, Autocad 2005, Surfer 8, ArcGis 9.1., Arcview 3.1 e Microdem 10.1. A etapa de mapeamento de gabinete culminou com a integração dos dados dos sensores remotos, o que permitiu a análise da relação das estruturas, como falhas e zonas de cisalhamento, com o controle da rede de drenagem, direcionamento das linhas de escarpas e cumeadas. Os cartogramas e modelos evolutivos do relevo, finais, foram confeccionados em formato digital e enriquecidos pela modelagem

tridimensional. Para tanto, foram utilizados os programas Autocad 2005, Surfer 8 e ArcGis 9.1. e Microdem 10.1.

4.2 A Análise da Densidade de Drenagem e de Foto-lineamentos

A densidade de drenagem e de foto-lineamentos é reconhecidamente, uma das variáveis mais importantes para a análise morfométrica do relevo, agindo diretamente sobre o grau de dissecação topográfica, em paisagens elaboradas pela atuação fluvial, ou expressando a quantidade disponível de canais para o escoamento e o controle exercido pelas estruturas geológicas (Christofolletti, 1981). A premissa norteadora deste procedimento foi a de que a densidade de drenagem é um parâmetro intrinsecamente relacionado ao rebaixamento do relevo, e que, portanto, serve de ponto de partida para as análises desta propriedade morfométrica. O primeiro a isolar e estudar esse parâmetro foi Neuman (1900) *apud* Christofolletti (1981) que assinalou os principais fatores que influenciam sobre as diferenças na densidade de drenagem, como a declividade das vertentes, a cobertura vegetal, o tipo de substrato geológico e o fator mais importante: a precipitação.

De acordo com o que foi colocado acima, procedeu-se a identificação e classificação dos padrões e arranjos espaciais da rede de drenagem, visando correlacionar esses parâmetros às influências dos demais elementos do quadro fisiográfico da área: disposição das coberturas pedológicas, litologia, vegetação e topografia.. Desta forma, mediante o emprego dos parâmetros de análise pro, foi possível estabelecer quais fatores exercem maior influência sobre a organização da drenagem.

Os índices de densidade de drenagem foram obtidos a partir da confecção de uma malha quadrática de amostragem, sobre a carta digitalizada, com células de 1 km x 1 km. Em seguida foram realizadas as medições dos segmentos de drenagem contidos em cada célula no ambiente do *software* Autocad 2005. Os índices de densidade foram obtidos para cada célula mediante o uso da seguinte fórmula de acordo com a proposta metodológica de Christofolletti (1981):

$$Dd = Lc / Ac$$

Onde Dd é igual a densidade de drenagem, Lc é o somatório do comprimento de todos os canais encontrados em cada célula e Ac é a área da célula.

Obteve-se um total de 3225 pontos de densidade de drenagem para a Folha Belo Jardim, que posteriormente foram unidos em um mapa de linhas de isovalores confeccionado com o uso do *software* SURFER 8.0 e do *software* ArcGis 9.1. Por fim, fez-se a sobreposição dos mapas geológicos e de densidade de drenagem, a fim de elucidar uma possível correlação formativa entre o controle lito-estrutural e morfológico sobre a concentração dos elementos de drenagem e lineamentos.

A partir do uso dessa técnica, foi possível fazer a identificação das áreas com baixos índices (0,5 km/km²) densidades de drenagem, e altos índices (3,5 km/km²), estabelecendo um vínculo entre a drenagem e a litologia pela sobreposição em meio digital georreferenciado do mapa geológico ao de isovalores de densidade de drenagem.

4.3 O Método das Páleosuperfícies

A definição de Páleosuperfícies para uma determinada área visa obter elementos para a compreensão da evolução das superfícies de cimeira, apoiando-se na influência de condicionantes neotectônicos sobre a estruturação do relevo e sua ação sobre a rede de drenagem, fatores que comandam a origem dos modelados – denudação e acumulação. O método consiste de uma análise morfométrica do relevo, ainda pouco aplicado aos estudos de reconstrução da paisagem geomorfológica brasileira (CORREA, 2005).

A primeira etapa do trabalho reside na confecção de um mapa de isovalores baseado nos pontos cotados de cimeiras topográficas, na escala de 1:100.000, ou encerrados por uma curva de nível, da carta de Belo Jardim. Posteriormente, a partir do cruzamento das informações da estrutura geológica e da Páleosuperfície, foi possível verificar um controle litoestrutural, bem como uma correlação causal entre as irregularidades do conjunto de drenos e as deformações tectônicas.

A partir da construção da carta de isovalores de Páleosuperfícies com auxílio do software Surfer 8 foi confeccionado um MDT – Modelo Digital de Terreno com base nas informações coletadas em gabinete e processadas em meio digital, corrigidas pelo controle de campo das evidências de deformações tectônicas e controles morfoestruturais e morfoesculturais,

De acordo com Corrêa (2005) o método de Páleosuperfícies busca reconstruir a dinâmica geomorfológica a partir da movimentação relativa de blocos formadores do relevo. Os fundamentos teóricos deste método encontram-se detalhados em Deffontaines (1987), tendo sido adaptados às novas geotecnologias por Johansson (1999). Pode-se resumir os seus procedimentos e premissas metodológicas da seguinte forma: tomando-se como base a seleção de determinado número de pontos cotados, e sua digitalização, pode-se restabelecer o comportamento das superfícies de cimeira de blocos adjacentes, antes que sobreviesse a dissecação contemporânea; ou seja eliminado-se ao máximo as rugosidades decorrentes da denudação e erosão diferencial das superfícies de cimeira.

Ainda segundo Corrêa (2005) a escolha dos critérios de seleção dos pontos é um passo crucial para a aplicação do método, pois todos os resultados alcançados dependerão dela. Desta forma a seleção dos pontos cotados representa um limite intrínseco imposto pelo próprio método de paleosuperfícies. Não obstante, sua adequação às condições locais vai depender dos critérios definidos pelos operadores, sobretudo calcados no controle de campo e análise das imagens dos sensores remotos.

Sobre a carta topográfica da SUDENE a 1: 100.000 foram selecionados todos os pontos cotados, que correspondem aos pontos mais elevados, além daqueles encerrados por uma curva de nível, muitas vezes de altitude apenas inferida. Os pontos selecionados foram digitalizados em planilhas do Software Surfer 8 a fim de fornecerem um modelo digital do terreno (MDT), a partir do qual se definiram os limites entre as Páleosuperfícies e os blocos que as sustentam.

A digitalização dos pontos gerou modelos digitais do terreno (MDT's) que se tornaram também uma peça chave para a interpretação da compartimentação morfoestrutural da área, sobretudo após a sobreposição das formas mapeadas e foto-lineamentos sobre os primeiros.

A fim de se apurar com melhor acuidade a dissecação elaborou-se um mapa hipsométrico (fig. 08) e um mapa de Páleosuperfície (fig. 09) para elucidar melhor as alterações morfogenéticas da área.

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.1 Mapeamento Morfoestrutural da Área

As bases cartográficas morfométrica supracitadas, foram úteis nas análises dos domínios morfoestruturais e morfoesculturais. O mapa morfoestrutural facilita a compreensão das morfoesculturas que compõem o mosaico regional, e que se encontram embutidas nas formas morfoestruturais de maior escala espacial (fig. 07). A distinção de áreas rugosas e lisas é mais nitidamente percebida, a partir do uso de da modelagem 3D, em ambiente digital, permitindo delimitar corpos rochosos nas suas delimitações mais aproximadas à realidade.

5.2 Os Modelados de Denudação e Acumulação

O Nordeste, do ponto de vista geomorfológico, apresenta duas unidades: uma porção oriental, onde predominam formas de relevo em rochas cristalinas e outra, na parte ocidental, domínio de formas sedimentares. A presente pesquisa, portanto, desenvolve-se exclusivamente sobre áreas de afloramento de rochas cristalinas pré-cambrianas. Os sedimentos na área são representados pelas coberturas neogênicas inconsolidadas que ainda apresentam marcado controle morfoestratigráfico.

A carta de Belo Jardim apresenta um setor bastante dissecado na sua porção norte-nordeste, originando morfounidades independentes como serras e inselbergs de estrutura cristalina, na base dos quais se desenvolvem os pedimentos dissecados a 400 m, ocorrendo, sobretudo, nos limites dos municípios de Toritama e Brejo da Madre de Deus. A esta morfoestrutura deu-se o nome de Morfoestrutura Velha Setentrional. Geologicamente, estas morfounidades encontram-se distribuídas da seguinte forma sobre os *stocks* litológicos da porção setentrional da área em estudo (Tabela 03).

5.2.1 Morfoestrutura Velha Setentrional

Tabela 03: unidades geológicas para a porção setentrional da carta

<i>Unidade Geológica</i>	<i>Era</i>	<i>Idade M.a.</i>
<i>sienito Toritama</i>	neoproterozóico	542-1,0
<i>Monzonito Santa Cruz do Capibaribe</i>	neoproterozóico	542-1,0
<i>suíte serra de Taquaritinga</i>	mesoproterozóico	1,0 – 1,6
<i>Surubim-Coroalina</i>	mesoproterozóico	1,0 – 1,6
<i>complexo floresta</i>	paleoproterozóico	6,0 – 2,5

Pode-se afirmar que a área ao norte da folha Belo Jardim configura-se como uma morfoestrutura bastante desgastada constituindo um conjunto de terras baixas mediando a cota de 400-500 m, cortado pelas zonas de cisalhamento Apolinário (Complexo Floresta), pela zona de cisalhamento do rio Capibaribe (monzonito Santa Cruz do Capibaribe), fraturas e/ou falhas indiscriminadas. A gênese desta estrutura regional possivelmente está associada à evacuação de coberturas sedimentares pré-cretáceas, desencadeada pelos pulsos de soerguimento da Plataforma Brasileira, durante a fase de reativação da mesma, havendo ainda sido submetida à ação de sistemas morfogenéticos cambiantes, como atestado pela vasta literatura geomorfológica regional.

No domínio da suíte intrusiva Itaporanga Itp2, as zonas de cisalhamento apresentam direção E-W e uma inflexão SW-NE nas imediações de 36° 20', a partir do qual a zona cisalhante de Fazenda Nova corta todo o pacote litoestrutural, juntamente com a bacia do rio Ipojuca que acompanha o Lineamento Pernambuco. Caracteriza-se por uma litologia mais resistente e cronologicamente mais jovem (neoproterozóica) ressaltado pela intumescência do batólito do Brejo da Madre de Deus. A morfologia só é interrompida pelos relevos residuais, testemunhos das antigas superfícies e das diferentes resistências dos

estoques litoestruturais, como os inselbergues, as serras, os plútons na unidade ltp3. A unidade geológica ltp1 marca o aumento gradativo da altimetria à medida que surgem as primeiras serras, sendo ainda cortada por muitos riachos (Salobro, Caiçara, Onda, Jucá, etc.), fazendo parte do batólito de Caruaru-Arcoverde, composto por diorito e quartzo (Fig. 07).

5.2.2 Morfoestrutura Jovem Centro-meridional

De acordo com as interpretações clássicas sobre a evolução do relevo regional, observa-se na porção cristalina, uma grande superfície “aplainada”, de quem os tributários do Capibaribe são agentes modeladores; com formas residuais geradas sob a forma de grandes “inselbergs”, alguns de morfologia em *tors*, produzidos através da erosão diferencial e do cruzamento da linhas de fratura na rocha, apresentando superfícies largamente fraturadas e retrabalhadas por esfoliação. Na superfície dos pedimentos encontram-se também pequenos leques aluviais que correspondem a depósitos de “rañas”, importantes para a ocupação agrícola, pois servem de armazenadores de água.

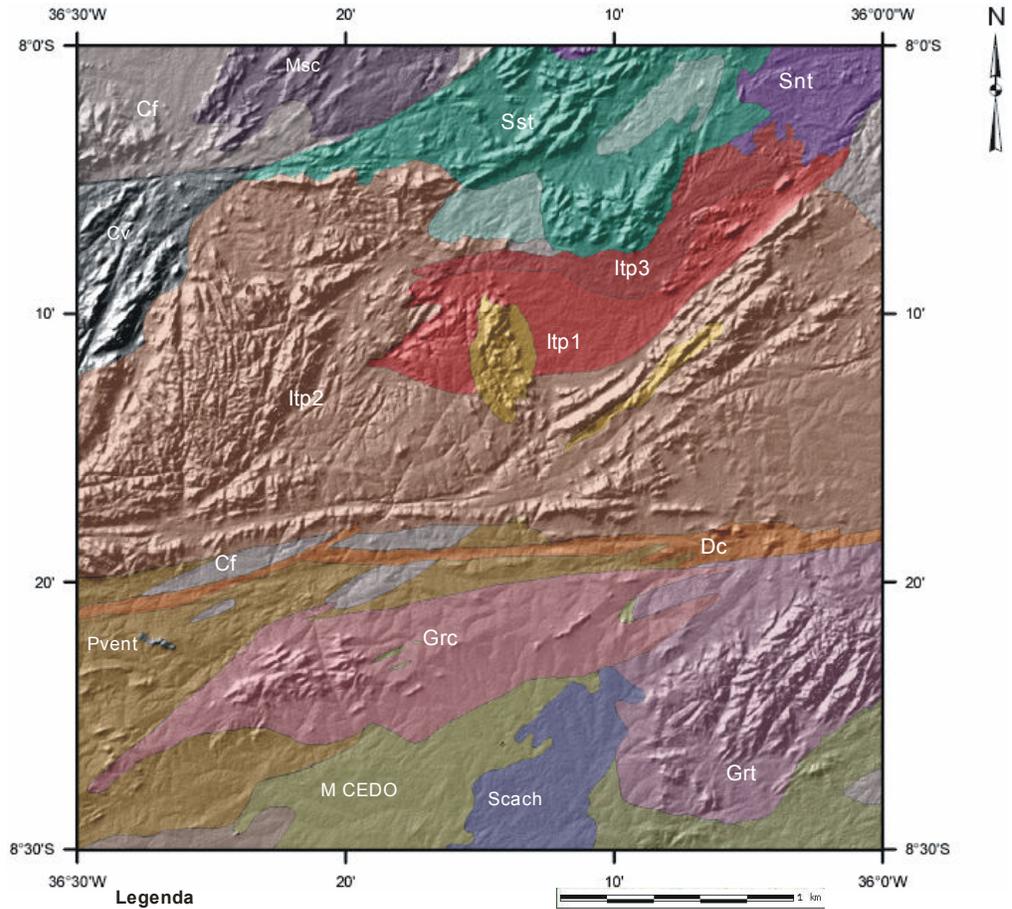
A área da carta de Belo Jardim se encontra numa conjuntura de base litoestrutural contrastam entre velha (Paleoproterozóico) e jovem (Neoproterozóico), formando silhuetas de serras que se elevam a mais de 1100 metros de altitude e residuais retrabalhados pelos agentes exogenéticos. A Morfoestrutura Jovem Central apresenta uma superfície suavemente aplainada, modelada pela erosão, sendo brusca a queda de altitude a partir da extremidade W, com cotas variando em torno de 400 metros, tendo a serra da Boa Vista como ponto culminante da área com mais de 1150 metros de altitude.

Na área entorno dos “inselbergs”, encontra-se uma série de depressões em alvéolos, geralmente, associadas à ocorrência de um granito, em zonas de interseção de linhas de fraqueza. Morfologicamente ocorrem geo-unidades denominadas “depressões intermontanas”, restritas aos pedimentos de topografia marcadamente plana. Ao sul da zona de cisalhamento Pernambuco é possível identificar mais cinco macrounidades geológicas. Essas unidades geológicas jovens estão citadas na tabela 04 e representadas na fig. 07.

Tabela 04: unidades geológicas para a porção centro-meridional da carta

Unidade Geológica	Era	Idade M.a.
<i>granito serra do Quati</i>	neoproterozóico	542-1,0
<i>suíte intrusiva Itaporanga – Itp1, Itp2, Itp3</i>	neoproterozóico	542-1,0
<i>granito serra de São Bento</i>	neoproterozóico	542-1,0
<i>complexo floresta</i>	paleoproterozóico	1,6 – 2,5
diques de caruaru	paleoproterozóico	1,6 – 2,5

A partir da utilização do mapa hipsométrico (figura 08) em consórcio com o mapa de páleosuperfícies (figura 09) é possível perceber e quantificar o índice de dissecação do relevo e a intensidade da rugosidade topográfica, definindo os parâmetros de dissecação, a partir do aprofundamento da incisão fluvial prevalente em cada morfoescultura que variam na área de próximo a 0 sobre os pedimentos a mais de 350 metros nas encostas das áreas serranas (Figura 10). Agrega-se a este procedimento de quantificação, o mapa de isovalores de densidade de drenagem que permite a interpretação da distribuição dos canais por área, possibilitando identificar as unidades com maior e menor grau de dissecação, isto é, somando-se, ainda, à distância interfluvial média como ferramenta cartográfica para delimitação dos conjuntos homogêneos de formas.



Scach - Sienito cachoeirinha (Neoproterozoico)	Msc - Monzonito santa cruz do capibaribe (Neoproterozóico)
Grt - Granito taquara (Neoproterozóico)	Snt - Sienito Toritama (Neoproterozóico)
Grc - Granito cabanas (Neoproterozóico)	Sst - Suíte serra de taquaritinga (Mesoproterozóico)
Itp1	Cv - Complexo venturosa (Paleoproterozóico)
Itp2 Suite intrusiva itaporanga (Neoproterozóico)	Cf - Complexo floresta (Paleoproterozóico)
Itp3	Pvent - Complexo venturosa (Paleoproterozóico)
Dc - Diques de caruaru (Neoproteróico)	M CEDO - Magmatismo CEDO (Paleoproterozóico)

Figura 07 - Unidades Morfoestruturais da carta de Belo Jardim (adaptada, CPRM, 2006)

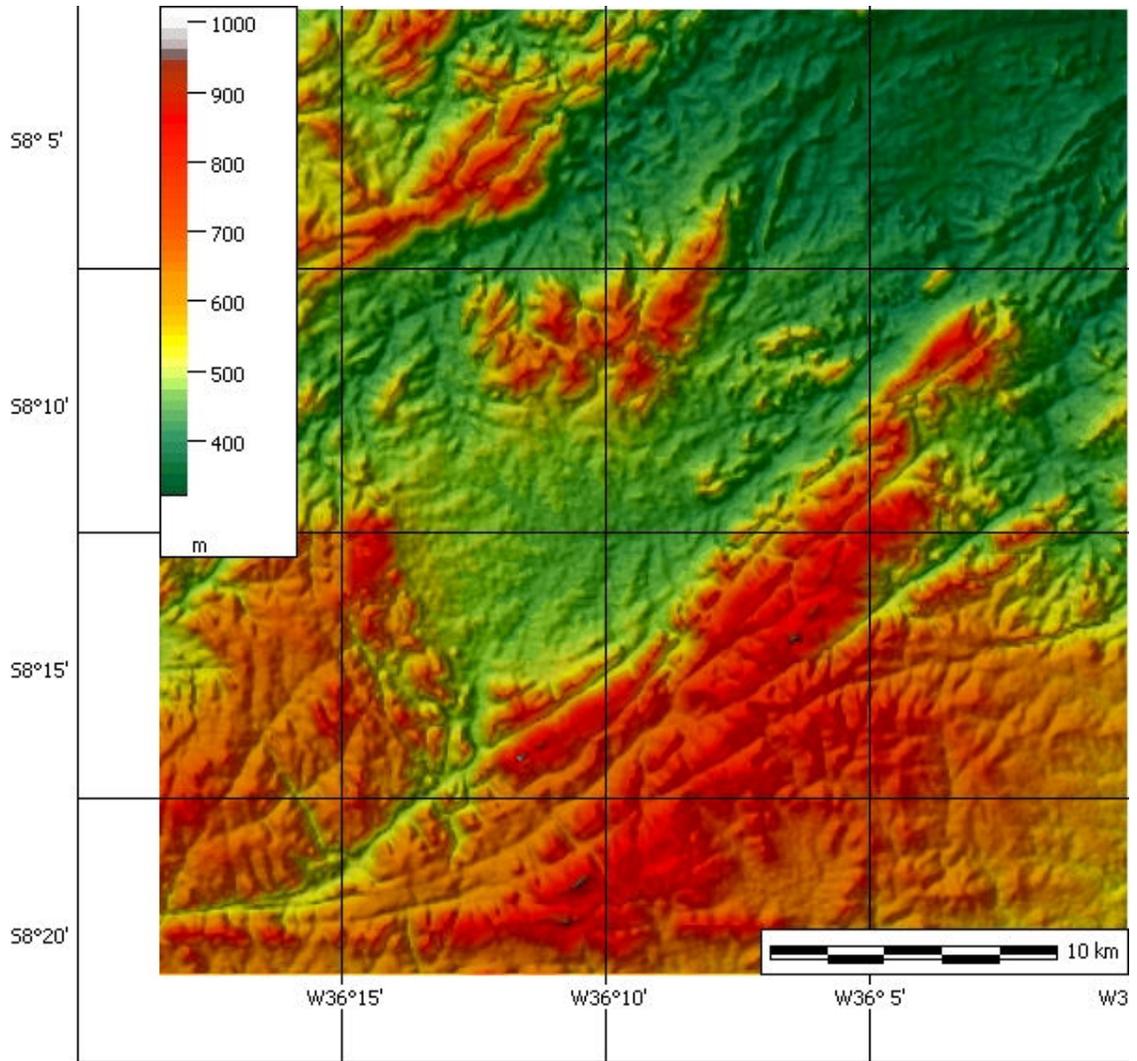


Figura. 08: mapa hipsométrico da carta de Belo Jardim, 1:100.000. Fonte: o autor

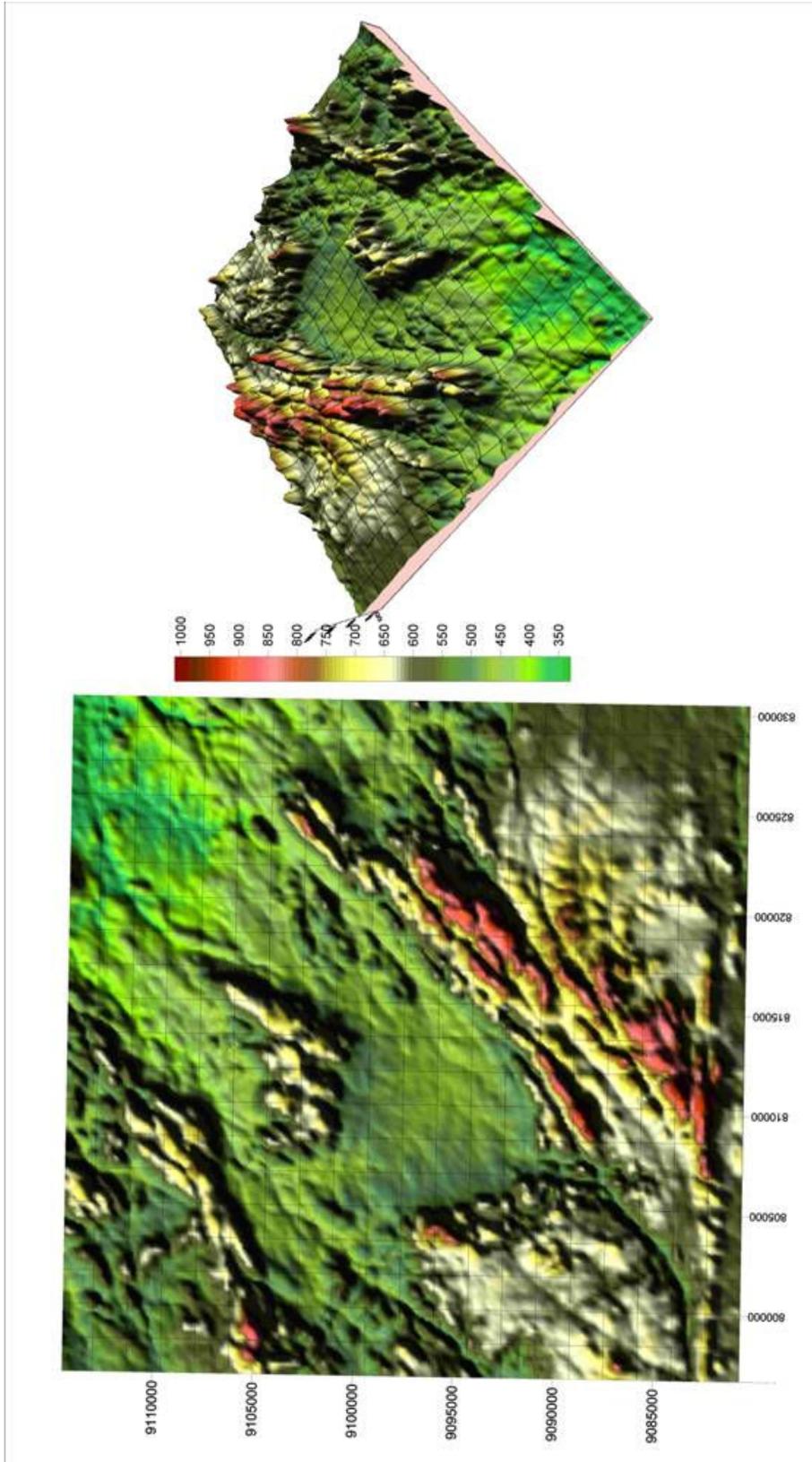


Figura. 09: mapa de páleosuperfícies e bloco diagrama correspondente da carta de Belo Jardim, 1:100.000 Fonte: o autor

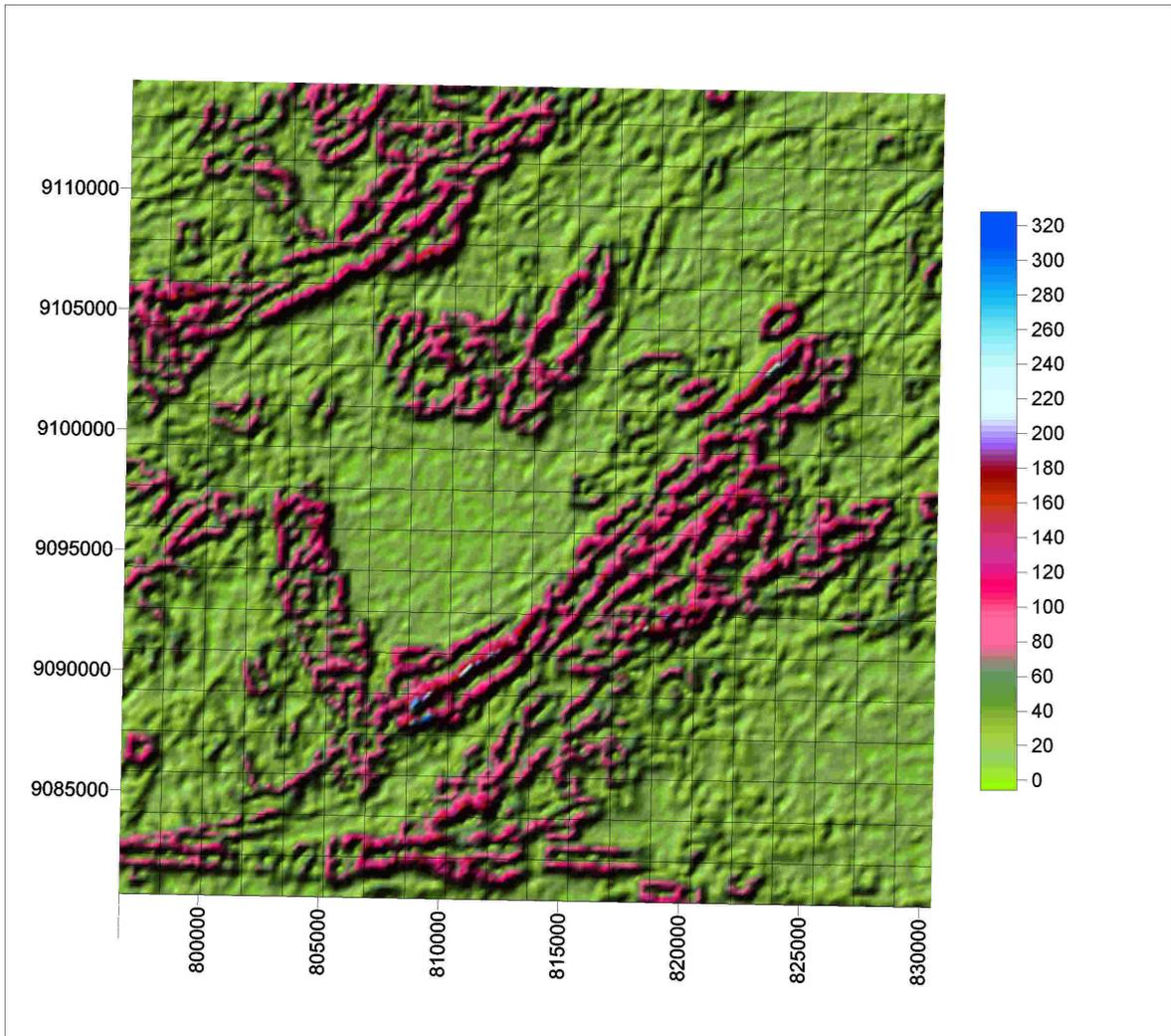


Figura 10 – Áreas de dissecação homogênea por profundidade do entalhe fluvial da carta Belo Jardim, 1:100.000.

5.3 Aplicação da Técnica de Páleosuperfícies à Carta Belo Jardim: uma análise comparativa entre a morfologia e a morfoestrutura

Os processos modeladores da superfície terrestre são os principais responsáveis pela esculturação das paisagens. Esses agentes atuam dissecando o relevo, dando-lhe formas geométricas. Tornando-o um dos componentes da litosfera intrinsecamente relacionado com as rochas que o sustentam com o clima que o esculpe e com o solo que o recobre. Daí a preocupação em se trabalhar os elementos dissecadores do relevo.

Dada a diversidade de morfofeições da área – colúvios, plainos aluviais, pedimentos – é necessário que o trabalho de mapeamento abrace diversas escalas de tratamento, portanto, optou-se inicialmente por definir as macro-unidades. Assim, tomando-se como base a seleção de determinado número de pontos cotados da carta Belo Jardim, e sua digitalização, pôde-se restabelecer o comportamento das superfícies de cimeira de blocos adjacentes, antes que sobreviesse a dissecação contemporânea. O método de Páleosuperfícies visa reconstruir a paisagem geomorfológica a partir da movimentação relativa dos conjuntos morfoestruturais.

Em seguida empreendeu-se a sobreposição do mapa geológico da carta Belo Jardim, ao mapa de Páleosuperfície a fim de se estabelecer a relação entre o embasamento geológico e as formas de relevo, bem como tentar equacionar o papel dos agentes externos sobre a evolução das formas, compreendendo que as características intrínsecas dos materiais estruturadores da paisagem interagem dinamicamente com os agentes que as modelam (Fig. 11).

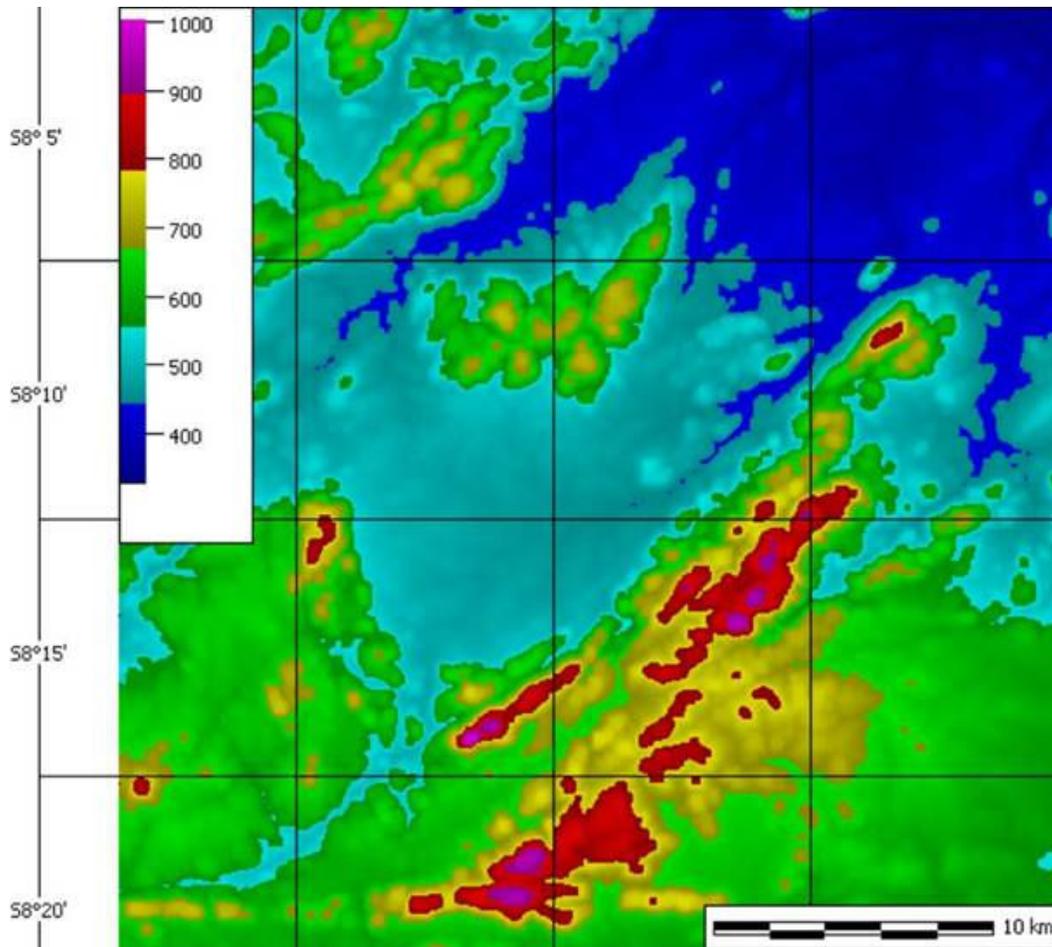


Figura 11 – Mapa de isovalores de Páleosuperfícies da carta Belo Jardim, a partir da carta topográfica a 1:100.000. fonte: o autor.

Buscando ilustrar as diferenças de rugosidade topográfica impostas pela dissecação, foram elaborados perfis em transecto na direção E-W, sobre a carta de Páleosuperfícies e a carta topográfica. Estes mostram como os níveis topográficos estruturalmente controlados foram reafeiçoados pela ação dos agentes exógenos (fig. 12 e 13).

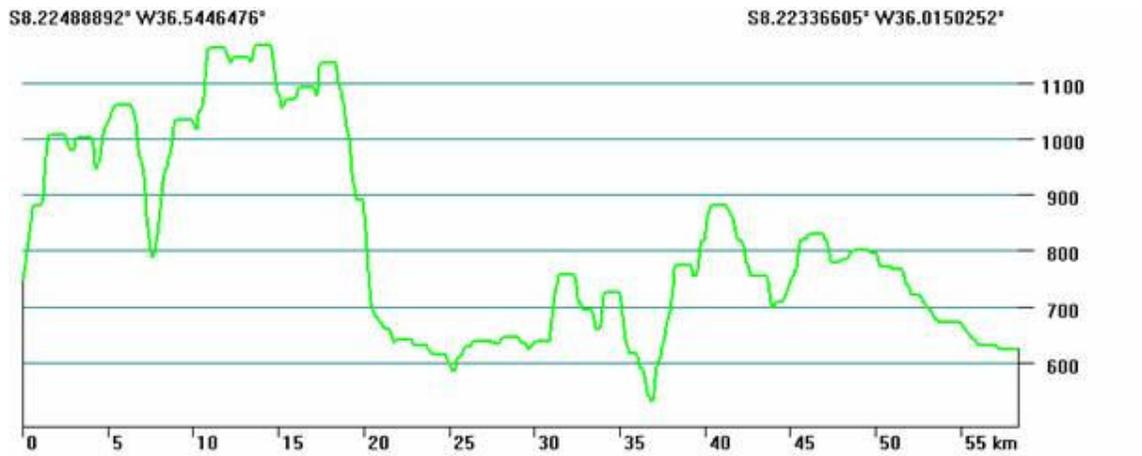


Figura 12: Perfil em transecto E-W sobre o mapa de Páleosuperfícies.

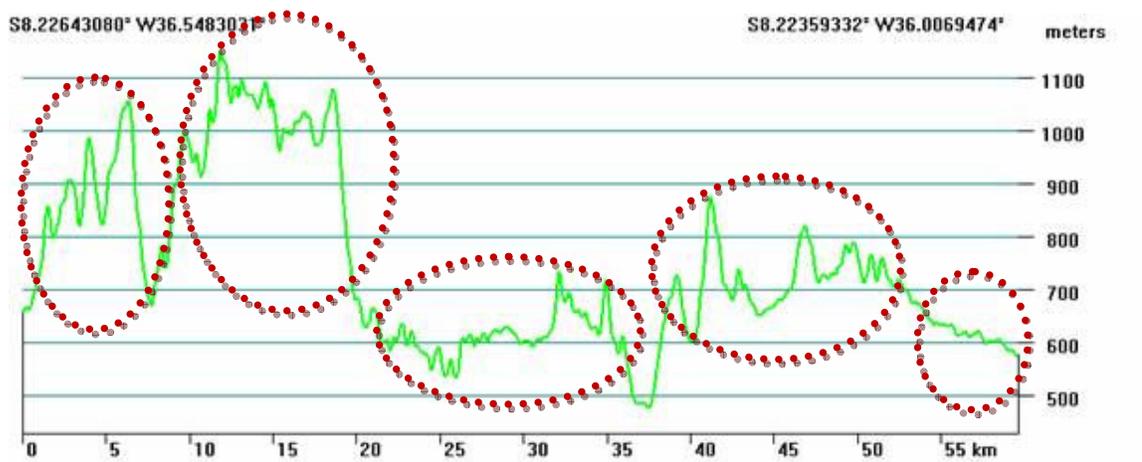


Figura 13: Perfil em transecto E-W sobre o mapa topográfico atual.

A análise quantitativa das superfícies identificadas sugerem a existência de pelo menos cinco níveis topográficos distintos, fortemente controlados pela distribuição dos stocks litológicos, zonas de fraturamento e estruturas lineares regionais, o que demonstra que o cenário de níveis aplainados na área é bem mais complexo do que o que fora inicialmente previsto pela literatura geomorfológica clássica (Figura 14).

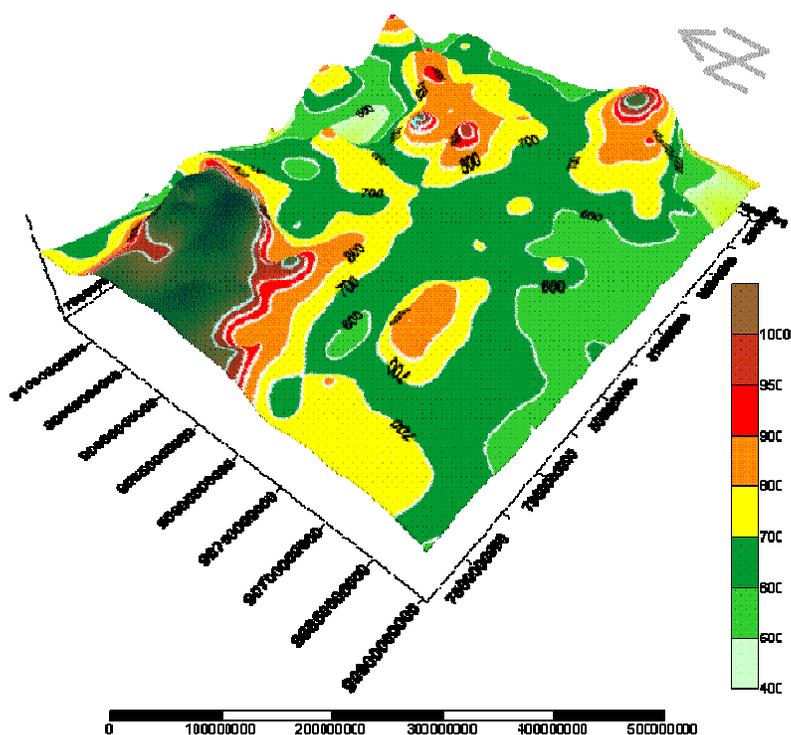


Figura 14 – Principais níveis de páleo-superfícies, por área de ocorrência, identificados para a folha Belo Jardim.

Comparando-se com a integral hipsométrica de Strahler (1952) percebe-se que a área ainda está sendo modelada, segundo os agentes externos e litoestruturais (fig. 15). Onde as cotas mais altas ocupam uma área menor. Tendendo, desse modo, a evoluir para um perfil em estágio de equilíbrio, representado na (fig. 16).

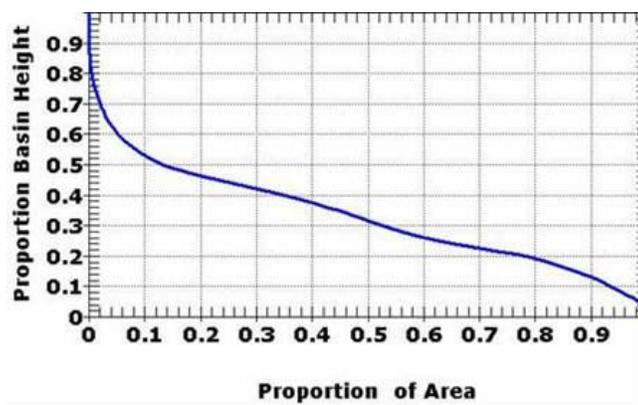


Figura 15 – Integral hipsométrica da folha Belo Jardim calculada a partir do software MicroDem 10.1, indicando relevo em estágio de maturidade.

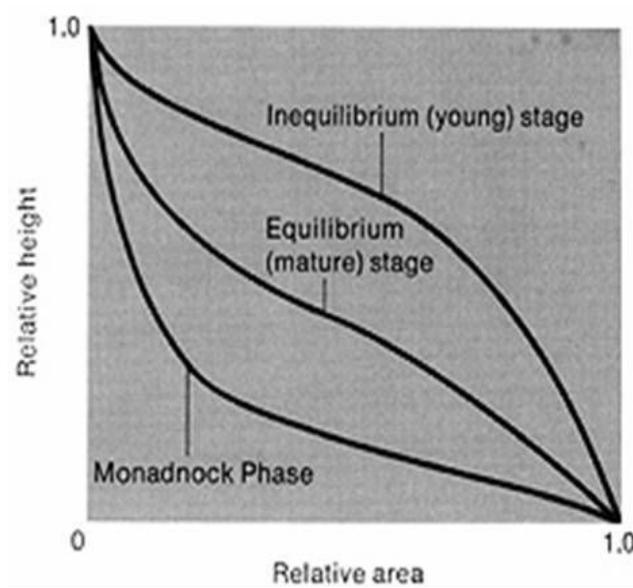


Figura 16 – Interpretação geomorfológica das integrais hipsométricas de acordo com a proposta de Strahler (1952).

Assim, o padrão bimodal corresponderia a dois níveis de concentrações altimétricas identificados situados a 600m e a 400m, indicando um comportamento morfogenético em processo de dissecação (fig. 17).

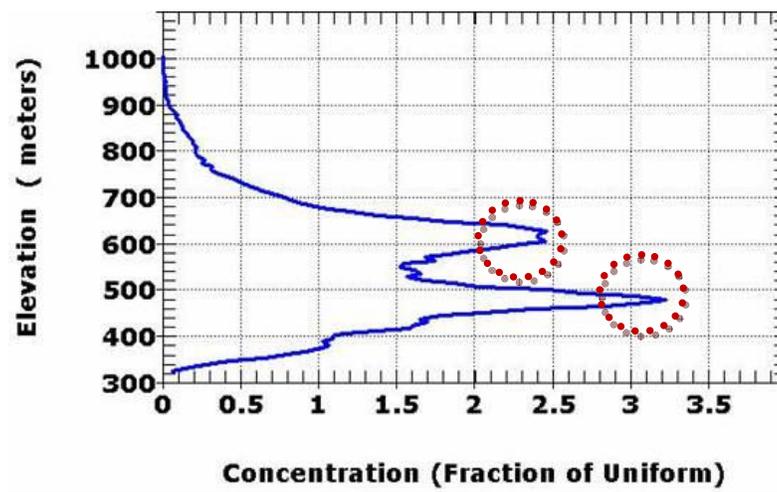


Figura 17 – Distribuição bimodal das cotas altimétricas por área, indicando a concentração de dois níveis altimétricos provavelmente separados por um *knickpoint*.

5.4 Análise da Densidade de Drenagem e de Foto-lineamentos

O caráter morfológico aqui tratado refere-se “ao modelado ou à tipologia de formas geradas sobre uma ou várias estruturas através da ação exogenética” (ROSS, 2003 p.40). Assim, a forma seria a resultante de diversos agentes esculptadores que engendram novas unidades geomórficas na epiderme da paisagem. Por outro lado, o caráter morfoestrutural que tem suas bases conceituais na ex-União das Repúblicas Socialistas Soviéticas (URSS), com os trabalhos capitaneados por GERASIMOV (1946) apud ROSS, 2003; dentre outros, aqui será tratado não como um substrato estanque, mas como um elemento ativo no processo de desenvolvimento do relevo, a partir do qual se originam uma ou mais unidades esculturais.

Assim, com base na carta geológica elaborada pela CPRM é possível, grosso modo compartimentar a folha Belo Jardim a partir de uma unidade em que há grande ocorrência de granitóide, localizada na sua porção mais setentrional. Este se encontra delimitado pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco no centro-sul da carta (Figura 16).

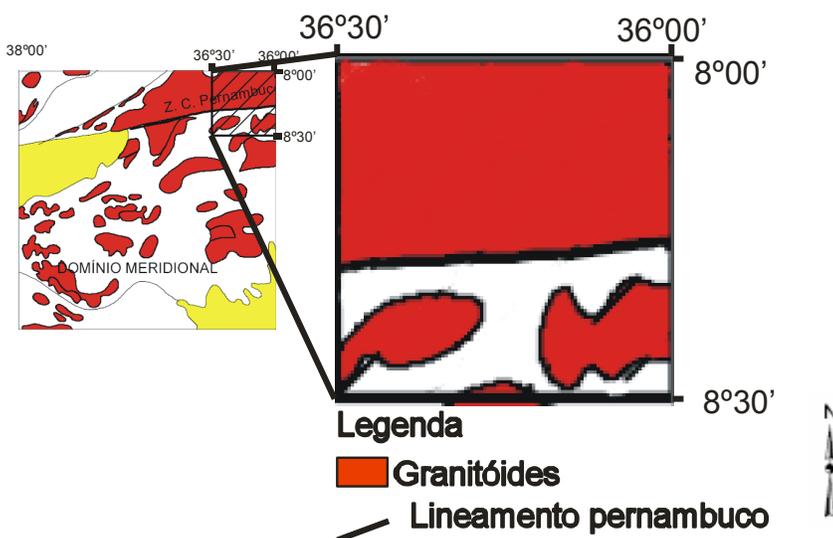


Figura 18 - Esboço tectônico da folha Belo Jardim, evidenciando o domínio de granitóides na área de estudo (modificado de CPRM, 2006)

A análise comparativa da carta hipsométrica, de páleosuperfície e de densidade de drenagem revela que no centro norte da carta ocorre uma morfoestrutura elevada, com altos índices de dissecação fluvial ativa nas encostas, individualizando ainda topos morfológicamente conservados de cimeiras de até 1.150m de altitude. Na porção nordeste da carta um índice de dissecação mais elevado, releva intenso trabalho fluvial remontante comandado pelo controle de nível de base exercido localmente pelo rio Capibaribe (Figura 19).

Os valores de densidade de drenagem encontrados para a área de estudo oscilaram entre 0 e 3,5. Os índices em torno de 0 a 0,5 km/km² indicariam uma drenagem pobre, representada pela amarela, distribuída pelo norte e central da carta, enquanto que índices entre 0,5 e 3,5km/km² indicariam bacias excepcionalmente bem drenadas, apontando maior concentração de canais na porção sudoeste da mesma.

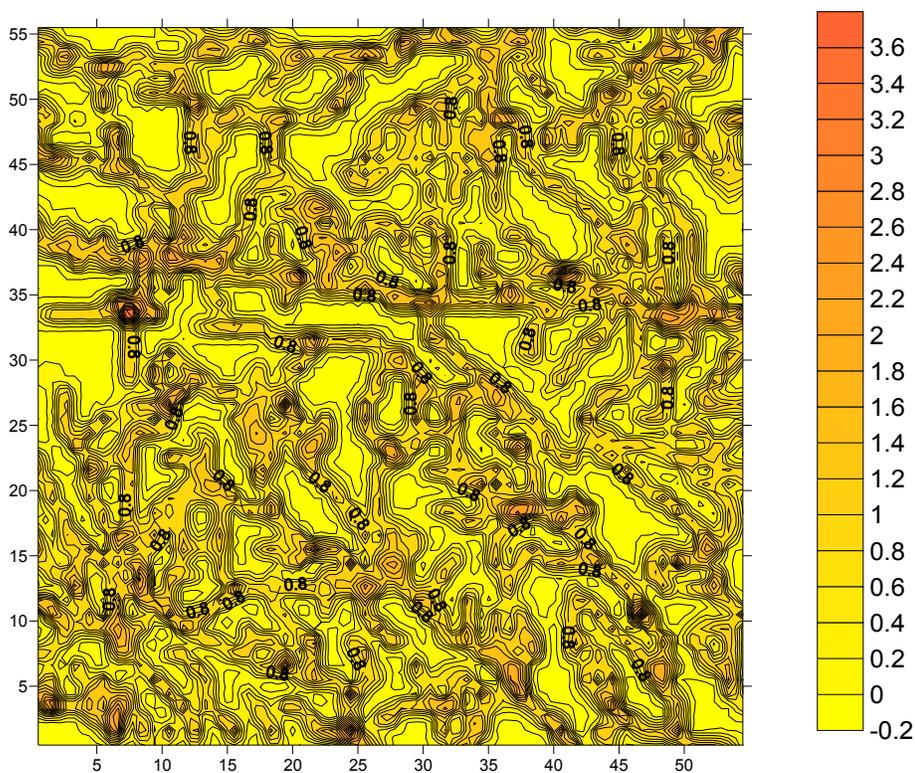


Figura 19 – Mapa de Isovalores de Drenagem para a folha Belo Jardim, 1:100.000

O cálculo dos fotolineamentos aparentes a partir do MDT (Modelo Digital de Terreno) gerado pelo software Microdem 10.1 demonstrou um controle substancial das direções preferenciais das zonas de cisalhamento regionais (NE-SW) sobre a disposição das cristas, linhas de cumeada e encostas (Figuras 20 e 21).

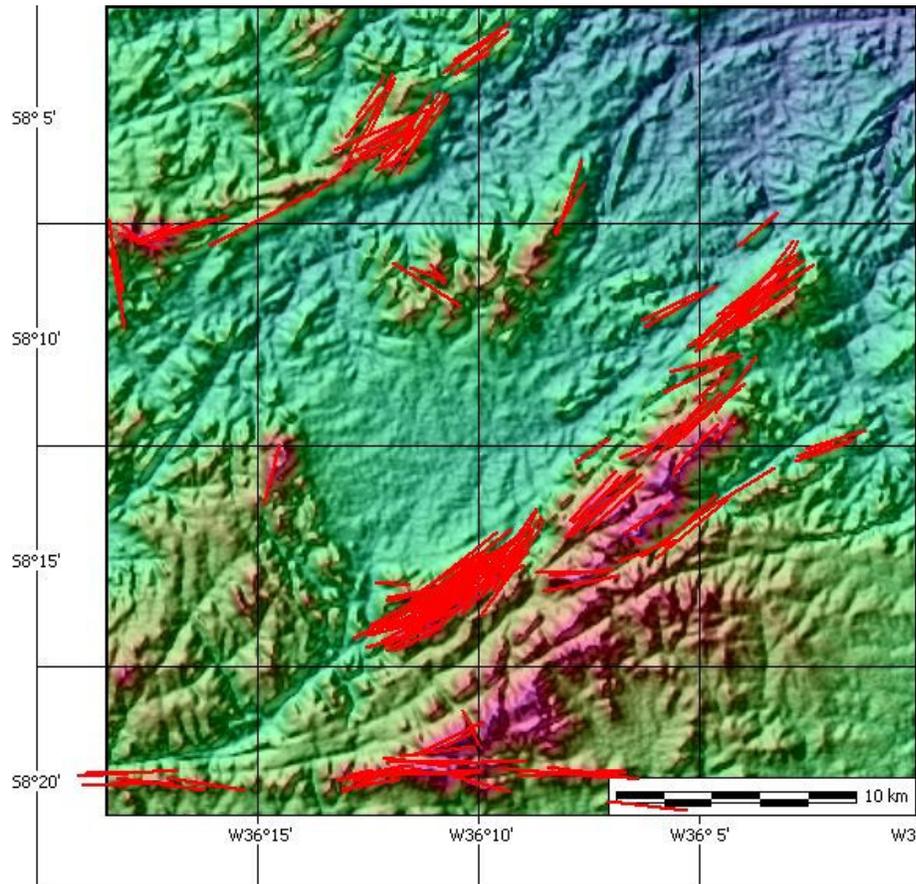
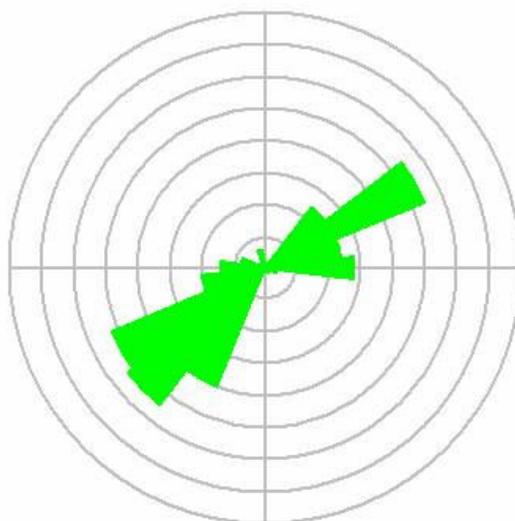


Figura 20 – Direção dos foto-lineamentos de relevo inferidos pelo software Microdem 10.1 para células de 1000 X 1000 metros.

n=172

Circle spacing = 5

Figura 21 – Diagrama em roseta com a direção preferencial NE–SO dos foto-lineamentos de relevo da folha Belo Jardim, calculado pelo software Microdem 10.1

5.5 O Mapeamento Geomorfológico

Em uma análise de compartimentação geomorfológica de relevo, o planalto da Borborema trata-se de uma morfoestrutura de caráter tectônico, com feições de modelado denudacional sob a influência da estruturação das rochas metamórficas e dos relevos desenvolvidos em plútons. Os inselbergs, feição geomórfica muitas vezes associada ao sistema morfoclimático semi-árido, também ocorrem como apófises secundárias dos corpos plutônicos principais, balizando escarpas como testemunhos de fases repetidas de soergimento epirogênicos (Corrêa, 2001).

Grandes extensões do planalto da Borborema estão associadas às faixas móveis pré-cambrianas, durante o Cenozóico estas foram submetidas à flexura do rebordo continental, resultando em um arranjo escalonado de blocos soerguidos, rebaixados e basculados que, ao sofrerem o processo da morfoesculturação pelos agentes externos, resultou num modelado em cristas, pontões, inselbergs e depressões.

A área da carta de Belo Jardim apresenta-se como um mosaico de morfofeições, largamente associado a superfícies aplainadas e pouco dissecadas,

ou seja, formas inter-montanas decorrentes das diversas fases de denudação pós-cretácea da Borborema. Os pedimentos se elevam em pequenos patamares sem que se divisem *knickpoints* bruscos, ou mudança substancial de gradiente. Os modelados de deposição fluviais, por seu turno, apresentam-se condicionados pela trama de falhas regional, o que ocasiona o confinamento de pequenos depósitos em alvéolos restritos, sob a forma de planícies em bolsão.

A uniformidade topográfica da superfície dos pedimentos só é interrompida pelos relevos residuais em forma de inselbergs, alinhamentos de serras com altitudes variando de 500 a mais de 900 m como a serra de São João e a Serra do Bituri, prováveis testemunhos das antigas superfícies cenozóicas. Os relevos residuais apresentam-se orientados segundo as direções preferenciais da estrutura regional, NE-SW, formando vales profundos e encaixados, com controles estruturais indicando movimentação tectônica.

5.5.1 Compartimentação geomorfológica de detalhe

A partir da sobreposição das informações morfométricas e morfológicas acima enunciadas e da análise do relevo da área, tomando-se por base os limites da folha de Belo Jardim em escala de 1:50.000, aventou-se a seguinte compartimentação geomorfológica a partir da identificação de seis unidades morfológico-tipo, subdividas em 15 sub-unidades morfoestratigráficas, a partir da relação entre a forma, morfometria e material estruturador.

5.5.1.1 Modelados de Denudação

5.5.1.1.1. Unidade pedimentar- São áreas moderadamente planas, com declividades sempre inferiores a 7° , circunscritas por maciços residuais, constituindo setores de evacuação de sedimentos com estrutura superficial dominada por Neossolos litólicos e Luvisolos crômicos, areno-argilosos sobre os quais se formam um pavimento detrítico por evacuação das fácies mais finas mediante a atuação da erosão laminar. Essa unidade morfoescultural, quase que inteiramente delimitada pelas isolinhas de 450 e 550 metros, se interpõe entre os sedimentos de encosta e as cacimbas colmatadas (Figura 22). Na maioria das

vezes, as rampas de pedimentos, pouco dissecadas, também separam os ambientes de encostas dos plainos aluviais.

Esta unidade encontra-se subdividida nas seguintes subunidades, definidas a partir da desarticulação altimétrica entre os níveis pedimentados:

- a) Pedimento rochoso com cobertura detrítica a 250 m;
- b) Pedimento rochoso com cobertura detrítica a 350 m;
- c) Pedimento rochoso com cobertura detrítica a 450 m;
- d) Pedimento rochoso com cobertura detrítica a 550 m;
- e) Pedimento rochoso com cobertura detrítica a 650 m;



Figura 22 – Aspecto de depressão fechada (cacimba), esculpida sobre granito pórfiro com preenchimento de sedimentação do Pleistoceno superior (Silva, 2007)

5.5.1.1.2 Unidade residual – São corpos intrusivos isolados, delimitados por encostas íngremes sob a influência, sobretudo do intemperismo físico. Em virtude

do gradiente de suas encostas, estes se encontram sujeitos a processos gravitacionais com presença, por vezes, de depósito de tálus em sua base. As cristas encontram-se alinhadas de acordo com o *trend* regional, de direção NE-SW, estruturadas sobre o granito Serra de São Bento (Figura 23). Os inselbergs ocorrem por toda a área de estudo, elevando-se por sobre as superfícies de aplainamento mas baixas da região como bolsas graníticas encimadas por caos de blocos atestando o seu grau de evolução morfogenética. Estes se encontram estruturados sobre rochas graníticas de textura porfírica, com morfologia atual evoluindo para relevo em *tors*, com diaclasamento de espaçamento constante. A unidade residual foi subdividida em três subunidades em função da área aflorante, morfometria e relação geométrica entre o topo e a encosta, a saber:

- a) Maciço residual a 600 metros
- b) Maciço residual em crista a 600 metros
- c) Inselberg

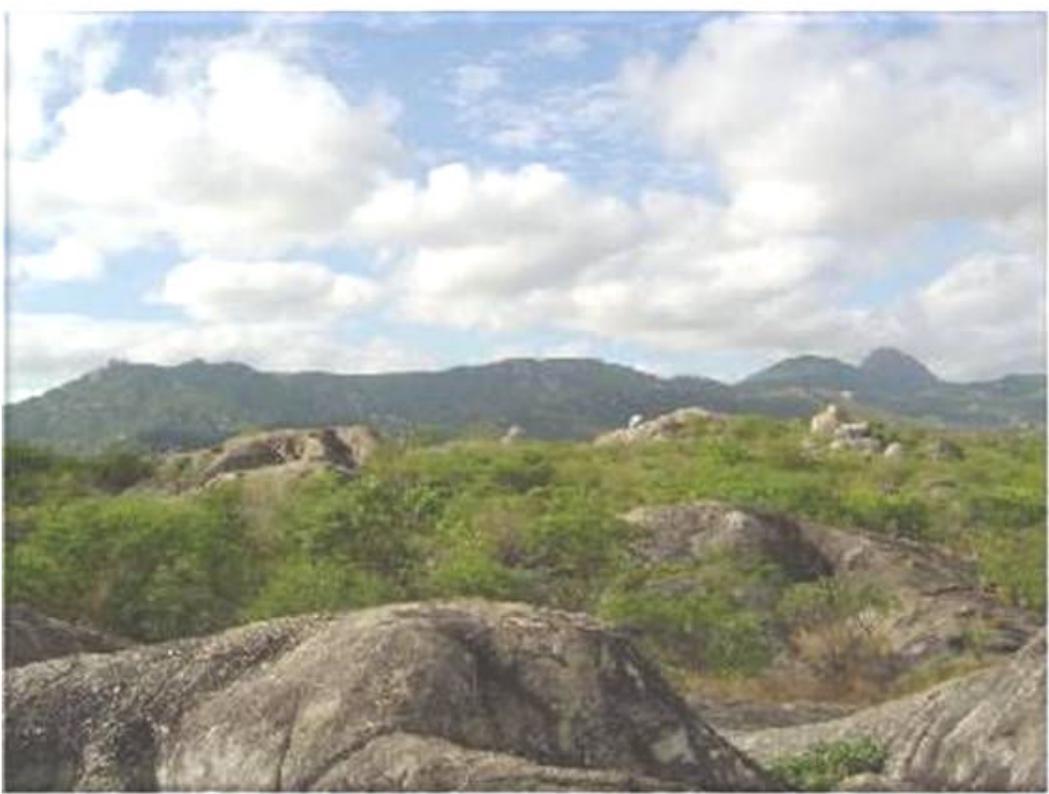


Figura 23 – Aspecto dos maciços residuais (cristas e inselbergs) em Fazenda Nova.

5.5.1.1.3. Encosta de degradação – São áreas que circundam as superfícies de cimeira das serras. Estas são fortemente onduladas, com ausência de sedimentos de encosta, sujeitas a intensos processos denudacionais com atuação marcada do fluxo hortoniano e erosão laminar sobre os lajedos rochosos e formação de ravinas nas coberturas inconsolidadas *in situ* (Figura 24). Embora esta unidade esteja relacionada às declividades mais acentuadas, sob o regime climático semi-árido ela também ocorre sob a forma de rampas nos terços inferiores das vertentes muitas vezes sem qualquer recobrimento residual e inclinação mais íngreme que a das rampas verdadeiramente pedimentares.

Nesta classe de formas identificou-se apenas uma subunidade representativa, a saber:

- a) Encostas sem cobertura coluvionar



Figura 24 – Aspecto das encostas sem cobertura coluvionar ou de solos *in situ*, com vegetação de caatinga herbáceo-arbustiva.

5.5.1.1.4 Unidade de cimeira – Corresponde aos níveis conservados da dissecação vertical nos topos dos compartimentos planálticos e maciços residuais

com uma morfologia de topo plana ou em crista desprovida de cobertura sedimentar e vegetação. Seus rebordos encontram-se dissecados pelas nascentes dos cursos d'água, já na inflexão para o terço superior das unidades de encosta (Figura 25). Esta unidade foi subdividida a partir da morfometria e relação geométrica do topo em três subunidades como definidas a seguir:

- a) Cimeira a 700 metros
- b) Cimeira em crista a 700 metros
- c) Cimeira a 900 metros



Figura 25 – Aspecto das cimeiras planas com nichos de drenagem no terço superior das encostas na área de Brejo da Madre de Deus, PE.

5.5.1.2 Modelados de Agradação

5.5.1.2.1 Encosta de Agradação – São áreas de relevo ondulado que se situam na transição entre encostas íngremes da serra e os “pedimentos rochosos” com pavimento detrítico que as circundam. Caracterizam-se por serem feições deposicionais inclinadas, associadas à coalescência de depósitos coluviais. Na

área de estudo, as encostas são feições que se beneficiam das chuvas orográficas, favorecendo assim o desenvolvimento de espessos depósitos superficiais. As rampas de colúvio demonstram a variação hidrológica e de níveis de base locais suavizando a ruptura de declividade entre o fundo plano da rampa e as encostas (Figura 26). Em função de sua posição e morfologia face aos conjuntos de relevos residuais e planálticos esta unidade foi subdividida em duas subunidades:

- a) Encosta coluvionar em alvéolo de cabeceira
- b) Encosta em avental de colúvio



Figura 26 – Aspecto de encosta em alvéolo com cobertura coluvionar próximo a Brejo da Madre de Deus – PE.

5.5.1.2.2 Unidade de Acumulação – Este compartimento corresponde às áreas baixas e planas que ocorrem ao longo dos vales, englobando as formas resultantes da deposição. Tratam-se de formas alongadas onde predominam o escoamento superficial e o entrincheiramento da drenagem pelas estruturas geológicas transversais, o que evidencia um forte controle epigênico da rede

hidrográfica, formando planícies em bolsão (Figura 27). A unidade geomórfica é limitada pelas encostas, pedimentos com cobertura detrítica e, em alguns pontos, transita lateralmente para rampas de colúvio-alúvio. O compartimento subdivide-se em uma unidade de terraços erosivos composta por diferentes tipos de sedimentos depositados sob condições climáticas distintas. A outra unidade é o leito fluvial propriamente dito onde predominam barras fluviais de areia grossa e grânulos, evidenciando a atuação de eventos climáticos contemporâneos de alta magnitude e baixa recorrência, característicos do regime semi-árido. Nesta unidade identificou-se apenas uma subunidade componente:

a) Plano aluvial



Figura 27 – Aspectos das planícies em bolsão limitadas lateralmente pelas encostas de degradação e pedimentos rochosos.

E por fim, a produção final do mapeamento em escala de detalhe 1:50.000 compartimentando as unidades geomorfológicas descritas acima (fig. 28).

6. CONSIDERAÇÕES

A área de estudo se insere dentro de um contexto geomorfológico onde as premissas das superfícies de aplainamento foram aceitas sem maiores questionamentos, no entanto mesmo através da análise da integral hipsométrica, usando a técnica proposta por Sthraler (1952) percebe-se que a área ainda não atingiu o estágio final de desenvolvimento, proposto para as paisagens plataformais em estágio avançado de evolução erosiva.

A comparação com as curvas-modelo propostas por Strahler sugerem que a região se encontraria caminhando para um estágio de maturidade topográfica. No entanto a distribuição das faixas hipsométricas por área sugerem uma distribuição bimodal com duas concentrações em faixas altimétricas tradicionalmente consideradas como integrantes do mesmo nível aplainado (Superfície Sertaneja).

A análise das propriedades morfométricas e observações de campo demonstraram que a área é sujeita a fortes controles estruturais que comandam a distribuição das cimeiras planálticas mais elevadas, relevos residuais e linhas de cristas. As depressões também demonstraram um forte controle lito-estrutural, estando, mormente subordinadas aos metassedimentos das faixas de dobramento pré-cambrianas ou às áreas de ocorrência de granitos pórfiros mais susceptíveis ao ataque erosivo do sistema morfoclimático semi-árido.

Por fim, atesta-se que face aos dados analisados não é possível tecer conclusões sobre uma erosão estritamente da área, ao contrário, a subordinação das formas aos controles litológicos podem indicar que o relevo esteja ainda passando por uma fase de ajuste de formas e altimetria, sobretudo se se considera a interferência de reajustes isostáticos e deformações crustais rasas reorganizando os conjuntos morfológicos da área, sobretudo, ao longo do Neógeno.

7. REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N. O que é ser geógrafo: memórias profissionais de Aziz Ab'Saber, Rio de Janeiro: Record, 2007 p.

ARGENTO, M. S. F. Mapeamento Geomorfológico. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (orgs). Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos. 5ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p.365-391.

BIGARELLA, J.J & MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzea. Boletim paranaense de Geografia, N.º 16/17, Julho de, p. 85-116. 1965.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; SANTOS, E. J. PETRONILHO, L. A Zona Tectônica de Teixeira Terra Nova – ZTTN – Fundamentos da Geologia Regional e Isotópica. Geol. USP Sér. Científica, v.5 (1), p. 57-80, 2005.

CAMARGO, Luis H. R. A ruptura do meio ambiente: conhecendo as mudanças ambientais do planeta através de uma nova percepção da ciência: a geografia da complexidade. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil, 2005. 240 p.

CASSETI, V. O Relevo no contexto ideológico da natureza: uma nota. Boletim Goiano de Geografia. 14 (1): 103 – 115. Jan./ Dez. 1994.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. S. Paulo: Editora Edgard Blucher Ltda, 1980.

CHRISTOFOLETTI, A. A variabilidade espacial e temporal da densidade de drenagem. Not. Geomorfológica..21(42): 3-22, 1981.

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

CORRÊA, A. C. B. Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. Rio Claro, 2001. 386p. Tese de Doutorado – IGCE, UNESP.

CORRÊA, A. C. B. História geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, NE do Brasil: a perspectiva da etchplanação. Revista de Geografia, 20 (1):16-24, 2003.

CORRÊA. A. C. B. O geossistemas como modelo para a compreensão das mudanças ambientais pretéritas. Notas de aula, 2005.

DEFFONTAINES, B.(1987) Mouvements récents du Graben Rhénan et de ses abords. Étude comparée de méthodes Morpho-Néotectoniques, Bureau de Reserches Géologiques Et Minières Service Geològiques National.

DEMEK, J. Manual of Detailed Geomorphological Mapping. Prague: Academia, 1972. 520 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Levantamento de Baixa e Média Intensidade de solos do Estado de Pernambuco. <http://www.cnps.embrapa.br/zapenet/index.htm>. Recife, 2002.

GUERRA, Antonio Teixeira & CUNHA, Sandra Batista – Geomorfologia do Brasil, Edit. Betrand Brasil, São Paulo, 2002.

GUERRA, Antonio Teixeira & CUNHA, Sandra Batista – Geomorfologia: Uma Atualização de Base e Conceitos do Brasil, Edit. Betrand Brasil, São Paulo, 2001.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. Am. J. Sci., v. 258, p. 80–97.

JOHANSSON, M. Analysis of digital elevation data for palaeosurfaces in: southwestern Sweden. Geomorphology, v. 26, p. 279 295, 1999.

KOHLER, H. C. A Escala na Análise Geomorfológica. Revista Brasileira de Geomorfologia, Volume 2, Nº1 (2001) 21-33

MARQUES, J.S. Ciência Geomorfológica. In: Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. Org.: GUERRA, A. T. & CUNHA, S. B. da. Editora Bertrand Brasil, 2001

MELO, A. B. C. Previsibilidade da precipitação na Região Semi-Árida do Nordeste do Brasil, durante a estação chuvosa, em função do comportamento diário das chuvas na pré-estação. Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal da Paraíba, 1997.

MELO, S. C. Estrutura, petrologia e geocronologia do batólito Brejo da Madre de Deus (estado de Pernambuco), relações com a zona de cisalhamento Pernambuco leste, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 118 p. 2002.

MORIN, E. Introdução ao pensamento complexo. Porto Alegre: Sulina, 2005. 120 p.

MOURA, J. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S.B. (orgs). Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos. 3º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001. p. 335-364.

NEVES, S. P. & MARIANO, G. Assessing the Tectonic Significance of a Large-Scale Transcurrent Shear Zone System: The Pernambuco Lineament, Northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21, p. 1369-1383, 1999.

NEVES, S. P. & VOUCHEZ, A. Magma Emplacement and Shear Zones Nucleation and Development in Northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco Shear Zones, State of Pernambuco). *Journal of South American Earth Sciences*, 9, p. 289-298, 1995.

NIMER, E. Climatologia do Brasil. 2ª ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1989, pp.315-361.

PALMIERI, F, e LARACH, J. O. I. Pedologia e Geomorfologia. In: (Org.) GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. Geomorfologia e Meio Ambiente. Ed. Bertrand Brasil, 5ª ed. Rio de Janeiro, 2004. 372p.

RODRIGUES, S. C. & BRITO, J. L.S Mapeamento geomorfológico de detalhe - uma proposta de associação entre o mapeamento tradicional e as novas técnicas em geoprocessamento. Revista: Caminhos de Geografia 1(1)1-6, set/ 2000.

RODRIGUES, S. C. et al. Digital cartography applied to geomorphological mapping. Revista Sociedade & Natureza, Uberlândia, 16(30): 133 -144, jun. 2004.

ROSS, J. L. S. . O Registro Cartográfico dos Fatos Geomórficos e a Questão da Taxonomia do Relevo . Revista do Departamento de Geografia (USP), São Paulo, v. 06, 1992.

ROSS, J. L. S. Geomorfologia e Meio Ambiente.7ª ed. São Paulo: Contexto, 2003

ROSS, J. L. S. . Geomorfologia e Meio Ambiente. In: Antonio Teixeira Guerra; Sandra B. da Cunha. (Org.). Geomorfologia Aplicada aos EIAs-Rimasl. Rio de janeiro: Bertrand, 2004 p.291–336.

SILVA, D. G. da. Mapeamento geomorfológico e morfoestratigráfico da área de conceição das crioulas, Salgueiro – Pernambuco. Recife. Monografia de Graduação – Universidade Federal de Pernambuco. 2005. 11p

SILVA, D. G. Evolução paleoambiental dos depósitos de tanques em fazenda nova, município de brejo da madre de deus – Pernambuco. Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências Geográficas, Universidade Federal de Pernambuco, 2007. 154p.

STRAHLER, A. N. (1952). Hypsometric (area altitude) analysis of erosional topology. Geological Society of America Bulletin, 63, 1117 - 1142.

VITTE, A. C. (2001) Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. Terra Livre, n.16.