

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

KLEBER CARVALHO LIMA

RELAÇÕES ENTRE A REDE DE DRENAGEM E AS SUPERFÍCIES DE
APLAINAMENTO NO SEMIÁRIDO: A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO BOM
SUCESSO (BAHIA)

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Archimedes Perez Filho.

Rio Claro - SP

2012

551.4a Lima, Kleber Carvalho
L732r Relações entre a rede de drenagem e as superfícies de
aplainamento no semiárido: a bacia hidrográfica do Rio Bom
Sucesso (Bahia) / Kleber Carvalho Lima. - Rio Claro : [s.n.],
2012
135 f. : il., figs., gráfs., tabs., quadros, fots., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Archimedes Perez Filho

1. Geomorfologia. 2. Rede de drenagem. 3. Superfície de
aplainamento. 4. Semiárido. 5. Rio Bom Sucesso. 6. Bahia. I.
Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

KLEBER CARVALHO LIMA

RELAÇÕES ENTRE A REDE DE DRENAGEM E AS SUPERFÍCIES DE
APLAINAMENTO NO SEMIÁRIDO: A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO BOM
SUCESSO (BAHIA)

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio
Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, como parte dos requisitos para
obtenção do título de Mestre em Geografia.

Comissão examinadora

Prof. Dr. Archimedes Perez Filho
(IGE/UNICAMP/Campinas) – Orientador

Prof^a. Dr^a. Iandara Alves Mendes
(IGCE/UNESP/Rio Claro)

Prof^a. Dr^a. Cristina Helena Ribeiro Rocha Augustin
(IGC/UFMG/Belo Horizonte)

Rio Claro, SP, 18 de outubro de 2012.

Resultado: APROVADO

Ao sertão e aos sertanejos

DEDICO

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a Deus por me ter revelado a grandiosidade das suas obras, das suas criações. “Não cai uma folha da árvore que não seja permissão do Senhor”.

Agradeço ao meu querido pai Antonio Lima, à minha querida irmã Rake Lima e à minha prima Virgínia Lima que acreditaram em mim e me deram a força necessária para que eu chegasse nesse momento. Mesmo distantes vocês estão comigo em todo o tempo.

À querida Cinthia Brum, pois, no momento final, surgiu como um presente de Deus para alegrar os meus dias.

Ao professor Jémisson Mattos dos Santos (DCHF/UEFS) por despertar em mim o interesse e o espírito investigativo na Geomorfologia. Agradeço ainda pelo incentivo e apoio para fazer o mestrado em outra instituição.

Ao professor e orientador Dr. Archimedes Perez Filho pelo convite inicial de cursar o mestrado em Rio Claro e por ter possibilitado a realização dessa dissertação.

À professora Dra. Cenira Maria Lupinacci da Cunha (UNESP Rio Claro), agradeço por ter me recebido e acreditado no meu trabalho. Os nossos diálogos sobre o “desconhecido” semiárido foram enriquecedores. Seu compromisso e rigor com a pesquisa geomorfológica me servem de exemplo.

À professora Dra. Iandara Alves Mendes (UNESP Rio Claro) pelas importantes considerações e troca de conhecimento durante o exame de qualificação.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual Paulista ‘Júlio de Mesquita filho’, Campus de Rio Claro, pela oportunidade concedida e pela estrutura física disponibilizada.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao Laboratório de Geomorfologia (DEPLAN/IGCE/UNESP Rio Claro) por disponibilizar sua estrutura física, bem como material e equipamento necessários à realização da pesquisa.

À professora Dra. Maria José Marinho do Rêgo (UFBA) pela troca de conhecimento acerca dos processos pedogenéticos na região de Santaluz.

Aos professores Dr. Carlos César Uchoa, Dra. Liana Maria Barbosa e Dra. Marilda Miedema (DEXA/UEFS) por viabilizarem o empréstimo de equipamentos para os trabalhos de campo.

Ao amigo e irmão Silas Melo, agradeço pelo companheirismo, pelas diversas conversas no prédio da pós-graduação e na pista de corrida do campus, além da troca de conhecimentos sobre o ArcGIS.

Agradeço à Débora Baratto que, por meio da amizade e dos sábios conselhos, se tornou a minha segunda irmã. Agradeço também pelos seus questionamentos e críticas, diálogos sempre produtivos que ajudaram a organizar as ideias.

Aos amigos Pedro Ivo, Ana Carolina, Guilherme, Neto (o japonês), Leandro (Bidu), Cibele Marto e Cristiane Dambrós, agradeço pelo companheirismo e por me ajudarem quando a saudade de casa e da Bahia me apertaram o peito. Agradeço também às famílias De Lucca, Gouveia e Lana por me acolherem como um filho.

À Aliança Bíblica Universitária (ABU) por me proporcionar momentos tão singulares na UNESP através das orações, dos estudos bíblicos e dos momentos de diversão. Aos meus ex-alunos do ensino médio Renan Santos, Renan Araújo, Marília Araújo, Láion Almeida e Aurélio Carneiro, além do amigo Tiago Thuera e do primo Ramon Silva pelo auxílio prestado durante os trabalhos de campo.

Por fim, agradeço a todos que contribuíram para a realização desta pesquisa.

*“(...) Mas àquele riachinho
Que a paisagem enfeitava
Só às vezes ficava cheio.
Vez em quando transbordava (...).”*



Lembranças de um riacho sertanejo (Manoel
Messias Belizário Neto)

RESUMO

Esta pesquisa tem por objetivo analisar, de forma quali-quantitativa, a rede de drenagem da bacia hidrográfica do Rio Bom Sucesso (Bahia), partindo do pré-suposto de que as drenagens de ambientes semiáridos são pouco eficientes no processo de evolução das superfícies de aplainamento. Busca também estabelecer as relações entre a rede de drenagem e a elaboração de compartimentos geomorfológicos por meio dos diferentes padrões de drenagem. Para tanto, a abordagem sistêmica foi adotada como método de análise por se entender que os componentes do sistema interagem entre si, favorecendo a elaboração de formas de relevo que evoluem no decorrer do tempo. A unidade de análise espacial escolhida está inserida em uma área de atuação do clima semiárido, onde poucas pesquisas de cunho geomorfológico foram desenvolvidas. Os resultados demonstraram que a atuação do clima quente e seco favoreceu a elaboração de uma vasta superfície de aplainamento que se encontra organizada em três níveis topográficos distintos, sendo que os níveis superior e intermediário estão conservados e o nível inferior, dissecado. As características morfológicas e morfométricas da rede de drenagem indicam que se trata de uma bacia hidrográfica cuja atuação dos canais fluviais, em geral, é pouco eficaz na dissecação do relevo, porém, a interação desta com a geologia local favoreceram graus de dissecação diferenciados, o que resultou na formação de seis compartimentos geomorfológicos. Por meio das características dos compartimentos, afirma-se que estes exibem formas que comumente são encontradas no quente e seco. No entanto, formas de relevo como topos suavemente convexos e vertentes convexas foram identificadas e que, provavelmente, estão relacionados a processos azonais. Os procedimentos técnicos e metodológicos empregados contribuíram para que esses resultados fossem alcançados e, sugere-se que, novos métodos sejam aplicados no intuito de melhor compreender a influência da rede de drenagem na evolução do modelado de regiões semiáridas.

Palavras-chave: Rede de drenagem; Superfície de aplainamento; Semiárido; Rio Bom Sucesso; Bahia.

ABSTRACT

This research aims to analyze, in quali-quantitative form, the drainage network of the river basin Bom Successo (Bahia), starting from the presupposition that the drainage of semi arid environments are less efficient in evolution process of planning surfaces. It also points to establish the relationship between the drainage network and the elaboration of geomorphological compartments through the different drainage patterns. For this, the system approach was adopted as a method of analysis to understand that system components interact with each other, favoring the elaboration of landforms that evolve in the course of time. The unit of spatial analysis chosen is inserted in a field of semiarid climate, where few geomorphological surveys were developed. The results showed that the performance of the hot and dry climate favors the elaboration of an extensive planning surface that is organized into three distinct topographic levels, whereas the upper and intermediate levels are preserved and the lower level, dissected. The morphological and morphometric characteristics of the drainage network indicate that this is a watershed whose performance, in general, is not very effectual in dissecting the relief, nevertheless, the interaction of that with the local geology favored different degrees of dissection, which resulted in the formation of six geomorphological compartments. Through the compartments features, it is said that they exhibit shapes which are commonly encountered in hot and dry. However, landforms as tops gently convex and convex hillsides have been identified and are probably related to non zonal processes. The technical and methodological procedures employed contributed to these results were achieved and it is suggested that new methods are applied in order to better understand the influence of the drainage network in the evolution of the modeled of semi arid regions.

Keywords: Network drainage; Planning surface; Semi arid; Rio Bom Successo; Bahia.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	11
1.1 Hipótese e Objetivos	12
1.2 Contexto da Pesquisa e Justificativas	13
2 REFERENCIAL TEÓRICO E CONCEITUAL	15
2.1 A Análise Sistêmica Enquanto Método de Pesquisa e sua Abordagem na Geomorfologia	15
2.2 O Pensamento Geomorfológico e as Teorias de Aplainamento da Superfície	21
2.2.1 A Teoria da Pediplanação de Charles Lester King	24
2.2.2 Novas Interpretações para as Superfícies de Aplainamento: algumas considerações	28
2.3 Dinâmicas Geomorfológicas no Quente e Seco	29
2.3.1 Sistema Morfogenético das Regiões Quentes e Secas	34
3 CARACTERÍSTICAS AMBIENTAIS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO BOM SUCESSO	40
4 PROCEDIMENTOS TÉCNICOS E OPERACIONAIS	53
4.1 Revisão Bibliográfica	53
4.2 Trabalhos de Campo	53
4.3 Produtos Cartográficos	54
4.3.1 A Base Topográfica	55

4.3.2 O Esboço Geológico.....	59
4.3.3 O Esboço Pedológico	59
4.3.4 O Mapa Hipsométrico.....	60
4.3.5 O Mapa de Declividade	60
4.3.6 O Mapa de Relevo Sombreado	61
4.3.7 O Mapa Geomorfológico	61
4.4 A Definição dos Níveis de Pedimentos	68
4.5 Compartimentação Geomorfológica do Relevo	68
4.6 Morfometria da Rede de Drenagem	69
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	72
5.1 A Rede de Drenagem	72
5.1.1 Análise Morfométrica da Rede de Drenagem	79
5.2 Os Compartimentos Geomorfológicos	86
5.2.1 Compartimento Geomorfológico Superfície Elevada da Serra da Matina	86
5.2.2 Compartimento Geomorfológico Superfície Elevada da Serra Branca	88
5.2.3 Compartimento Geomorfológico Topos de Valente	90
5.2.4 Compartimento Geomorfológico Superfície de Erosão do Riacho das Onças..	92
5.2.5 Compartimento Geomorfológico Pediplano de Santaluz	94
5.2.6 Compartimento Geomorfológico Pediplano de Araci	98
5.3 Espacialização e Características Morfológicas dos Solos	101
5.4 A Organização do Modelado	108
5.5 Relações entre a Rede de Drenagem e a Superfície de Aplainamento Local	121
6 CONCLUSÕES	123
REFERÊNCIAS	126

1 INTRODUÇÃO

Analisar a superfície terrestre e os fatores que favorecem a formação do relevo constitui o principal objetivo da geomorfologia. Na concepção da geomorfologia climática, conceito introduzido por J. Büdel em 1963 (CHRISTOFOLETTI, 1980), a interação entre os diferentes tipos de clima e os agentes internos de formação do relevo é o fator condicional para a existência dos processos morfogenéticos que dão origem às feições geomorfológicas. A interação dos grandes tipos de clima com os diversos tipos de estruturas geológicas forma os sistemas morfoclimáticos que, por conseguinte, possuem dinâmicas próprias e os agentes climáticos atuam de forma direta e indireta na elaboração do modelado. Segundo Derraux (1965), são reconhecidos os sistemas morfoclimáticos do quente e úmido (Equatorial, Tropical e Subtropical), do quente e seco (os desertos, as regiões semiáridas e as savanas), o sistema periglacial e o glacial.

Sobre os sistemas morfoclimáticos quentes e secos, algumas teorias sobre a gênese e evolução do relevo nessas regiões foram desenvolvidas, a exemplo da Teoria da Pediplanação de Charles Lester King (1953), que também contribuiu para a consolidação da abordagem climática na geomorfologia. A partir de então, trabalhos com este viés foram realizados por autores como Tricart (1969), Twidale (1978), dentre outros. Na literatura internacional, os trabalhos desenvolvidos nas últimas duas décadas sobre as paisagens áridas e semiáridas tratam de temas específicos para esse tipo de ambiente, a exemplo dos processos gerados por ação dos eventos climáticos de grande magnitude e das características e comportamento dos canais de drenagem intermitentes. Estes fazem uso de ferramentas modernas como o sensoriamento remoto e os sistemas de informações geográficas, além de aplicarem diversas técnicas de datação.

Vários trabalhos vêm sendo produzidos por pesquisadores em diversos países, a exemplo da Austrália, Espanha, Estados Unidos e Israel, permitindo o conhecimento cada vez mais aprofundado dos processos que atuam na elaboração do modelado no quente e seco. Destacam-se aqui os trabalhos de Kenny (1990), Thomas (1997), Martín-Vide (1999), Tooth (2000), Blumberg et al (2004), Bracken e Kirkby (2005), Migón et al (2005), Billi (2007), Bowman et al (2007), Robinson et al (2007), Wittenberg et al (2007), Billi (2008), Bowman et al (2010), El-Magd et al (2010), Kozlowski et al (2010) e Díaz-Ortega et al (2011).

No contexto brasileiro, o semiárido enquanto sistema morfoclimático, ocorre em uma área aproximada de 982.563,3 km² (11% do território nacional) e é a região semiárida mais populosa do mundo, com cerca de 36 milhões de pessoas (ARAÚJO FILHO, 2006). Grande parte do relevo desse domínio é formada por extensas áreas aplainadas, cuja gênese está associada a eventos tectônicos, às oscilações climáticas pretéritas e às condições climáticas quentes e secas atuais. A baixa e irregular pluviosidade, somada às condições de resistência litológica de grande parte do domínio, favorece a formação de solos pouco desenvolvidos, a formação de cobertura vegetal arbustiva com grande ocorrência de espécies cactáceas e o estabelecimento de uma rede de drenagem composta sumariamente, por canais fluviais intermitentes e efêmeros.

1.1 Hipótese e Objetivos

Levando-se em consideração que as características de semiaridez climática da área em estudo refletem sobre o regime fluvial da rede de drenagem, os cursos intermitentes e efêmeros são pouco eficientes no processo de denudação da superfície e contribuem de forma pouco significativa na evolução das superfícies de aplainamento à qual essa rede de drenagem está instalada.

Tendo em vista a hipótese levantada, o objetivo dessa pesquisa é realizar a análise quali-quantitativa da rede de drenagem da bacia do Rio Bom Sucesso, Estado da Bahia, e como esta contribui para a evolução do relevo. Para tanto, foram delineados os seguintes objetivos específicos:

- Analisar a espacialização da rede de drenagem, as características dos canais fluviais e suas relações com a superfície de aplainamento;
- Identificar os compartimentos geomorfológicos e as superfícies de aplainamento formadas em condições de clima quente e seco;
- Analisar as feições geomorfológicas da bacia do Rio Bom Sucesso, por meio das interações clima x geologia.

1.2 Contexto da Pesquisa e Justificativas

Dada a representatividade da extensão territorial do semiárido no contexto brasileiro, a quantidade de pesquisas desenvolvidas sobre as dinâmicas geomorfológicas em ambientes semiáridos ainda são incipientes, uma vez que se trata de uma tipologia climática dominante em quase todo o interior da Região Nordeste e do norte de Minas Gerais. No Brasil, o conhecimento acerca da geomorfologia do semiárido nordestino teve grandes contribuições a partir década de 1950, embora a maior parte destes possua um caráter generalista do ponto de vista da escala de análise. Destacam-se autores como King (1956), Ab' Saber (1956), Tricart (1958), Ruellan (1959), Demangeot (1960), Dresh (1967), Ab'Saber (1969 a, b), Matsumoto (1974), Mabessone e Castro (1975), Mabessone (1978), Motti et al (1980), dentre outros.

Sobre os aspectos geomorfológicos do Estado da Bahia, os primeiros estudos foram desenvolvidos a partir da segunda metade da década de 1950, conforme observação de Mendes (1978). Segundo o autor, o Laboratório de Geomorfologia da Universidade Federal da Bahia em Salvador, colaborou com o desenvolvimento de várias pesquisas, além de contribuir com a formação e o aperfeiçoamento de diversos pesquisadores, através dos aportes da professora Teresa Cardoso da Silva. Segundo Lima et al (2006), outros pesquisadores brasileiros, além de estrangeiros, realizaram estudos no laboratório, a exemplo de Milton Santos, Jean Tricart, Pascal Motti, Maria do Carmo Barbosa, Célia Peixoto, Creuza Lage e Henrique Falk.

Embora a produção científica dos trabalhos desenvolvidos na Bahia tenha contribuído para os primeiros entendimentos acerca da gênese e evolução do modelado em condições quentes e secas atuais e pretéritas no Estado, observa-se que a maior parte dos trabalhos produzidos no final da década de 1950 abrange aspectos gerais (o trabalho de Tricart e Silva, 1969, por exemplo) e que os trabalhos em escala de detalhe desenvolvidos entre a segunda metade da década de 1970 e início da década de 1990 são incipientes diante da extensão do semiárido baiano – cerca de 320, 211 km² (MELO FILHO E SOUZA, 2006, p. 50). Estes, por sua vez, trazem uma análise do modelado e das formações superficiais, além de aplicarem técnicas de mapeamento geomorfológico em nível de detalhe nas respectivas áreas

de estudo. Destacam-se os trabalhos de Bamberg (1978), Mendes (1978), Jesus (1981), Silva (1986), Lage (1986) e Brito (1991).

Da segunda metade da década de 1990 até as primeiras décadas do Século XXI, poucas pesquisas foram realizadas no contexto da geomorfologia semiárida da Bahia, porém, são majoritariamente estudos de caso, de caráter aplicado como os trabalhos de Hagge (2000), Argôlo et al (2002), Lima et al (2006), Lima et al (2008), Oliveira (2008), Santos e Lima (2009), Santos e Salgado (2010). Observa-se ainda que, boa parte das pesquisas recentes está sendo desenvolvida em laboratórios de outras universidades baianas, a exemplo da Universidade Estadual de Feira de Santana, porém, carecem de maiores avanços com relação às técnicas de investigação e análise. No contexto da Bacia do Rio Bom Sucesso, os trabalhos de cunho geomorfológico são escassos, existindo apenas o trabalho de Lage e Argôlo (2002) que trata de aspectos gerais da geomorfologia da região sisaleira da Bahia e acaba por abranger a bacia em estudo. Além desse, encontra-se o trabalho desenvolvido por Lima et al (2010) sobre a análise morfométrica da rede de drenagem da bacia.

A escolha da área em estudo se deu, dentre diversos aspectos abordados anteriormente, baseada no fato de se tratar de uma bacia semiárida, situada em uma porção da Bahia onde poucos trabalhos de caráter geomorfológico foram realizados. Além disso, a bacia está inserida em uma área onde as características geológicas influenciam a intensa exploração de recursos minerais como o cromo e o granito, sendo que, o conhecimento mais aprofundado das características ambientais da área, especialmente as características geomorfológicas, contribui no sentido de melhor fundamentar as ações de planejamento econômico e ambiental. Ademais, alguns dados sobre a bacia já haviam sido levantados por Lima et al (2010). Observa-se ainda que, o conhecimento prévio da área também favoreceu a escolha por esta.

2 REFERENCIAL TEÓRICO E CONCEITUAL

2.1 A Análise Sistêmica Enquanto Método de Pesquisa e sua Abordagem na Geomorfologia

A abordagem sistêmica surgiu na década de 1930, sendo inicialmente aplicada em estudos da biologia pelo austríaco Ludwig Von Bertalanffy, favorecendo a consolidação da Teoria Geral dos Sistemas no ano de 1937. Na sua teoria, Bertalanffy observa que um sistema é maior que a soma de suas partes onde, a investigação apurada de qualquer dessas partes deve ser feita relacionada ao todo (BERTALANFFY, 1973).

Apesar de um determinado sistema ser composto por partes ou subsistemas, o todo ou sistema maior não deve ser considerado como uma soma das partes, pois, conforme Marques Neto (2008, p. 70) “[...] a fragmentação do objeto implica num obscurecimento das relações de interdependência entre as partes de um todo, e que constituem a realidade principal”.

Embora o pensamento sistêmico tenha sido reconhecido na ciência e aplicado por diversos cientistas a partir das concepções de Bertalanffy, Capra (1996) afirma que o pesquisador russo Alexander Bogdanov desenvolveu uma teoria semelhante na Rússia denominada de Tectologia e publicada entre 1912 e 1917. Porém, por questões políticas, suas obras foram proibidas de serem circuladas.

A Tectologia [...] antecipou o arcabouço conceitual da Teoria Geral dos Sistemas de Ludwig Von Bertalanffy, e também incluiu várias idéias importantes que foram formuladas quatro décadas mais tarde, numa linguagem diferente, como princípios fundamentais da cibernética, por Norbert Wiener e Ross Ashby. (CAPRA, 1996, p. 51).

Bertalanffy (1973) relaciona alguns motivos que o levaram a formular a Teoria Geral dos Sistemas, que seriam: a) necessidade de generalização dos conceitos científicos e modelos; b) introdução de novas categorias no pensamento e na pesquisa científicas; c) os problemas da complexidade organizada, que são agora notados na ciência, exigem novos instrumentos conceituais; d) pelo fato de não existirem instrumentos conceituais apropriados que sirvam para a explicação e a previsão na biologia; e) introdução de novos modelos conceituais na ciência; f)

interdisciplinaridade: daí resulta o isomorfismo dos modelos, dos princípios gerais e mesmo das leis especiais que aparecem em vários campos.

Com base nisso, Bertalanffy (1973) define sistemas como um conjunto de elementos em interação. O que se percebe é que Bertalanffy buscava uma linguagem científica única, capaz de abarcar diversas áreas do conhecimento (VICENTE E PEREZ FILHO, 2003). Limberger (2006) afirma que a abordagem sistêmica surge como uma alternativa ou complemento ao cartesianismo

Diz-se que é alternativa ou complemento porque esta nova abordagem não veio com o intuito de destituir tudo o que existia a respeito de métodos de investigação da ciência, mas para agrupá-los e deles buscar uma compreensão maior da realidade (LIMBERGER, 2006, p. 97).

Apesar das definições variadas, em geral encontram-se presentes as características principais de um sistema, como o caráter global, o aspecto relacional, a organização e a hierarquização. Ainda segundo o autor, “Não é possível identificar uma definição que unifique o que seja sistema. Vários autores o definiram, mas se encontram intrínsecos em cada conceito os paradigmas ou objetivos dos autores.” (LIMBERGER, 2006, p.98).

A partir das ideias e concepções de Bertalanffy, várias críticas foram realizadas, o que permitiu o aperfeiçoamento e diversidade de pensamentos nos estudos sistêmicos que foram sendo desenvolvidos. Uma das contribuições que podem ser citadas é a de Edgar Morin (1977) que aborda os sistemas como um método de interpretação conjunta da realidade, trazendo consigo a ideia de estrutura e complexidade embutidas em um determinado sistema.

Na visão de Morin, a teoria dos sistemas formulada por Bertalanffy é insuficiente, faltando nesta, uma reflexão a respeito do próprio conceito de sistemas. Nesse sentido, Morin (1977) desenvolve algumas reflexões que se constituíram como grandes avanços de caráter epistemológicos para a Teoria dos Sistemas.

O sistema aparece como um conceito apoio e, como tal, de Galileu até meados do nosso século, não foi estudado nem reflectido. Podemos compreender por que motivo: ora a dupla e exclusiva atenção dada aos elementos constitutivos dos objetos e às leis gerais que os regem impedem toda a emergência da ideia de sistema; ora a ideia emerge fracamente, subordinada ao caráter sui generis dos objetos encarados disciplinarmente. Assim, no seu

sentido geral, o termo “sistema” é uma palavra-envelope; no seu sentido particular, adere totalmente à matéria que o constitui, portanto, é impossível conceber qualquer relação entre os diversos empregos da palavra “sistema”: sistema solar, sistema atômico, sistema social; a heterogeneidade dos constituintes e dos princípios de organização entre sistemas estelares e sociais é de tal modo evidente e impressionante que aniquila qualquer possibilidade de unir as duas acepções do termo “sistema” (MORIN, 1977, p. 98).

A crítica que Morin realiza demonstra a sua preocupação com relação às bases teóricas da Teoria dos Sistemas, fazendo-o definir sistemas como as relações existentes entre os seus componentes, constituindo uma unidade plena “[...] um sistema é uma unidade global, não elementar, visto que é constituído por partes diversas e inter-relacionadas” (MORIN, 1977, p. 102). O autor observa que o simples fato de estabelecermos inter-relações dos componentes de um sistema com a sua totalidade não é o suficiente para a compreensão de um sistema. É necessário, além disso, unir os elementos por meio do que ele denomina de organização. Desta forma, a organização do sistema é a chave para a compreensão da concepção de Morin a respeito da teoria, sendo que, na sua concepção, um sistema específico possui uma dinâmica fundamentada em relações de ordem e desordem que buscam a organização do próprio sistema.

O elemento principal que favorece o funcionamento organizado do sistema é a interação existente entre os seus componentes. Na concepção de Morin, ordem e desordem, interações e organização são acontecimentos que estruturam a dinâmica, sendo que, cada acontecimento desses não ocorre de forma fechada uns dos outros, dando um caráter de complexidade aos sistemas.

Considera-se que as contribuições de Morin foram fundamentais para que a Teoria dos Sistemas avançasse em suas bases epistemológicas, incorporando formas de análises complexas em busca da melhor compreensão a respeito do funcionamento dinâmico dos sistemas. Apesar disso, as concepções acerca da Teoria dos Sistemas são diversas e cada ramo do conhecimento científico se apoia no conceito de sistema mais adequado ao seu objeto de estudo. A fim de exemplificar pode-se dizer que na Geografia tem-se o Geossistema, nas ciências da saúde tem-se o sistema ou corpo humano, na Biologia encontra-se o ecossistema, dentre outros.

A Geomorfologia, assim como diversos campos do conhecimento científico, incorporou o pensamento sistêmico e também desenvolveu reflexões e concepções, fazendo as devidas adequações para o seu objeto de estudo, o relevo.

O primeiro a introduzir o pensamento sistêmico na Geomorfologia foi Chorley, em 1962, sendo que, vários aspectos foram considerados por outros autores, a exemplo de Christofolletti (1979), Hugget (1985) e Scheidegger (1991). Apesar disso, estudos na geomorfologia que abordaram os conceitos de não linearidade dos sistemas e estruturação fractal só cresceram na segunda metade da década de 1980. Christofolletti (1979) faz algumas considerações acerca da introdução do método sistêmico de análise do relevo na geomorfologia.

A abordagem sistêmica surge como plenamente adequada à análise geomorfológica, pois considera que um sistema é constituído por um conjunto de elementos interconectados que funcionam compondo uma complexa entidade integrada. Nos sistemas geomorfológicos, as partes constituídas são representadas pelas formas topográficas, integrada pela ação dos processos morfológicos, enquanto os condicionamentos ambientais são representados pela dinâmica atmosférica e fatores da geodinâmica terrestre. A interconexão envolve fluxos, ciclos, transferências e armazenagens de matéria e energia. A focalização analítica considera as características morfométricas da composição e arranjo espacial das formas topográficas, o comportamento dinâmico do sistema como um todo e o estudo dos ajustamentos mútuos entre as formas topográficas em função dos inputs gerados pelos fatores ambientais condicionantes do sistema (CHRISTOFOLLETTI, 1987, p. 121).

Ainda na segunda metade da década de 1980, surgiram as reflexões sobre a análise dos sistemas complexos, o que fez surgir a concepção de auto-organização e de criticidade auto-organizada, o que serviu de base para diversas pesquisas desenvolvidas na década de 1990 (LIMBERGER, 2007). Além disso, essas concepções serviram de base para o desenvolvimento de hipóteses a respeito da gênese e evolução das paisagens morfológicas fluviais. A inserção de uma teoria geomorfológica sobre a evolução e organização das redes de drenagem e das paisagens associadas surge como uma proposta que visa integrar os componentes integrantes do sistema complexos das bacias hidrográficas, concatenando o desenvolvimento dos processos independentes que ocorrem nas vertentes e os processos erosivos dependentes que operam nos canais de drenagem.

Faz-se necessário compreender que qualquer modificação não eventual do sistema no tempo ou no espaço deve ser relacionada às influências de uma variável externa ao sistema.

Os fatores que não se encontram dentro do sistema definido, mas que controlam o fluxo de massa e energia através do sistema são as variáveis externas. Os sistemas geomorfológicos são essencialmente passivos, isto é, alteram-se somente através de modificações ocorrentes no ambiente. Isto pode ser verdadeiro se todas as fontes de massa e energia, em última análise, forem provenientes do ambiente, assim como se perderam para ele (FOSTER; RAPOPORT; TRUCO, 1957 apud HOWARD, 1973).

Sobre esse conceito de passividade dos sistemas geomorfológicos, observa-se que se trata de uma visão equivocada, uma vez que, em determinadas situações, o sistema controla o seu ambiente de forma parcial, a exemplo do controle microclimático por meio da forma topográfica e, inversamente os efeitos das diferenças microclimáticas sobre as vertentes, sobre a densidade hidrográfica, dentre outros (HACK and GOODLETT, 1960). Na mesma perspectiva estão as inter-relações entre as formas de relevo e a vegetação também abordada por Hack and Goodlett (1960).

Em geral, todavia, essas influências podem ser consideradas como efeitos de uma segunda ordem na geomorfologia, selecionando parâmetros internos que mascarem as interações de pequena escala (por exemplo, os valores médios das vertentes em todas as suas orientações) ou negligenciando a retroalimentação (feedback), quando se desejam parâmetros para a quantificação das formas de relevo, em vez de explicações causais (por exemplo, considerando a carga e a descarga de sedimentos como fatores independentes no estudo dos regimes fluviais, como realizado por Leopold & Maddock (1953) (HOWARD, 1973).

A alteração de uma das variáveis externas frequentemente provoca reajustamentos de todos os componentes integrantes do sistema (HALL and FAGEN, 1956 apud HOWARD, 1973). A partir disso, Hall e Fagen (1956) apud Chorley (1971), afirmam que um sistema é “[...] um conjunto de objetos com relações estreitas entre si e entre seus atributos”. (CHORLEY, 1971, p. 4). Por sua vez, Thornes e Brunsden (1977) apud Christofolletti (1979, p.1), definem um sistema como “conjunto de objetos ou atributos das suas relações, que se encontram organizados para executar uma função particular”. Sendo assim, afirma-se que o

sistema é composto de elementos ou objetos, seu estado e inter-relações, estando sujeito a modificações através do tempo. De modo geral, qualquer objeto de investigação que mostre unidade e forte interdependência entre os seus componentes pode ser analisado por meio da abordagem sistêmica.

Christofoletti (1979) afirma que os sistemas podem ser classificados segundo o critério funcional e o critério da complexidade estrutural, se constituindo os critérios mais importantes. No critério funcional, o autor discorre sobre os sistemas isolados e os sistemas não isolados, com base nas considerações de Forster, Rapoport e Trucko (1957). Os Sistemas isolados são aqueles que não sofrem nenhuma perda nem recebem energia ou matéria do ambiente que os circundam. Os sistemas não isolados, por sua vez, mantêm relações com os sistemas externos ao qual este está inserido. Os sistemas não isolados podem ser subdivididos em sistemas fechados (quando há recebimento ou perda de energia, mas não há troca de matéria) e sistemas abertos (quando ocorrem constantes trocas de energia e matéria, tanto recebendo quanto perdendo).

Na geomorfologia, sistemas utilmente definidos incluem uma bacia de drenagem, um segmento ou perfil longitudinal de um rio, uma vertente e outros. Os sistemas geomorfológicos, por trocarem tanto energia como matéria com seu ambiente, são exemplos de sistemas abertos. Chorley e Kennedy (1971 apud CHRISTOFOLETTI, 1979), classificam os sistemas de acordo com a sua complexidade estrutural, sendo que, Christofoletti (1999) afirma que apenas quatro dos onze tipos de sistemas são os mais relevantes nos estudos ambientais.

- Os sistemas morfológicos, compostos apenas pela associação dos componentes físicos e constituindo os sistemas menos complexos das estruturas naturais;
- Os sistemas em sequência ou encadeantes, compostos por subsistemas em cadeia e possuem grandeza e localização espacial. Existe aqui uma importante caracterização dos fluxos de matéria e energia e nas transformações ocorridas em cada subsistema;
- Os sistemas de processos-resposta, formados pela junção dos sistemas morfológicos e dos sistemas em sequência. Os sistemas em sequência estão relacionados aos processos, enquanto que os morfológicos estão associados à forma, a resposta a determinado funcionamento (Christofoletti, 1999, p. 6);

- Os sistemas controlados, que apresentam a atuação humana sobre os sistemas de processos-resposta. À medida que a intervenção humana aumenta em um determinado sistema, aumenta também a sua complexidade. Dessa forma, a ação antrópica pode intervir para produzir modificações na distribuição de matéria e energia dentro dos sistemas em sequência, influenciando nas formas com ele relacionadas.

Para fins de análise da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso, foi adotado o modelo de sistema não isolado aberto, a partir de um critério funcional. Segundo a sua complexidade estrutural, o sistema adotado foi o de processos-resposta por considerar que a relação existente entre os agentes climáticos e as características litoestruturais da bacia geram os processos geomorfológicos que resultam nas formas de relevo.

2.2 O Pensamento Geomorfológico e as Teorias de Aplainamento da Superfície

As primeiras interpretações com bases sistêmicas dentro da geomorfologia já eram verificadas na Teoria do Ciclo Geográfico de Willian Morris Davis, mesmo que sob a óptica de um sistema fechado (VICENTE E PEREZ FILHO, 2003). Este modelo foi elaborado em 1899 e constituiu-se na primeira grande escola de pensamento geomorfológico. Segundo esta, a paisagem é o resultante da inter-relação entre a variável estrutura, que é a soma das variáveis endógenas; a variável dos processos, que é a soma das variáveis exógenas; e a variável do tempo cronológico (DAVIS, 1899).

A proposta do ciclo de evolução do relevo da escola davisiana assume que todo o processo de formação do relevo inicia com um rápido e generalizado soerguimento da crosta continental com relação ao nível de base geral, ou seja, aos oceanos. A partir de então, um longo período sem grandes atividades tectônicas é iniciado. O rápido soerguimento crustal, segundo Davis (1899) cria condições para que o relevo seja modelado através dos processos erosivos desenvolvidos em condições climáticas úmidas. Desta forma, a maior presença de água favorece o maior desgaste das rochas constituintes do relevo. Após o soerguimento crustal e a relativa quietude tectônica em climas úmidos, é iniciado o processo de desgaste

erosivo lento e progressivo do relevo. Esse processo caracteriza-se pelo rebaixamento vertical das vertentes (downwearing) e requer milhões de anos para ocorrer. Pode ser dividido em três fases: juventude, maturidade e senilidade (DAVIS, 1899).

A fase da juventude corresponde à fase inicial de denudação da superfície logo após o soerguimento crustal. Nesta fase os cursos de água são caracterizados por possuírem alta energia em decorrência do elevado gradiente existente entre os continentes e o nível de base geral, os oceanos. Isso favorece o rápido desgaste da superfície, aumento a diferença altimétrica entre os interflúvios e os fundos de vale.

A fase da maturidade é caracterizada pela progressiva e lenta perda de energia do sistema. Além disso, é caracterizada pelo arredondamento das formas de relevo, bem como pela diminuição das vertentes entre os interflúvios e os fundos de vale, que se apresentam cada vez mais rebaixados.

A fase senil, por sua vez, corresponde à fase em que o relevo se encontra quase que completamente rebaixado pelos processos de denudação. A diferença altimétrica entre os fundos de vale e os interflúvios é muito pequena, e a declividade das vertentes está suavizada. Os canais fluviais já se encontram rebaixados em relação ao nível do mar e a energia do sistema fluvial se torna cada vez menor. Os rios se tornam lentos e com baixa competência para transportar sedimentos. Os processos erosivos tornam-se pouco eficientes (DAVIS, 1899). Segundo Davis, amplas superfícies aplainadas se formam no entorno dos fundos de vale e são denominadas de peneplanos. Alguns relevos podem sobreviver ao processo de regularização topográfica constituindo os monadnocks. Esta fase irá perdurar até o momento em que um novo soerguimento ocorra e se inicie um novo ciclo de erosão, embora Davis considere que a qualquer momento do ciclo, um novo soerguimento possa ocorrer.

Considera-se que além de ter trazido consigo interpretações de cunho sistêmico (VICENTE E PEREZ FILHO, 2003), o modelo proposto por Davis contribuiu para a sistematização da Geomorfologia, constituindo a primeira interpretação acerca da evolução geral do relevo (Ciclo geográfico ideal) e representou a escola de pensamento norte-americana. Porém, tanto a escola americana quanto a escola inglesa pós-davisiana foram marcadas por uma tendência fundamentada na Teoria Geral dos Sistemas e no processo de quantificação. A partir do modelo de Davis, outros foram surgindo através da sua

contestação, a exemplo da Teoria do Primärrumpf desenvolvida por Walther Penk, a Teoria da Pediplanação desenvolvida por Lester Charles King e a Teoria da Etchplanação desenvolvida por Julius Büdel.

As superfícies de aplainamento, por sua vez, foram e são amplamente estudadas na Geomorfologia, tanto quanto à sua origem de formação, quanto às suas características. Dessa maneira, e com base na teoria do Ciclo Geográfico Ideal, surgem as teorias de Penk e de King.

Considerada como a segunda grande teoria do pensamento geomorfológico, a Teoria do Primärrumpf foi desenvolvida em 1924 pelo alemão Walther Penk. Em seu modelo, Penk afirma que o relevo é formado a partir da relação existente entre as forças endógenas e as forças exógenas (PENK, 1924). De acordo com o autor, os períodos com o predomínio de forças internas produzem elevações no terreno e, quando essas forças atuam com menor intensidade, prevalecem as forças exógenas. Quando isso ocorre, as elevações são rebaixadas até haver o aplainamento do relevo. Correlacionando a sua teoria com a desenvolvida por Davis, Penk leva em consideração a existência de níveis de base locais, já que não considera apenas os oceanos como níveis de base para os processos de erosão da superfície.

Para Penk (1924) a evolução do relevo é iniciada com o soerguimento tectônico de uma superfície com caráter aplainado – Primärrumpf. Na medida em que a área central do relevo soerguido adquire altitude, esta se estende em direção às áreas mais periféricas, favorecendo a formação de relevo em domo. A partir do momento em que o processo de soerguimento da superfície perde força, passam a predominar a erosão mecânica e/ou a denudação geoquímica, favorecendo assim o aplainamento das porções periféricas do domo, até ocorrer um novo soerguimento.

Quando esse processo tectônico perde força, os processos erosivos criam uma superfície mais elevada e mais próxima ao domo (piedmontfrippen) e uma superfície menos elevada na porção periférica. Entre esses níveis ocorre a formação de uma escarpa (piedmont) que se constitui como testemunha de dois soerguimentos ocorridos em períodos diferentes. A escarpa é denominada por Penk de piedmont. A sucessão de períodos de soerguimento tectônico e maior atuação dos agentes exógenos produz um piedmontflachen (relevo em forma de escadaria), sendo que, os pontos mais rebaixados dos rios e das concavidades das vertentes constituem os níveis de base locais do relevo.

Em seu modelo, Penk aborda a questão relacionada aos processos ocorrentes nas vertentes. Para ele, as vertentes evoluem inicialmente por processos de retração lateral (*backwearing*), ocorrendo em seguida o rebaixamento vertical (*downwearing*). Por fim, o modelo em questão considera que a variação nos tipos de rocha e de clima deve ser levada em conta, porém, estas variáveis não alteram de forma significativa a evolução do relevo. Estas podem sim, retardar ou facilitar a ação dos processos denudativos onde, as rochas mais resistentes constituem a base dos relevos residuais (PENK, 1924).

2.2.1 A Teoria da Pediplanação de Charles Lester King

A Teoria da Pediplanação é considerada como a terceira grande teoria sobre a evolução do relevo terrestre e foi criada pelo sul-africano Lester Charles King em 1953. Sua teoria possui um plano de fundo climático onde considera que as ações climáticas são as principais responsáveis pela formação das superfícies aplainadas. Segundo este modelo, duas condições se destacam no processo de elaboração de tais superfícies: a calma tectônica ou ausência relativa de eventos intracrustais e, principalmente, a atuação de um clima com tendências à aridez. Tais condições climáticas são as responsáveis pelo regime torrencial das chuvas que favorecem o transporte dos detritos gerados pela desagregação mecânica das rochas nas vertentes (KING, 1953).

O trabalho erosivo realizado pelo fluxo fluvial causa a incisão fluvial em decorrência de soerguimentos tectônicos ou do rompimento de um nível de base, em áreas de clima árido ou semiárido. Os canais fluviais rebaixam o seu leito até entrarem em equilíbrio com o novo nível de base, fazendo com que se inicie o trabalho de alargamento do vale por meio da erosão lateral.

Apesar do trabalho realizado pela ação fluvial, são os processos ocorrentes nas vertentes os principais responsáveis pela formação de amplas superfícies de aplainamento – o *backwearing* ou a retração lateral das vertentes. O fluxo gerado pelo escoamento nas vertentes é concentrado, favorecendo o recuo das mesmas e a formação de uma área no sopé das elevações constituída por material detrítico oriundo também da ação gravitacional (op. cit.). A partir de então, o material detrítico se estende até os canais fluviais formando rampas com declividades suaves denominadas de pedimentos. Numa ação seletiva dos detritos, o material mais

grosseiro tende a se concentrar mais próximo às vertentes enquanto que o material mais fino é encontrado nos vales fluviais. A junção de diversos pedimentos através das condições de aridez/semiaridez originam amplas superfícies aplainadas denominadas de pediplano.

Ainda em seu modelo, King (1953) afirma que relevos residuais se formam em meio às planuras, resultantes de uma maior resistência litológica desses residuais frente aos processos erosivos. Para tal feição de relevo King empregou o termo *inselbergs*. Os *inselbergs* preservam no seu topo a antiga cota altimétrica da superfície de erosão e na sua base possuem blocos acumulados por ação gravitacional. Após a área com acúmulo de blocos, ocorrem os pedimentos compostos com materiais menos grosseiros e que se estendem até os leitos fluviais. Nisso são formadas duas superfícies aplainadas com idades diferenciadas. A mais nova situada nas menores altitudes e a mais antiga situada nos topos dos *inselbergs* e que resistiu aos processos erosivos. Uma nova incisão pode ocorrer, reiniciando o processo de aplainamento e favorecendo a elaboração de três níveis.

King (1953) destaca o papel do clima no desenvolvimento dos processos denudacionais da superfície terrestre, em especial à atuação dos processos morfogenéticos típicos de regiões áridas e semiáridas, contrapondo em algumas questões e aperfeiçoando em outras, as duas teorias anteriores acerca da evolução do modelado continental.

Em 1956, King realizou uma pesquisa sobre a evolução da paisagem na porção oriental do Brasil, com o intuito de comparar, posteriormente, as fases de desenvolvimento do relevo brasileiro e africano. A porção oriental considerada por ele corresponde a grande parte dos Estados de Sergipe, Bahia, Minas Gerais, Espírito Santo, Rio de Janeiro e São Paulo.

Segundo King (1956), a geomorfologia brasileira é compreendida por meio da identificação de ciclos sucessivos de erosão ou desnudação da superfície ao longo do tempo geológico, sendo que, esses ciclos foram ativos de maneira tal que esculpiram formas de relevo que se preservaram posteriormente, mesmo com a atuação de outro ciclo de erosão, estando elas inumadas ou exumadas. Segundo o autor, o desenvolvimento de cada ciclo se deu a partir do litoral com direção ao interior “Nesta concepção de um desenvolvimento ordenado por ciclos de erosão subsequentes é que reside o segredo da compreensão da geomorfologia brasileira” (KING, 1956, p. 5).

Naturalmente, as formas pertinentes a um determinado ciclo podem assemelhar-se, até certo ponto, às de ciclos anteriores ou posteriores, já que todas essas feições morfológicas foram esculpidas sob a ação de agentes desnudantes similares; todavia, nem todos os ciclos atuaram durante o mesmo período, antes que fossem substituídos e, portanto, alguns deles atingiram, mais do que outros, um estado de aplainamento (peneplanação) mais avançado. Além disso, as superfícies cíclicas mais antigas existem há tanto tempo que foram destruídas na maior parte do país, permanecendo atualmente como altos planaltos ou truncamento de cristas; as superfícies cíclicas mais recentes, ao contrário, não existem a bastante tempo para que pudessem aplainar grandemente a região e são, assim, representadas por vales, jovens ou maduros. As superfícies intermediárias, de idade terciária inferior [...] são as que exibem as maiores extensões e a maior perfeição de aplainamento (KING, 1956, p.5).

Por efeito da atuação dos ciclos de erosão na elaboração do relevo oriental do Brasil, são encontradas formas de agradação e as formas de degradação sendo que, as formas de degradação são as que ocorrem com maior frequência. Nesse sentido, King (1956) afirma que a superfície atual é resultado da desnudação que recobre uma fase anterior de agradação que, por sua vez, recobre outra superfície, mais antiga, originária de um processo de desnudação.

Com relação aos grandes aplainamentos presentes na paisagem nacional, King (1956) observa que os mesmos ocorrem em diversas altitudes, ora no mesmo nível ou acima do nível do mar, ou ainda, abaixo deste. Isso se relaciona com o que o autor denomina de justaposição dos níveis de aplainamentos, onde a separação entre esses níveis se dá por meio de uma escarpa relativamente abrupta.

Estas escarpas mostram todas as características das escarpas de erosão. Seus contornos, suas relações com os aplainamentos superiores e inferiores e suas relações com a rocha matriz afastam qualquer interpretação que as considere de origem tectônica e eliminam, portanto, qualquer possibilidade de que os aplainamentos superiores e inferiores constituam partes de uma única superfície que tivesse sido deslocado por movimentos da crosta. Não se trata de uma única forma de erosão, mas sim de dois aplainamentos distintos, sendo cada um, bem como a escarpa que os separa, produto de erosão (KING, 1956, p. 11).

As características das escarpas dão as condições necessárias para a compreensão do escalonamento do relevo do Brasil, sendo que, cada superfície aplainada mantém as suas características até que a escarpa do ciclo de erosão

subsequente (em nível topográfico inferior) a alcance, e faça com que ocorra a sua destruição (KING, 1956). A respeito dos ciclos de erosão que aturam no desenvolvimento do relevo brasileiro, o autor faz referência a cinco ciclos de desnudação que são o ciclo Gondwana, ciclo Pós-Gondwana, ciclo Sul-americano, ciclo Velhas e ciclo Polifásico Paraguaçu.

A superfície Gondwana se estendeu pelo período jurássico e é considerada como a mais antiga do Brasil, ocorrendo, atualmente, nos divisores topográficos mais importantes, além de ocuparem a posição mais elevada. A maior parte dessa superfície se encontra em estado fóssil sob-recobrimento cretáceo em algumas regiões. Em outras regiões, essa superfície se encontra exposta, sem ter tido recobrimento por algum tipo de cobertura sedimentar (KING, 1956).

A superfície Pós-Gondwana foi elaborada durante o mesozoico superior e é muito antiga, assim como a superfície Gondwana, porém, o seu aplainamento é irregular e está preservada em poucos locais. Ela constitui bancos de deposição e terraços que estão situados nas encostas das elevações cortadas pela Superfície Gondwana e formam, em alguns casos, alguns planaltos isolados (KING, 1956).

Sobre a superfície Sul-Americana, o autor afirma que esta foi elaborada em um longo período no terciário inferior, sendo que o aplainamento atingiu uma grande uniformidade. O ciclo Sul-Americano produziu uma superfície que aparece em forma de chapadas que estão sobre vales ou planícies onduladas, resultantes da atuação de ciclos de erosão posteriores.

A respeito do ciclo de erosão Velhas (terciário superior), King (1956) afirma que a superfície elaborada dificilmente atinge a fase de aplainamento generalizado, porém, no Estado da Bahia, a superfície foi amplamente atacada pelo ciclo Velhas, o que produziu uma vasta área aplainada onde são comuns a presença de remanescentes isolados ou agrupados, elaborados nos ciclos anteriores. O aspecto dessa superfície é de uma extensa área pedimentada e dissecada por vales profundos do ciclo Paraguaçu, sendo que, algumas áreas o ciclo Velhas apresenta duas fases.

No interior, onde o ciclo penetrou até centenas de quilômetros da costa, ao longo dos rios principais, não chega a atingir um aplainamento extenso, mas acha-se representado por uma incisão de cerca de 100 metros que diseca a chapada mais antiga produzida pelo Ciclo Sul-Americano [...]. Mesmo assim, como os vales se ramificam em todas as direções e se apresentam bem

alargados, a distribuição do ciclo Velhas é bastante extensa [...] (KING, 1956, p. 27).

O ciclo de erosão Paraguaçu, por conseguinte, é caracterizado pela formação de vales que estão presentes nos menores sistemas fluviais que drenam suas águas diretamente para o mar. Segundo King (1956), este ciclo é marcado pela atuação de duas fases, sendo que, na primeira, foram elaborados terraços fluviais elevados sobre os fundos de vale atuais. Cachoeiras e rápidos nos rios principais se constituem também em indícios que demonstram as fases intermediárias.

O autor aborda ainda a importância do clima sobre as rochas, salientando que o elemento controlador do relevo do Brasil são os ciclos de erosão que atuaram sequencialmente durante o mesozoico superior e o terciário. Desta forma, se agirem durante tempo suficiente, os ciclos atuam de tal maneira a truncarem as diferentes litologias, resistentes e menos resistentes, desenvolvendo uma ampla superfície aplainada.

Observa-se que outras teorias surgiram após a Teoria da Pediplanação na tentativa de explicar a gênese das superfícies aplainadas, a exemplo da Teoria da Etchplanação elaborada pelo alemão Julius Büdel em 1957 - teoria de base climática, esta considera que a relativa quietude tectônica e a existência de condições climáticas tropicais semiúmidas são as responsáveis pelo aplainamento das superfícies.

2.2.2 Novas Interpretações para as Superfícies de Aplainamento: algumas considerações

Até a primeira década do século XXI, nenhuma nova teoria refutou os modelos elaborados pelos autores anteriormente. Entretanto, novas interpretações e novos métodos de investigação vêm surgindo no intuito de questionarem as teorias já existentes. Nesse sentido, Peulvast e Claudino Sales (2002) refletem sobre a associação entre mudanças tectônicas e variações climáticas. Os autores afirmam que essa relação pode ser a responsável pela elaboração das superfícies de aplainamento de extensões generalizadas. Os autores salientam sobre a necessidade da justaposição das teorias acerca do aplainamento das superfícies e apontam-na como o caminho mais adequado na tentativa de compreensão dos

processos associados à sua formação. A conjugação das teorias, segundo os autores, é uma maneira de associar as contribuições do clima e da estrutura na elaboração desse tipo de modelado, uma vez que apenas uma teoria não oferece subsídios suficientes para se entender os aplainamentos.

Salgado (2007) e Maia et al (2010) também sugerem a justaposição dessas teorias como forma de explicar a origem e a evolução das superfícies de aplainamento, levando-se em consideração que cada uma dessas teorias traz os paradigmas da época em que foram criadas. Santos e Salgado (2010), por sua vez, observam que as teorias clássicas devem ser contestadas e sugerem que novos métodos e técnicas de análise devem ser aplicados com esse objetivo, face aos avanços obtidos pela geomorfologia nos últimos 50 anos. Os trabalhos mais antigos estabeleceram uma cronologia para as superfícies aplainadas por meio da associação dos níveis altimétricos. Os níveis mais altos corresponderiam aos de maior idade geológica e os mais baixos aos de menor idade na escala geológica. Nisso se percebe a grande influência dos trabalhos realizados por King.

No entanto, Small (1986) afirma que as superfícies aplainadas estão longe de serem consideradas meras feições de relevo, assim como a datação através do referencial altimétrico, sendo, portanto, o seu reconhecimento e sua interpretação evolutiva de complexa compreensão. Nessa perspectiva, autores como Corrêa (2001), sugerem que métodos de datação absoluta sejam aplicados na busca do melhor entendimento dos processos relacionados à formação do relevo, o que pode perfeitamente ser aplicado às superfícies aplainadas que constituem grande parte do relevo nordestino, especialmente o relevo do Estado da Bahia.

2.3 Dinâmicas Geomorfológicas no Quente e Seco

Considera-se que as regiões secas se caracterizam por apresentarem reduzida precipitação anual, amplitude térmica diária elevada, taxas de evapotranspiração elevadas e, por consequência, elevado déficit hídrico do solo. A distribuição geográfica dessas áreas é ampla, sendo que ocorrem nos cinco continentes, tanto nas altas quanto nas baixas latitudes, em áreas litorâneas e no interior dos continentes, além de serem quentes e/ou frios (ELORZA, 1998).

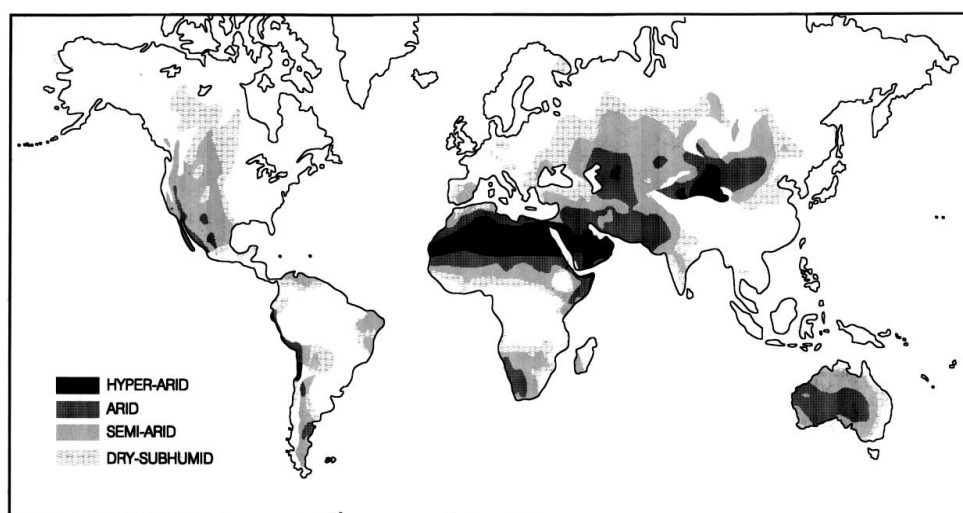
Tricart e Cailleux (1969) delimitaram as terras secas do globo afirmando que os sistemas morfogenéticos das regiões áridas estão estreitamente relacionados à

cobertura vegetal. Portanto, seria uma solução aparente delimitar as regiões secas através de cartas e mapas de vegetação. No entanto, os autores afirmam que a delimitação dessas regiões por cobertura vegetal apresentavam dois grandes problemas que estavam associados à inexistência de cartas que diferenciassem com exatidão os tipos de vegetação mundiais, particularmente as que ocorrem nas regiões secas. Além disso, os mapeamentos de detalhes de parte das regiões secas apresentavam uma gama de informações importantes que não eram válidas para essa finalidade, pois não faziam distinção entre fatores naturais e fatores humanos nas características da vegetação (TRICART e CAILLEUX, 1969, p. 46). Com base nisso, os autores apontaram a necessidade de se delimitar as regiões secas através da relação existente entre os dados climáticos de precipitação, temperatura e evaporação.

A UNEP (United Nations Environment Programme) em 1992 elaborou o Atlas Mundial da Desertificação, dentro do seu programa de combate a desertificação, e classificou as terras áridas em quatro áreas, incluindo também as áreas subúmidas a secas (figura 1). Estas foram definidas a partir do método de Thornthwaite que estabelece o índice de aridez (IA) através da relação $IA=P/PET$, onde P é a pluviosidade anual e ETP é a evapotranspiração potencial. De acordo com esta classificação, 47% da superfície terrestre apresenta condição de aridez climática.

A classificação da UNEP (1992) é mais significativa do ponto de vista da área considerada, uma vez que ela acrescenta as regiões subúmidas a secas. Elorza (1998, sem página) salienta que a superfície ocupada pelas terras áridas varia em função da classificação climática adotada. Em consonância, Thomas (1997) compara a extensão das terras secas de acordo com algumas classificações existentes (tabela 1).

Figura 1 - Distribuição mundial das terras áridas apresentada no Atlas Mundial da Desertificação.



Fonte: UNEP (1992 apud Thomas, 1997, p. 6).

Tabela 1 – Extensão global das terras áridas na superfície terrestre, de acordo com algumas classificações.

Classificação	Subúmido a seco (%)	Semiárido (%)	Árido (%)	Hiperárido (%)	Total (%)
Köppen (1931)	-	14.3	12.0	-	26.3
Thornthwaite (1948)	-	15.3	15.3	-	30.6
Meigs (1953)	-	15.8	16.2	4.3	36.3
Shantz (1956)	-	5.2	24.8	4.7	34.7
UN (1977)	-	13.3	13.7	5.8	32.8
UNEP (1992)	9.9	17.7	12.1	7.5	47.2

Fonte: Adaptado de Thomas (1997, p. 6).

Com relação aos fatores que contribuem para a formação das zonas áridas, a estabilidade atmosférica, a continentalidade, a topografia e as correntes marítimas são os principais responsáveis pela deficiência hídrica de determinadas porções da superfície. De acordo com Thomas (1997), a estabilidade atmosférica causada pelas células de alta pressão favorece a diminuição do volume de chuvas onde estas atuam. A distância dos oceanos dificulta a penetração de chuvas e ventos para o interior, favorecendo o baixo índice pluviométrico e as elevadas amplitudes térmicas diárias e sazonais.

As grandes elevações topográficas, a exemplo das cadeias montanhosas funcionam como barreiras que impedem o avanço de massas úmidas para determinadas áreas, o que favorece a formação de áreas secas após essas elevações. As correntes marítimas frias, por sua vez, reforçam as condições de aridez, pois favorecem a baixa evaporação que conseqüentemente influencia a baixa precipitação. Muitas vezes a precipitação ocorre em forma de orvalho e sobre o próprio oceano (THOMAS, 1997).

No Brasil, o clima semiárido ocorre no interior da região Nordeste, além do norte de Minas Gerais e ocorre, predominantemente, na depressão sertaneja e no vale do Rio São Francisco. Por se tratar de uma região intensamente habitada, se comparada a outras regiões semiáridas do mundo, as definições elaboradas para o que vem a ser o semiárido brasileiro foram criadas por órgãos governamentais de planejamento territorial e constituídas por meio de legislações nacionais.

A Lei Federal de nº 7.827 de 27 de setembro de 1989, artigo 5º, parágrafo 4º, afirmava que o semiárido brasileiro era “a região inserida na área de atuação da SUDENE¹, com precipitação pluviométrica média anual de 800 mm”. No ano de 2005, uma portaria interministerial² entrou em vigor e atualizou os critérios empregados na redelimitação do semiárido nacional, como forma de estabelecer critérios técnicos complementares ao das precipitações médias anuais inferiores a 800 mm, aperfeiçoando o conceito de região Semiárida.

Art. 1º - Aprovar a redelimitação da Região Semi-Árida do Nordeste, constante no Relatório Final, que tem por base os resultados do Grupo Interministerial instituído pela Portaria nº 6, de 29 de março de 2004, que atualiza a relação dos Municípios compreendidos na referida região, observando, além do critério estabelecido na Lei nº 7.827, de 27 de setembro de 1989, os demais:

§ 1º – Isoieta de 800 mm.

§ 2º – Índice de aridez.

§ 3º – Déficit hídrico.

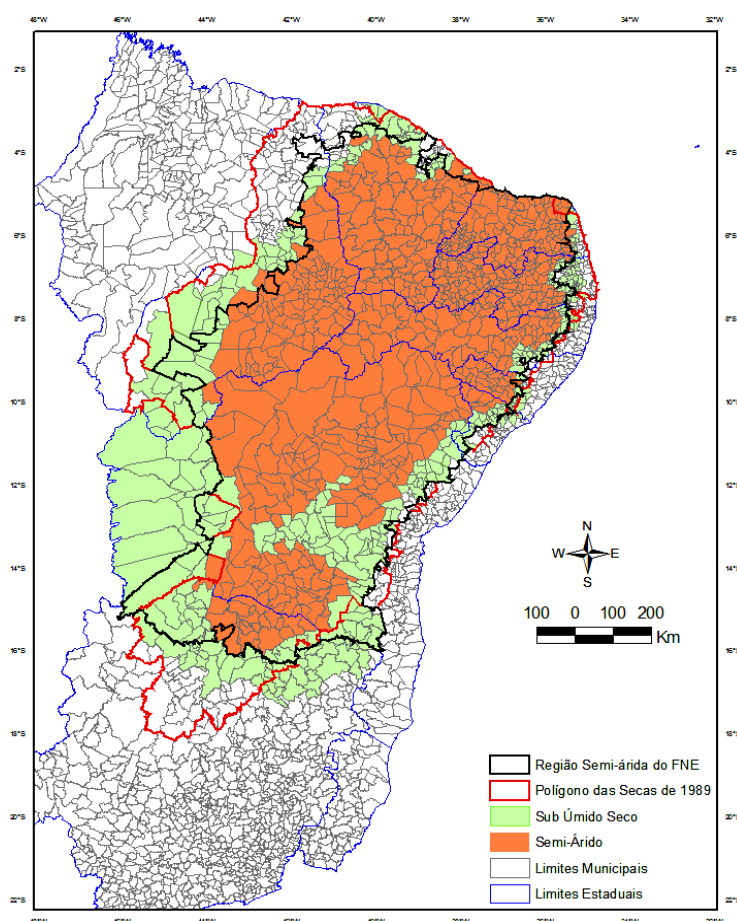
¹ A SUDENE – Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste - foi criada por decreto do então presidente da república Juscelino Kubitschek através da lei de nº 3.692, de 15 de dezembro de 1959, tendo como um dos seus objetivos promover o desenvolvimento dos municípios do Nordeste, incluindo àqueles inseridos no polígono das secas – semiárido (BRASIL, 1959);

² Portaria Interministerial nº 1, de 09 de março de 2005, criada entre o Ministério da Integração Nacional, Ministério do Meio Ambiente e Ministério da Ciência e Tecnologia.

Desta maneira, essa nova delimitação levou em consideração a média de precipitação pluviométrica anual de 800 mm, o índice de aridez de Thornthwaite de 1941 (considerando-se como semiárido as áreas/municípios com $IA \leq 50$) e o déficit hídrico igual ou acima dos 60% ao ano. O relatório final do grupo de trabalho interministerial apresenta o mapa com os novos limites das áreas semiáridas e subúmidas secas, juntamente com as delimitações anteriores (figura 2). Com base nisso, a lei complementar nº 125 de 03 de janeiro de 2007 redefine o semiárido como “[...] a região natural inserida na área de atuação da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste - SUDENE, definida em portaria daquela Autarquia”.

Apesar de essa nova delimitação levar em consideração a isoietas, o índice de aridez e o déficit hídrico, observa-se que o limite do semiárido pode ser até menor, uma vez que se trata de uma delimitação com fins políticos, onde os municípios inseridos recebem recursos financeiros por parte do governo federal, por meio de políticas públicas específicas para a região.

Figura 2 – Região Nordeste com a sobreposição do Polígono das secas e a antiga e atual delimitação do semiárido do Fundo Constitucional de Financiamento do Nordeste (FNE).



Fonte: Ministério da Integração Nacional (2005).

2.3.1 Sistema Morfogenético das Regiões Quentes e Secas

Entende-se por sistema morfogenético “[...] o conjunto das combinações de processos elementares responsáveis pela modelagem do relevo de uma porção do espaço submetida aos mesmos agentes de erosão, atuando com modalidades idênticas” (COQUE, 1977, p. 19). Neste, estão inseridos os processos de meteorização das rochas, o transporte e acumulação dos detritos que se combinam para modelarem o relevo. Desta forma, é de fundamental importância a atuação do clima.

Christofolletti (1980) afirma que os processos morfogenéticos possuem dinâmica própria e que esses são elementos que fazem parte de um conjunto ou sistema maior de elementos que, por sua vez, refletem a atuação do clima regional

sobre o relevo. Segundo o autor, “[...] processos morfogenéticos diferentes produzem formas de relevo diferentes; [...] as características do modelado devem refletir até certo ponto as condições climáticas sob as quais se desenvolveu a topografia” (CHRISTOFOLETTI, 1980, p.31). Nisso, percebe-se uma relação sistêmica entre os componentes do ambiente, onde a atuação do clima sobre a superfície produz formas que estão intimamente associadas a essa interação. No entanto, considera-se que os processos azonais e mesmo os processos intrazonais são responsáveis pela ocorrência de formas de relevo que não refletem as características atuais do clima.

Ao contrário dos ambientes quentes e úmidos, onde as chuvas são constantes e atuam com frequência na formação do relevo, nos ambientes quentes e secos os processos geomorfológicos são rápidos, porém concentrados, sendo que a desagregação mecânica ou intemperismo físico das rochas predomina sobre o intemperismo químico (TRICART e CAILLEUX, 1969).

Goudie (1997) afirma que nos ambientes áridos e semiáridos, a amplitude térmica diária favorece o enfraquecimento dos minerais que compõem os corpos rochosos que, em grande quantidade, estão expostos na superfície. Nos períodos de temperatura elevada, os minerais se expandem ao passo que nos períodos de menor temperatura, ocorre a contração destes (GOUDIE, 1997). À medida que a temperatura da rocha muda, o seu volume também é alterado, gerando esforços mecânicos que, associados a processos de origem tectônica (falhamentos e fraturamentos, p. ex.), contribuem para o enfraquecimento das rochas e posterior alteração física das rochas, embora Penteadó (1979) considere que a termoclastia é um processo que atinge apenas a camada mais superficial da rocha.

A desagregação mecânica das rochas tem início com a intensidade da insolação e as conseqüentes variações diurnas e noturnas de temperatura sobre os afloramentos rochosos. Dependendo da natureza das rochas e de suas estruturas e texturas, os afloramentos rochosos meteorizados fornecem proporções variadas de detritos (RIBEIRO; MARÇAL; CORREA, 2010, p. 129).

Sobre os processos químicos atuantes nas rochas, Brito (1972) e Penteadó (1979) consideram que a ação da umidade é relevante, principalmente àquela oriunda dos orvalhos que se formam em períodos curtos e eventuais. Mesmo durante as estiagens, ocorre a formação do orvalho que, na rocha provoca a

alteração química e bioquímica lenta e embrionária na porção mais superficial (BRITO, 1972, p. 65). Como exemplo, destaca-se o intemperismo químico por oxidação que, por se tratar de uma decomposição que ocorre na porção superficial da rocha, está associada às gotículas de água do orvalho, embora autores como Bigarella; Becker; Santos (2007) afirmem que a oxidação pode ocorrer na ausência de água, mesmo sendo pouco eficiente nessa situação.

Os processos físicos e químicos, segundo Silva (1986), disponibilizam material alterado que será transportado pelo escoamento superficial e fluvial. Estes se tornam mais eficientes na mobilização dos detritos quando associados aos eventos pluviométricos de grande magnitude, que por sua vez são esporádicos e concentrados em curtos períodos de tempo (GREENBAUM et al, 1998). “O caráter das chuvas se reflete no escoamento superficial rápido e violento das enxurradas que constitui o agente de ablação (desnudação da superfície dos solos) mais eficiente neste sistema morfogenético” (SILVA, 1986, p. 55). A cobertura vegetal, por sua vez, protege o solo de forma deficiente, o que contribui para o maior impacto do efeito “splash” sobre os solos, além de potencializar o escoamento superficial.

As modalidades do escoamento que atuam no quente e seco são o escoamento em lençol (sheet wash) e o escoamento difuso (rill wash) (PENTEADO, 1979). O escoamento em lençol possui competência suficiente para transportar detritos de maior calibre em um curto período de tempo e exercer ação abrasiva. Segundo a autora, este é considerado como um tipo de erosão areolar que produz o rebaixamento da superfície em um plano inclinado. O escoamento difuso, por sua vez, atua transportando os sedimentos mais finos a curta distância e deposita-os rapidamente devido à sua baixa competência.

Nas vertentes, o escoamento provoca a erosão regressiva (back weathering) ao remover o material intemperizado na free-face das escarpas, fazendo-as regredirem paralelamente. Oberlander (1997) traz um conhecimento importante ao observar que as encostas rochosas, comuns nas paisagens áridas e semiáridas estão sujeitas a eventos tão esporádicos no espaço, tempo e intensidade que o escoamento raramente é testemunhado ou medido. Campbel (1997) observa que o escoamento em ravina ou gullyng exerce papel importante para a remoção dos detritos nas áreas de maior declive onde a cobertura vegetal é rarefeita. Em concordância, Goudie (2004) apresenta, além da vegetação como variável para a

ocorrência desta modalidade de escoamento, as características do substrato e do clima.

A erosão lateral, por conseguinte, atua quando ocorrem os fluxos torrenciais que favorecem o alargamento do canal fluvial em contraponto à incisão vertical. Ao mesmo tempo em que o fluxo remove, incide também a deposição dos sedimentos (PENTEADO, 1979).

A abrasão ocorre a partir da redução do tamanho das rochas provocado pela movimentação dos fragmentos no processo de transporte, o que por sua vez, pode ocorrer por ação da água ou por ação eólica. No transporte realizado pela água, a tendência é que a angularidade dos detritos seja cada vez maior como consequência da baixa competência do escoamento em transportá-los a longas distâncias.

O escoamento superficial concentrado no ambiente quente e seco ocorre imediatamente após as chuvas, favorecendo a formação de canais de drenagem intermitentes e efêmeros. Por canal de drenagem intermitente, entende-se que é àquele cujo fluxo de água permanece contínuo no canal de drenagem durante a estação chuvosa e, durante a estação seca, esse fluxo cessa (LEOPOLD e MILLER, 1956). Em consonância, Christofolletti (1980) define os canais intermitentes como sendo aqueles que drenam água durante uma parte do ano e tornam-se secos em outro período. Os canais efêmeros, por sua vez, são definidos pelo autor como àqueles que permanecem secos durante a maior parte do ano e comportam água apenas no momento das chuvas e imediatamente após as precipitações.

Cooke et al (1993) apresentam os processos dominantes nesses canais e as formas resultantes do seu fluxo que, por sua vez, refletem a atuação do sistema climático sobre os demais componentes da bacia hidrográfica. Segundo os autores, os componentes mais importantes são a natureza e a distribuição das precipitações, a capacidade de infiltração da superfície (que podem variar de forma sazonal), as condições de umidade antecedentes (que também variam sazonalmente), a topografia e a ação antrópica. Reid e Frostick (1997) estabelecem relação entre a forma dos canais e do fluxo de sedimentos transportados. Os autores estabelecem a relação existente entre as precipitações e a vazão dos rios (condicionada pelas características das tempestades, das inundações, da área da bacia e da descarga de água), a geometria dos canais efêmeros (largura e morfologia do leito) e o

transporte fluvial dos sedimentos (remoção e deposição, transporte por suspensão e o transporte ao longo do leito).

Cabe ressaltar que as áreas de deposição situadas ao longo dos canais, no contexto do semiárido, não estão associadas apenas às planícies aluviais ou aos terraços fluviais, mas também aos plainos aluviais que, segundo Corrêa (2011), são depósitos onde as margens do canal são indefinidas e se confundem com a própria planície de inundação. Os plainos aluviais estão associados, em geral, a canais de pequena ordem (SOUZA E CORRÊA, 2012) sendo que os eventos deposicionais ocorrem quando das cheias episódicas relacionadas aos eventos pluviométricos de grande magnitude.

Com efeito, os processos morfogenéticos resultantes da ação do clima sobre o substrato favorecem a elaboração de formas de relevo que, necessariamente, não estão associadas apenas ao quente e seco, porém, são formas bastante comuns neste tipo de ambiente. Twidale (1978) afirma que as paisagens áridas e semiáridas variam muito de um lugar para outro, porém, inselbergues e pedimentos constituem feições morfológicas significativas neste tipo de paisagem. Segundo o autor, muitos pesquisadores têm desenvolvido estudos na tentativa de explicar tais formas de relevo, especialmente os pedimentos. Os pedimentos são superfícies com inclinação suave, situados entre as vertentes das elevações, resultantes da regressão lateral destas (TWIDALE, 1978, p. 1139). Ainda segundo o autor, as diferentes estruturas litológicas influenciam nas características e dimensões dos pedimentos.

Em concordância com Twidale (1978), o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2009) traz a definição de pedimento como sendo uma superfície de aplainamento, de inclinação suave, capeada por material detrítico descontínuo sobre a rocha sem apresentar, no entanto, dissecação marcada ou deposição em excesso. Os pedimentos geralmente apresentam forte ruptura de declive no seu contato com as vertentes íngremes, suavizando-se à medida que se direcionam a jusante onde ocorre a deposição detrítica nos vales ou nas depressões (IBGE, 2009). As vertentes íngremes, habitualmente, compõem o relevo residual que testemunha os antigos níveis da superfície de aplainamento e são denominados de inselbergues.

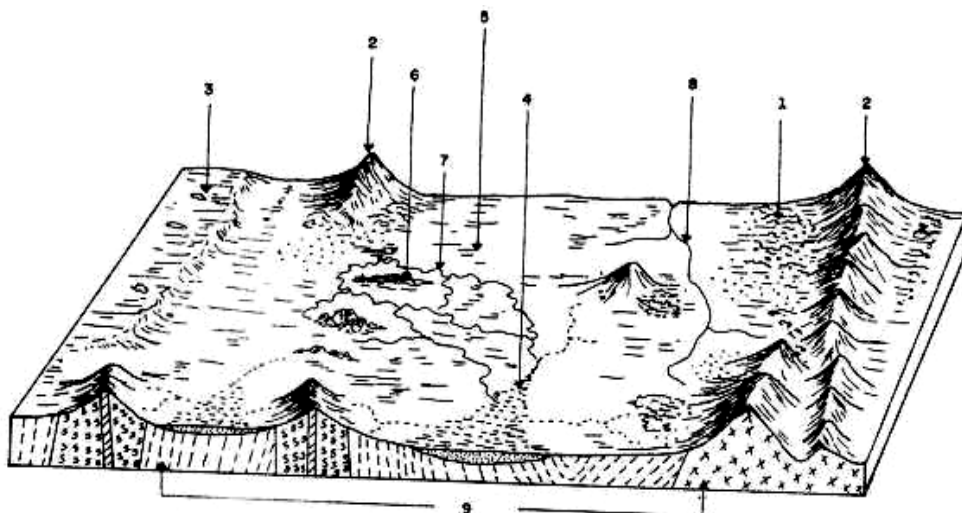
Na definição apresentada pelo IBGE (2009), os inselbergues são formações residuais que apresentam feições variadas, com encostas com declives em torno de 50° a 60°, dominando uma superfície de aplanamento herdada ou funcional, com a

qual forma no sopé uma ruptura de onde divergem as rampas de erosão. Segundo Bigarella; Becker; Santos (2007) os inselbergues podem ser de dois tipos: em forma dômica e em forma de grandes matacões ou tors.

Inselbergues dômicos, segundo os autores, são monolitos esculpados com as diáclases estruturais, onde predominam os processos de esfoliação esferoidal da rocha (descamação das partes exteriores de uma rocha semelhante às cascas de cebola) e as vertentes exibem um perfil retilíneo. Os inselbergues em tors, por sua vez, estão associados às rochas regularmente fraturadas, formados por matacões submetidos aos processos de esfoliação esferoidal nos planos de fraqueza, resultando em formas arredondadas.

Além dos pedimentos e inselbergues, outras formas de relevo são encontradas no ambiente semiárido, conforme aponta Silva (1986). Segundo a autora, as formas típicas encontradas são os planos que convergem para o eixo da drenagem e contrastam com as vertentes íngremes das elevações residuais e inselbergues. Além destes são encontrados os depósitos de tálus, interflúvios planos (resultantes da regularização topográfica), as áreas de acumulação (situadas nas áreas baixas), os lajedos (afloramentos rochosos) e as áreas com caos de bloco (SILVA, 1986) (figura 3).

Figura 3 – Formas típicas de relevo da região semiárida.



1. Tálus; 2. Inselbergue e elevações residuais; 3. Interflúvios planos; 4. Áreas de acumulação; 5. Planos com espraio de detritos; 6. Lajedos e acúmulos de blocos; 7. Escoamento difuso; 8. Escoamento concentrado; 9. Diferenças litológicas.

Fonte: Silva (1986, p. 60).

3 CARACTERÍSTICAS AMBIENTAIS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO BOM SUCESSO

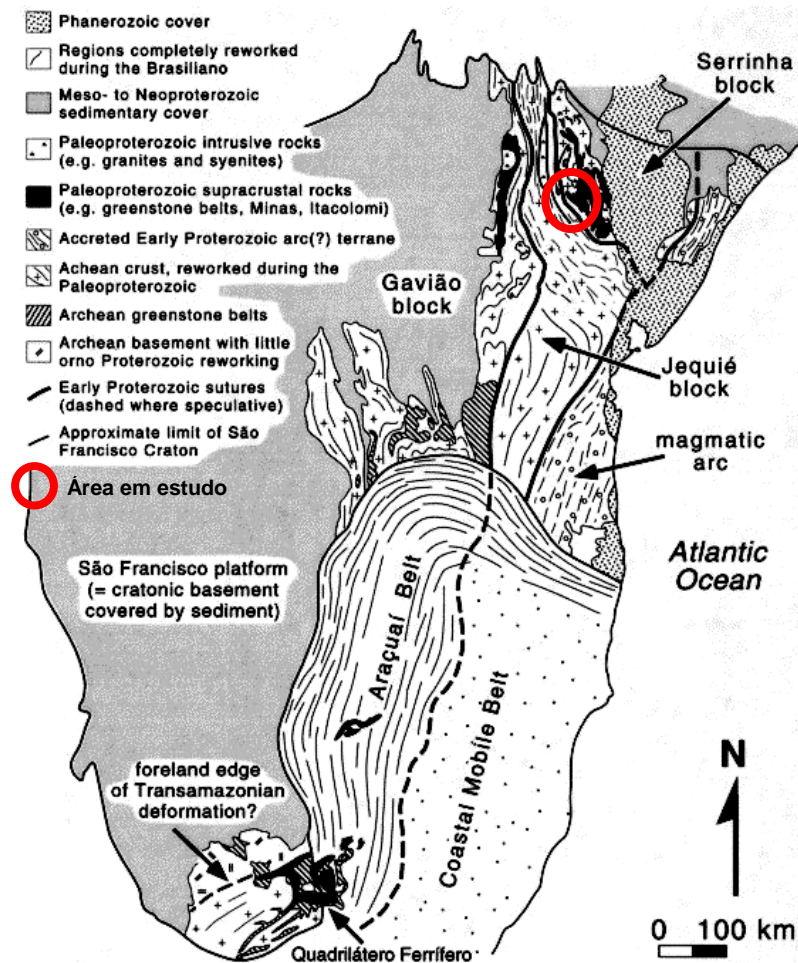
A Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso é um subsistema inserido na média bacia do Rio Itapicuru, porção nordeste do Estado da Bahia, e está localizada entre as coordenadas geográficas 11°09'30" e 11°23'00" S e 39°05'30" e 39°28'30" O. Possui área aproximada de 468 km² e sua rede hidrográfica drena porções dos municípios de Santaluz, Valente, Conceição do Coité e Araci (figura 4).

Inserida em uma região de agricultura e pecuária tradicionais e intensa exploração mineral, os aspectos climáticos e as formas de relevo da Bacia do Rio Bom Sucesso, são considerados como os subsistemas ambientais físicos dominantes na elaboração da paisagem.

O relevo local foi elaborado a partir de rochas que compõem terrenos muito antigos, datados entre o arqueano e o proterozóico, constituintes do Bloco Serrinha, individualizado no Cráton do São Francisco. O Cráton do São Francisco ou Província Estrutural São Francisco é uma extensa área de terreno pré-cambriano situado na porção centro-leste da Plataforma Sul-Americana, ao lado das províncias da Borborema, Tocantins e Mantiqueira, e ocupa porções do centro, norte e noroeste de Minas Gerais, nordeste de Goiás, e a quase totalidade do Estado da Bahia e Sergipe.

Acredita-se que as rochas mais antigas que compõem a superfície brasileira são encontradas nas províncias São Francisco e Borborema (DELGADO, 2003). O Cráton do São Francisco foi formado a partir de terrenos que foram sendo soldados e transformado durante os eventos paleo e neoproterozóicos. Este se caracteriza pela ocorrência de domínios tectônicos e estruturas diversificadas (figura 5).

Figura 5 – Mapa simplificado dos domínios tectônicos e das feições estruturais do Cráton do São Francisco. Em destaque, a localização aproximada da área em estudo.



Fonte: Adaptado de Alkmim e Marshak (1998, p. 51).

São encontrados remanescentes paleoarqueanos em forma de domos, maciços e plútons; blocos mesoarqueanos constituídos pela associação de complexo granito-gnáissicos e greenstone belts que constituem a crosta consolidada no mesoarqueano. São exemplos os blocos Quadrilátero Ferrífero e Guanhões em Minas Gerais e os blocos Gavião, Paramirim e Serrinha na Bahia (DELGADO, 2003); terrenos neoarqueanos representados pelo orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; batólitos graníticos como resultado do plutonismo intraplaca ocorrentes no paleoproterozóico; bacia intracratônica do mesoproterozóico situada na Chapada Diamantina; bacias intracratônicas do neoproterozóico como a bacia de Três Marias-Bambuí (MG) e Salitre (BA); bacias de margem passiva neoproterozóicas e bacias

intracratônicas e bacias rifte do fanerozóico; e as coberturas sedimentares do cenozóico (DELGADO, 2003).

Importantes lineamentos se destacam na Província São Francisco, fruto da intensa atividade tectônica a qual esta foi submetida. São exemplos o lineamento Jacobina-Contendas (JC) e o lineamento Espinhaço (ES). A colagem dos blocos através dos eventos ocorridos entre o paleoproterozóico e o neoproterozóico foi de extrema importância para a formação desta superfície, tendo rebatimento também nas características litoestruturais da bacia em estudo (SILVA FILHO, 2010).

Na Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso, o Bloco Serrinha está subdividido em dois domínios estruturais (figura 6): as rochas do Complexo Santaluz e as rochas que compõem o Greenstone Belt do Itapicuru, além das intrusões litológicas associadas ao Complexo Santaluz, segundo o Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 1989).

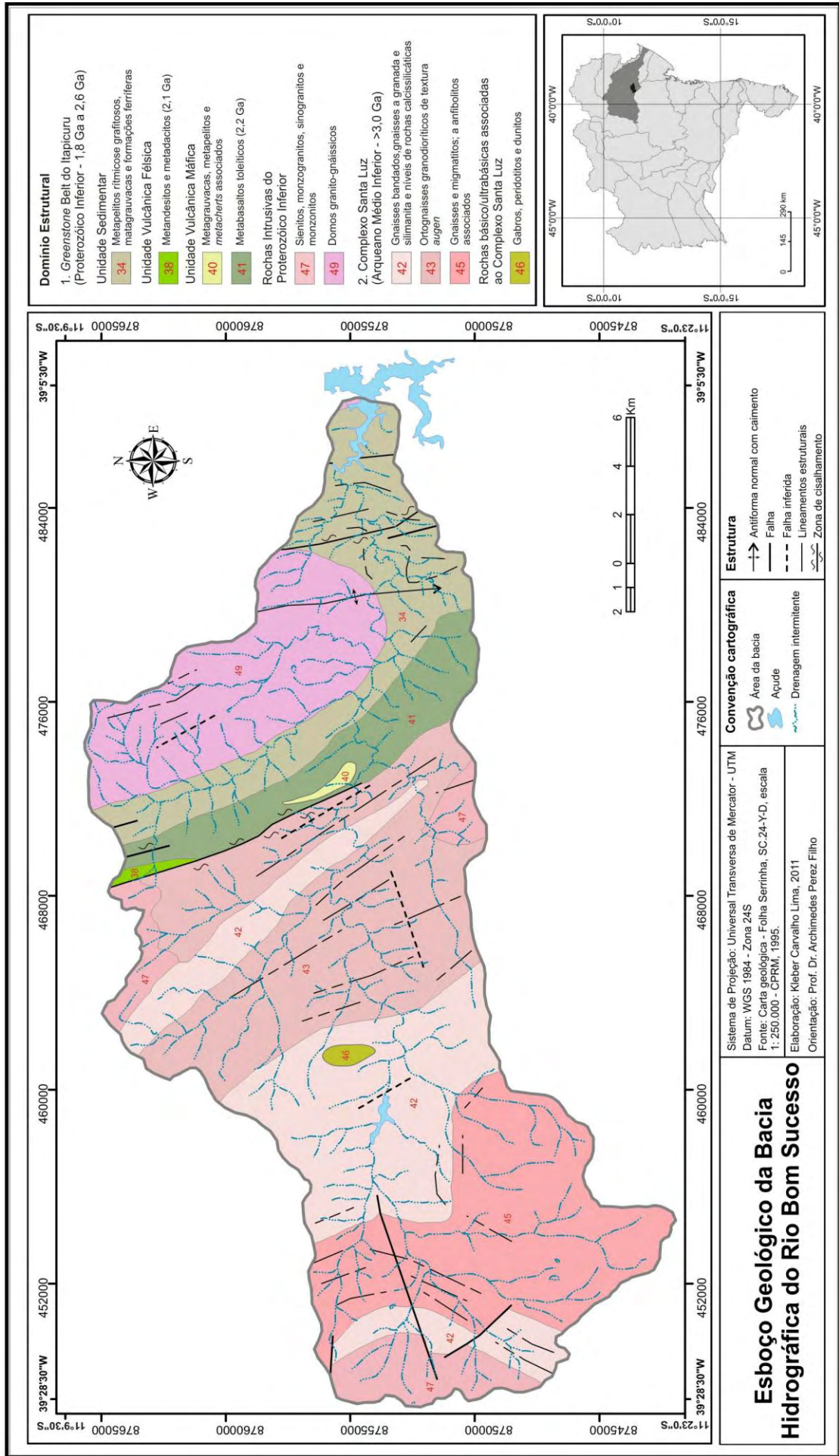
- *Aspectos litoestruturais do Complexo Santaluz*

Segundo o esboço geológico elaborado com base em CPRM (1989), o Complexo Santaluz se formou no arqueano médio inferior (> 3,0 Ga) e abrange mais da metade da área da bacia (figura 6). Este é composto por gnaisses bandados, granada e silimanita e rochas calcissilicáticas, ortognaisses granodioríticos de textura augen, gnaisses e migmatitos a anfibolitos associados. Além destas, estão associadas ao Complexo Santaluz rochas básico/ultrabásicas do tipo gabros, peridotitos e dunitos.

Do ponto de vista estrutural, este complexo é caracterizado pela grande ocorrência de falhas e fraturas. Na porção ocidental do complexo, os eventos tectônicos favoreceram a orientação preferencial das fraturas em sentido SW-NE. As falhas, por sua vez, estão dispostas no sentido SE-NO, W-E e W-NE.

Através da análise do esboço geológico, nota-se o rompimento na continuidade dos gnaisses por consequência de eventos tectônicos que favoreceram o surgimento das falhas que, provavelmente, contribuíram para o soerguimento desse grupo de rochas na extremidade oeste da bacia, além dos sienitos e intrusões graníticas associadas a essa porção (figura 6).

Figura 6 – Esboço Geológico da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso (Bahia).



A porção oriental do complexo Santaluz é caracterizada pela ocorrência de um grande sinclinal que se estende desde a região de Conceição do Coité até a altura de Santaluz (CPRM, 1989). Como consequência os lineamentos estruturais seguem orientação preferencial SE-NO (figura 6). As intrusões graníticas são pontuais, se levada em consideração a escala de análise adotada, porém, algumas delas possuem maior extensão, a exemplo dos afloramentos graníticos do Morro dos Lopes (MATOS e CONCEIÇÃO, 1993).

A exploração econômica dos recursos minerais se concentra nesta porção do complexo onde, aos afloramentos graníticos, estão associadas às pedreiras e pequenas áreas de extração mineral; na área de ocorrência dos gabros e peridotitos está localizada a extração de cromo nas proximidades da cidade de Santaluz (ARGOLO e DEBAUT, 2002). Associadas às intrusões graníticas, estão localizadas as superfícies elevadas que constituem a Serra do Pintado, o Morro dos Lopes e a Serra Branca. Nesta última, existe a extração ilegal de ouro. Percebe-se que o sistema de falhas do Complexo Santaluz (figura 6) favoreceu a diferença de nível altimétrico entre os setores oriental e ocidental, ainda que, atualmente, esse desnível seja sutil no contexto regional.

- *Características litológicas e estruturais do Greenstonebelt do Itapicuru*

O Greenstone Belt do Rio Itapicuru foi formado no proterozóico inferior, entre 1,8 a 2,6 Ga e ocorre na parte leste da bacia do Bom Sucesso (figura 6). Este domínio está agrupado em três subunidades conforme CPRM (1989).

A unidade sedimentar é composta por metapelitos, metagrauvas e formações ferríferas, metarcóseos, metagrauvas e metassiltitos. Esta unidade está situada entre o domo do Ambrósio e os metabasaltos que limitam o greenstone com o Complexo Santaluz. Os lineamentos estruturais seguem a orientação preferencial NO-SE, seguindo, posteriormente, a orientação S-NE, acompanhando o contorno do domo (Figura 6).

A unidade vulcânica félsica é composta por metandesitos e metadacitos de idade aproximada de 2,1 Ga. Ocorre na porção norte da bacia e ocupa uma pequena extensão. Esta unidade é caracterizada, do ponto de vista estrutural, por ser uma estrutura falhada (as falhas seguem orientação S-N) onde houve o

cisalhamento das rochas, fruto do esforço tectônico as quais estas rochas foram submetidas (ARGOLO e DEBAUT, 2002).

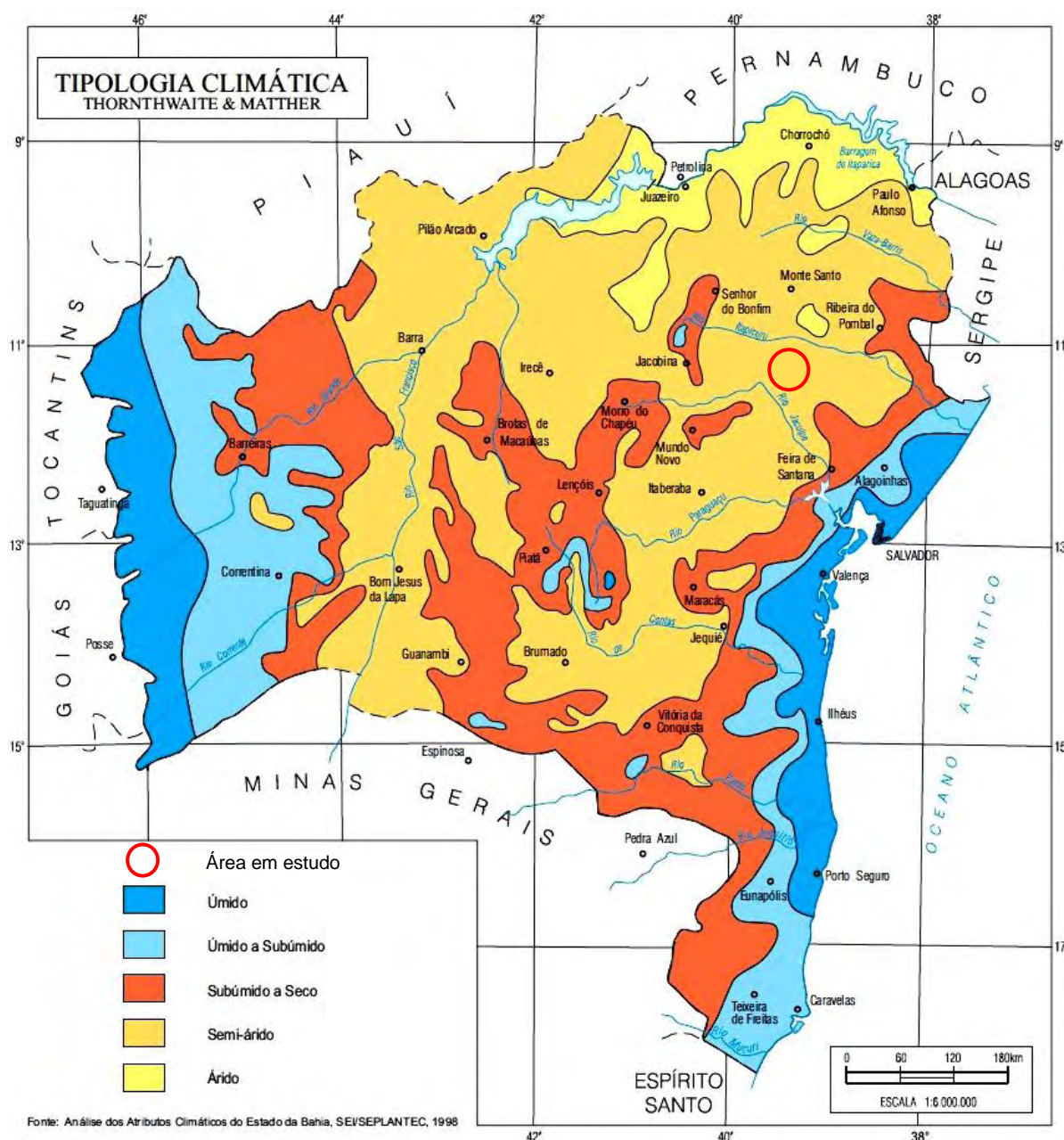
A unidade vulcânica máfica, por conseguinte, se estende no sentido SE-NO, entre o Complexo Santaluz e a unidade sedimentar e se caracteriza pela formação de uma zona de cisalhamento. Nesta, a litologia é composta por metagrauvacas, metapelitos e metacherts associados, além dos basaltos toleíticos de idade aproximada de 2,2 Ga. Os eventos geológicos que ocorreram na área favoreceram a formação de uma extensa falha geológica no limite oeste da unidade (figura 6), soerguendo-a com relação ao seu entorno. Na porção nordeste da bacia está localizado grande parte do domo do Ambrósio, constituído essencialmente pela associação de granitos e gneisses (CPRM, 1989).

Os eventos geológicos que ocorreram nesta porção do Estado da Bahia, associados aos eventos de ordem climática, foram os responsáveis por grande parte da formação do modelado. Esta área é marcada pela irregularidade e escassez de chuvas onde as estiagens são constantes.

No contexto do Estado da Bahia, os índices pluviométricos vão se reduzindo à medida que saímos da região litorânea, com pluviometria média anual entre 1.000 – 1.200 mm em direção à região central também conhecida por região do sertão. Nesta porção, os índices pluviométricos estão em torno dos 300 – 500 mm anuais segundo classificação climática de Thornthwaite, abordada no mapa simplificado da tipologia climática baiana (figura 7) desenvolvido pela Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia (SEI, 1999). Partindo do sertão em direção a oeste os índices pluviométricos se elevam novamente, estando estes associados ao clima de cerrado que domina esta porção da Bahia.

Na Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso, por sua vez, domina a atuação do clima Semiárido do tipo Dd' A' segundo a classificação de Thornthwaite e Matther (SEI, 1999). Esta tipologia climática é caracterizada por um regime pluviométrico sem estação definida com temperatura média anual em torno de 24°C e índice pluviométrico anual em torno de 537,9 mm.

Figura 7 – Tipologia climática simplificada de acordo com Thornthwaite e Matther abordando os cinco grandes conjuntos climáticos que ocorrem no Estado da Bahia.



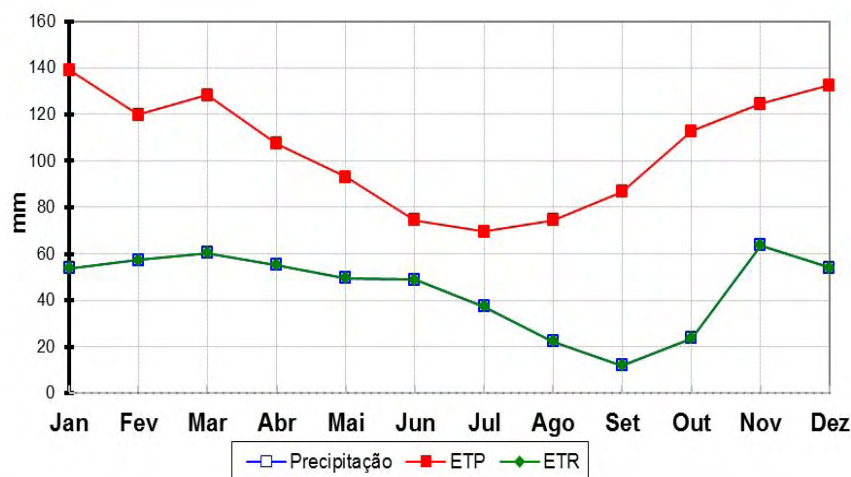
Fonte: Adaptado de Balanço Hídrico do Estado da Bahia (SEI, 1999).

O balanço hídrico³ da estação Santaluz, que está localizada na área da bacia, demonstra que entre os anos de 1943 a 1983, os valores para a evaporação real foram iguais ao índice pluviométrico registrado para o mesmo período, ou seja,

³ O cálculo do balanço hídrico mensal, segundo o método de Thornthwaite & Matther, foi elaborado a partir do programa Balanço Hídrico e Classificação Climática (Neto & Lier – 1991), com base nos dados primários de temperatura da série 1961/1990 (INMET, 1991), e da pluviosidade 1943/1983 (Riscos de Seca, 1991). Desse binômio, foram estimados os principais parâmetros do balanço hídrico, que são deficiência, excedente hídrico e evapotranspiração potencial e real (SEI, 199, p. 8).

537, 9 mm/ano (figura 8), o que resultou em uma taxa de excedente hídrico de 0,0 mm e taxa de deficiência hídrica de 715, 4 mm (SEI, 1999).

Figura 8 – Gráfico representativo do balanço hídrico normal mensal da estação Santaluz (Bahia) entre o período de 1943 a 1983, segundo método de Thornthwaite e Mather.



Fonte: SEI (1999).

Outro índice que reforça as características locais do clima é o índice de aridez⁴ que, para o período anteriormente citado foi de 57,1. Este é consequência direta do elevado índice de deficiência hídrica. Sobre o regime das chuvas no domínio de clima semiárido do Nordeste brasileiro, as chuvas se concentram em um determinado período do ano e, em geral, ocorrem em regime de torrente.

[...] no período seco existem nuvens esparsas, mas não chove. Na longa estiagem os sertões funcionam, muitas vezes, como semidesertos nublados e nos períodos úmidos suas árvores e arbustos de folhas miúdas e múltiplos espinhos protetores entremeados por cactáceas empoeiradas enverdecem de forma bastante rápida (Ab' Saber, 2003, pg. 85).

O período de chuvas traz consigo, além do verde opaco da vegetação, a “lavagem” da superfície através do escoamento superficial. Isso porque as chuvas, geralmente ocorrem em regime de torrentes, tendo força suficiente para arrastar o material oriundo da desagregação das rochas (PENTEADO, 1979, p. 117). Este se constitui como um dos mais eficientes agentes de esculturação da superfície do

⁴ O índice de aridez (IA) revela a relação entre a deficiência (DEF) e a evapotranspiração potencial (EP) expressa em percentagem. Ele é zero quando não existe deficiência e 100 quando a deficiência hídrica (DEF) é igual a evapotranspiração (EP) (SEI, 1999, p. 9).

sertão nordestino. Segundo Silva (1986), a condição de semiaridez do clima, somadas às características litológicas e estruturais favorecem a formação de vastas superfícies aplainadas através de mecanismos e processos diversos.

De acordo com o mapa geomorfológico do Projeto Radambrasil (BRASIL, 1983) essas superfícies aplainadas constituem a depressão sertaneja, dentro do domínio estrutural do escudo exposto. Esta depressão, também denominada de depressão interplanáltica, se formou sobre uma região cratônica, entre os planaltos interioranos e a planície costeira do Nordeste. Há o predomínio das áreas pediplanadas sendo que, parte delas se constitui como superfícies degradadas desnudadas ou inumadas e como superfícies retocadas desnudadas ou inumadas (BRASIL, 1983). “São frequentes, na Bahia, as grandes superfícies de aplainamento que caracterizam, mesmo, a paisagem. São superfícies bem desenvolvidas e se tornam particularmente nítidas em certos casos” (TRICART, 1958, p. 29).

Nesse contexto, a bacia do Rio Bom Sucesso está inserida em um modelado de aplainamento denominado por Brasil (1983) de Pediplano Retocado Inumado - Pri. Este é caracterizado por ter sido elaborada durante diversas fases de retomada de erosão, porém, não perderam suas características de aplanamento. Os processos ocorrentes geram sistemas de planos inclinados, às vezes levemente côncavos. Segundo o IBGE (2009), esses aplainamentos podem apresentar cobertura detrítica com mais de um metro de espessura, em alguns trechos, o que indica remanejamentos sucessivos de materiais superficiais.

Os aplainamentos [...] ocorrem nas depressões pediplanadas interplanálticas e periféricas tabuliformes e no sopé de escarpas que dominam os níveis de erosão inferiores e eventualmente nos topos de planaltos e chapadas ao longo dos vales (IBGE, 2009, p. 40).

King (1956), nos seus trabalhos sobre o Brasil oriental, reconheceu essas áreas como superfícies de aplainamento elaboradas no ciclo Velhas, correspondente aos ciclos de erosão ocorridos entre o final do Terciário e no Quaternário. Silva (1986) ao descrever as formas de relevo da Depressão Sertaneja, afirma que as vastas superfícies planas formam o piso das depressões interplanáltica e vestígios de planos situados nos interflúvios.

Na bacia do rio Bom Sucesso, predominam as superfícies planas com cotas altimétricas em torno de 300 metros de altitude e os relevos residuais com cota

altimétrica em torno dos 500 metros de altitude. A figura 9 ilustra a superfície plana e as serras e inselbergues que dominam a paisagem na bacia em estudo.

Figura 9 – Em primeiro plano a superfície de aplainamento local com a presença de inselbergues em segundo plano.



Fonte: Trabalho de campo realizado em janeiro de 2011.

Outro aspecto relacionado aos condicionantes climáticos na formação da paisagem local está relacionado ao balanço entre morfogênese e pedogênese. Nas paisagens semiáridas predominam os solos rasos, pedregosos e com alto teor de sais, fruto dos baixos índices pluviométricos que, por sua vez, dificultam o desenvolvimento dos perfis pedológicos. As características climáticas evidenciadas contribuem para o predomínio do intemperismo físico, com atividades pedogenéticas ineficientes em decorrência das baixas precipitações e elevadas amplitudes térmicas diárias. Desta forma, predominam na bacia do Rio Bom Sucesso os Planossolos, os Neossolos Litólicos e os Neossolos Regolíticos (BRASIL, 1983).

A classe dos Planossolos Háplicos se caracteriza por possuir horizonte B argiloso, com transição abrupta do horizonte A para o B. O horizonte A é um horizonte raso, arenoso e com drenagem eficiente. O horizonte B, por sua vez, se caracteriza por possuir alto grau de compactação, com grande quantidade de argila, o que favorece a drenagem deficiente do horizonte e a saturação de todo o perfil nos períodos mais chuvosos (EMBRAPA, 1999) ⁵.

⁵ Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA.

Os Neossolos Litólicos são solos rasos, pouco evoluídos, com horizonte A incipiente (geralmente com menos de 40 cm de profundidade), disposto diretamente sobre o horizonte C ou sobre a própria rocha. É comum, na composição do solo, a ocorrência de fragmentos de rochas do tipo cascalho, calhaus ou matacões que ultrapassam 2 mm de diâmetro (EMBRAPA, 1999). De acordo com o IBGE (2007, p. 231) a ocorrência de pavimento detrítico em algumas áreas de Neossolos Litólicos é comum, sendo que, este pavimento é composto por uma camada de detritos dispostos na superfície do solo que permanecem no local após a ablação do material fino por processos erosivos.

Os Neossolos Regolíticos são solos pouco evoluídos, com horizonte A sobre o horizonte C, e sem horizonte B. O contato com a rocha ocorre em profundidades maiores que 50 cm e, em alguns casos, apresenta relativa profundidade, textura arenosa e presença considerável de minerais primários de fácil intemperização (IBGE, 2007, p. 294).

As características morfopedológicas descritas, em associação com as condições climáticas da área em estudo, condicionaram o desenvolvimento de uma vegetação de porte arbustivo com diversas espécies cactáceas, denominada de Caatinga. O termo tem origem indígena (caa – mata; e tinga – branca, aberta) (ARAÚJO FILHO, 2006) e se constituiu como um termo tipicamente do sertão do Nordeste. Segundo o autor, trata-se do único bioma tipicamente brasileiro. Esta vegetação, de acordo com Ab'Sáber (2003) é caracterizada por possuir espécies arbustivas e arbóreas, geralmente com a presença de espinhos e caducifólias – maior parte das espécies perdem as folhas nos períodos de estiagem. Além disso, o substrato da vegetação é composto por espécies cactáceas, bromeliáceas, espécies herbáceas em menor número e de baixa significância a exemplo de gramíneas e dicotiledôneas herbáceas que estão presentes durante o ano inteiro (ARAÚJO FILHO, 2006, p. 51). A ocorrência e a densidade e frequência das espécies vegetais são determinadas por fatores locais como as variações topográficas, o tipo de solo, a pluviosidade e as atividades antrópicas.

De acordo com a classificação de Brasil (1983), ocorre na bacia do Rio Bom Sucesso a Caatinga arbórea aberta com presença de palmeiras, tratando-se de uma variação de Caatinga típica de áreas pediplanadas com solos rasos e Litólicos. A densidade mais espaçada favorece o arrastamento dos solos nas épocas de chuvas torrenciais e a baixa capacidade de retenção do escoamento superficial. As

atividades antrópicas como a retirada da vegetação favorecem potencializam ainda mais os processos morfogenéticos típicos da área (BRASIL, 1983).

Apesar da cobertura vegetal na área da bacia se encontrar em um avançado nível de antropização devido às atividades de mineração e de agricultura e pecuária tradicional, ainda são encontradas manchas de vegetação associadas aos solos com pavimento detrítico e em alguns cursos de água intermitentes.

4 PROCEDIMENTOS TÉCNICOS E OPERACIONAIS

4.1 Revisão Bibliográfica

Esta etapa buscou analisar literaturas que abordam os conceitos relacionados às dinâmicas geomorfológicas que ocorrem no ambiente semiárido, além de fundamentar a pesquisa no método sistêmico, uma vez da necessidade de se analisar os fenômenos geomorfológicos da bacia em estudo de forma integradora. Nesse sentido, fez-se necessário a busca por bibliografias clássicas, consagradas no cenário nacional e internacional, além de obras atuais e relevantes que tratassem da temática trabalhada. Cabe ressaltar ainda que se buscou resgatar alguns trabalhos clássicos sobre geomorfologia do semiárido que foram desenvolvidos no Estado da Bahia.

4.2 Trabalhos de Campo

Os estudos de campo foram realizados em diferentes etapas e com diferentes objetivos. A primeira objetivou o reconhecimento geral da área no sentido de identificar as características gerais da área concernentes à geologia, a geomorfologia, o clima, os solos, a hidrografia e a vegetação. Dessa maneira, essa etapa de trabalho permitiu a visualização de setores diferenciados dentro da área da bacia, embora essas diferenças sejam sentidas de forma sutil na paisagem.

A segunda etapa do trabalho de campo objetivou reconhecer as formas de relevo identificadas no mapeamento geomorfológico preliminar, além de identificar os canais de drenagem obtidos por meio da carta topográfica e dos dados do Topodata. Buscou-se também validar as demais informações obtidas através da confecção dos mapas temáticos.

A terceira etapa de campo buscou reconhecer os compartimentos geomorfológicos obtidos por meio da imagem sombreada do relevo e da aplicação dos índices de dissecação. Além disso, foi realizada a caracterização detalhada de cada compartimento e a análise morfológica de pontos representativos dos solos da bacia.

4.3 Produtos Cartográficos

O processo de representação cartográfica, partindo da coleta de dados, envolve estudo, análise, composição e representação de observações, de fatos, fenômenos e dados pertinentes a diversos campos científicos associados à superfície terrestre, em especial à Geografia. Neste processo, a representação de uma superfície curva para uma superfície plana, faz com que diversas dificuldades surjam, conforme aponta Joly (1990).

Na tentativa de minimizar essas dificuldades, os mapas e cartas devem ter estabelecidas algumas características ou critérios essenciais para que haja a representação e posicionamento geográfico, o mais preciso possível, do que está sendo espacializado. Neste sentido, a representação cartográfica dos fenômenos analisados nesta pesquisa, se pautou nos seguintes critérios:

- Projeção Universal Transversa de Mercator, sistema de coordenadas planas ou métricas (UTM);
- Datum horizontal WGS 1984, zona 24S;
- Escala 1:100.000, correspondente à carta Santaluz (SC. 24-Y-D-III), SUDENE – 1975.

Os produtos cartográficos foram elaborados no software ArcGis 9.3, em conjunto com outros softwares (Envi 4.4, Global Mapper 12 e Corel Draw X3), por se tratar de um programa computacional que permite a integração de informações geoespaciais dentro do chamado Sistema de Informações Geográficas (SIG), estando este em consonância com a análise dos fenômenos numa perspectiva sistêmica (MOURA, 2003).

No intuito de gerar parte dos mapas temáticos, utilizaram-se os dados sobre o terreno do Topodata, por se tratar de um produto digital com resolução de 30 metros, compatível com a escala 1: 100.000. Utilizou-se o polígono correspondente à articulação da carta Serrinha (SC. 24-Y-D) para o recorte da área da bacia.

4.3.1 A base topográfica

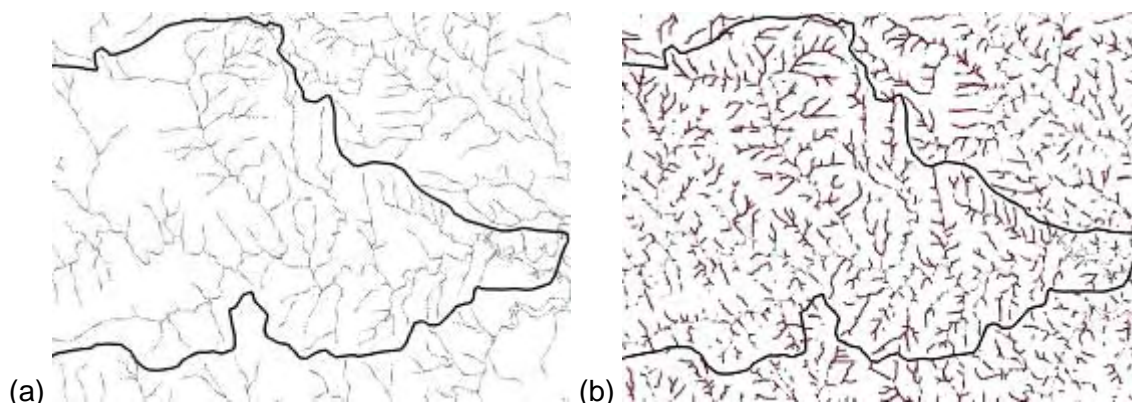
A base topográfica foi elaborada a partir de dois produtos cartográficos pré-existentes: a carta topográfica digital, folha Santaluz e os dados sobre o terreno, extraídos do Topodata. As curvas de nível utilizadas na base foram as extraídas do Topodata, pelo fato das curvas de nível da carta Santaluz não apresentarem a mesma precisão que as curvas geradas a partir da extração automática. O intervalo entre as curvas foi estabelecido com a equidistância de 40 metros, de acordo com a carta topográfica. Para cada curva com valor topográfico específico foi atribuída uma tonalidade de cor, seguindo-se das cores frias (curvas de menor valor topográfico) às cores quentes (curvas de maior valor topográfico). Esse procedimento foi adotado no intuito de atenuar a poluição visual do mapa em decorrência do valor das curvas de nível estar tradicionalmente disposto sobre as próprias curvas, conflitando, muitas vezes, com os valores dos pontos cotados.

- *A definição da rede de drenagem*

A representação cartográfica da rede de drenagem é essencial para o estudo de processos geomorfológicos ocorrentes nas bacias hidrográficas, auxiliando também no entendimento acerca do estabelecimento e desenvolvimento dos canais fluviais (SVORAY, 2004). Considera-se que a extração manual dos canais da rede de drenagem de uma bacia hidrográfica se constitui em um procedimento preciso, conforme observação de Astaras et al (1990). Porém, se trata de um trabalho intensivo e impraticável quando aplicado em áreas de grande extensão territorial. Como solução para este problema, executou-se diversas etapas que contribuíram para o estabelecimento da rede de drenagem da área em estudo.

Inicialmente, e para fins comparativos, foram gerados canais fluviais a partir do Topodata que, posteriormente, foram sobrepostos aos canais contidos na carta Santaluz. O produto gerado por meio do Topodata apresentou uma grande quantidade de canais com relação à carta Santaluz, trazendo incertezas quanto às informações obtidas (figura 10), especialmente por se tratar de um ambiente dominado por um clima quente e seco, onde não é comum a grande quantidade de canais de drenagem.

Figura 10 - Canais fluviais da carta Santaluz (a) e canais fluviais gerados a partir do Topodata sobrepostos aos canais da carta (b).



Foram então selecionadas dez áreas amostrais para verificação em campo da existência ou não dos canais de drenagem. Tal procedimento foi adotado devido à probabilidade de confusão do próprio software entre canal de drenagem e falhas e/ou fraturas do terreno. Em campo, cada canal encontrado dentro das áreas amostrais foi georreferenciado e caracterizado quanto à largura e profundidade, além de ser classificado quanto à textura do material sedimentar disposto na sua calha.

Após o campo, os pontos identificados com GPS foram inseridos no ArcGis e sobrepostos à drenagem gerada pelo Topodata. Imagens orbitais do satélite LandSat 5 TM (cena 216_68, data de passagem de 03/02/2008 e resolução de 30 metros) e do satélite CBERS 2B HRC (data de passagem de 25/07/2008 e resolução de 15 metros), imagens do Google Earth e fotografias aéreas foram utilizadas com a finalidade de auxiliar na definição dos canais.

Os canais que mantiveram correspondência nas duas redes de drenagem, nos trabalhos de campo e na análise das demais fontes de comparação foram mantidos, além de 46 canais que foram encontrados em todas as fontes, com exceção da carta topográfica. Os 46 canais inseridos na rede de drenagem final possuem extensão ≥ 2 km por se considerar a orientação de Tarboton et al (1992) a respeito da adequação à escala adotada para o mapeamento. A tabela 2 apresenta uma comparação dos dados obtidos por meio da carta topográfica e dos dados do terreno contidos no Topodata. O procedimento adotado (figura 11) contribuiu para a definição mais precisa da rede de drenagem, estando esta representada na base topográfica (figura 12) e nos mapas temáticos.

Tabela 2 – Número e comprimento dos canais de drenagem extraídos da Base Topográfica e do Topodata, bem como o número e comprimento dos canais contidos no mapa final da rede de drenagem.

Fonte	Número de canais	Comprimento dos canais
Carta Topográfica	223	367 km
Topodata	475	615 km
Drenagem final	269	433 km

Figura 11 – Fluxograma dos procedimentos metodológicos da organização da base topográfica da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso.

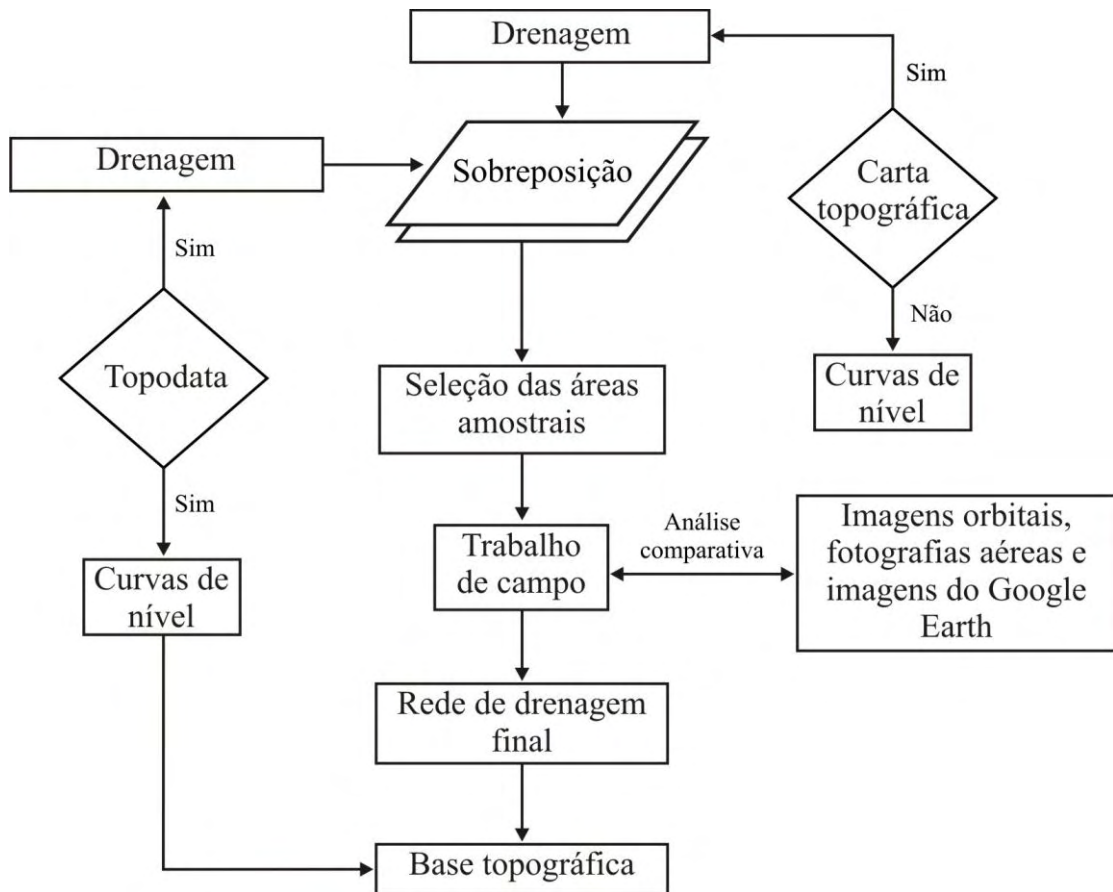
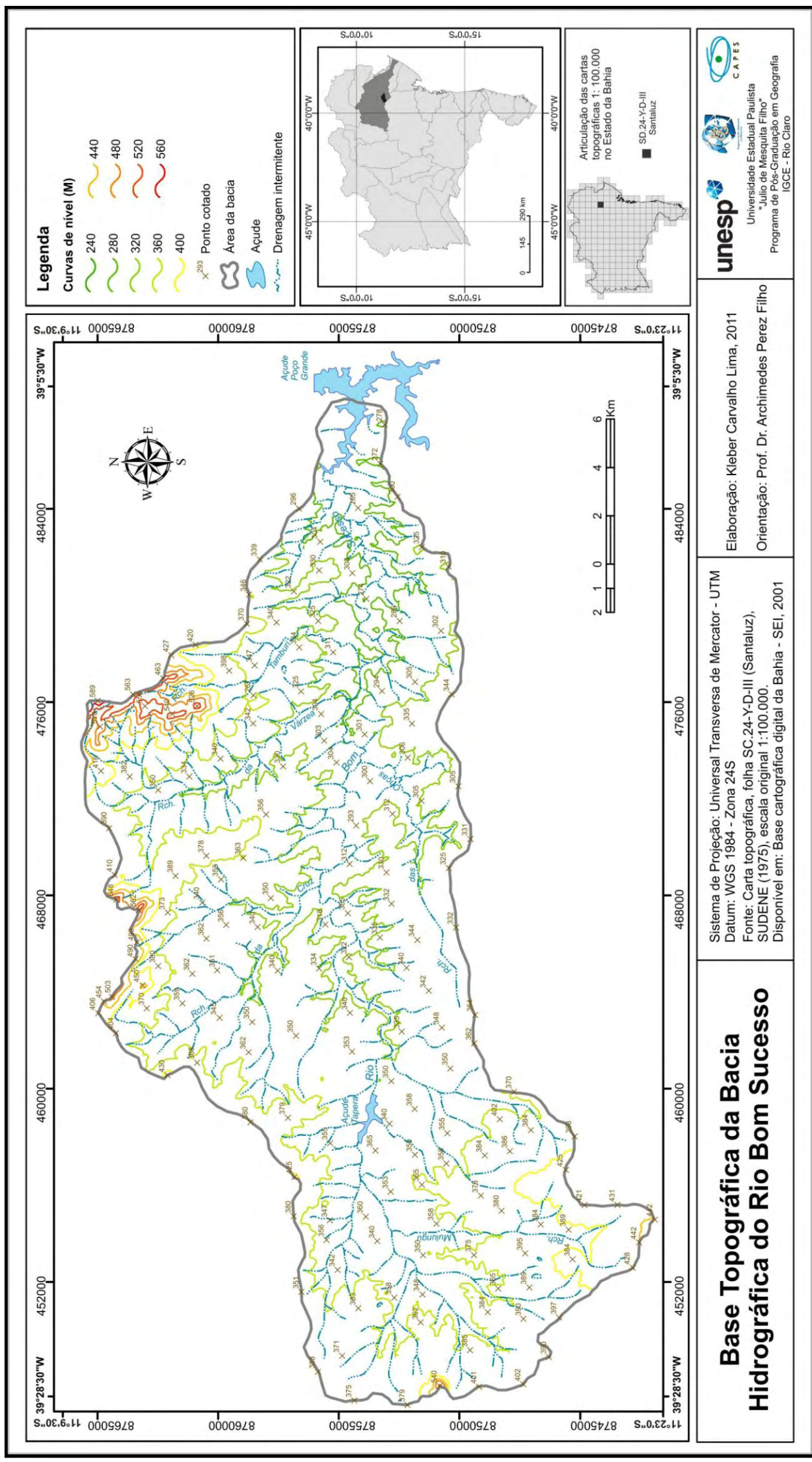


Figura 12 – Base Topográfica da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso (Bahia).



4.3.2 O Esboço Geológico

Os dados geológicos foram organizados com base na Carta Geológica SC. 24-Y-D (Serrinha), escala 1:250.000 (CPRM, 1989). Nesta carta, as informações contidas se organizam em unidades litológicas, tipos de rocha predominantes e idade de formação, além dos dados estruturais. Devido à incompatibilidade com a escala adotada para esta pesquisa, as informações geológicas estão generalizadas, porém, conseguem transmitir as principais características geológicas da área. Os dados foram obtidos na página virtual da CPRM, por meio do banco de dados geológicos Geobank⁶.

O limite da bacia foi sobreposto aos dados geológicos e efetuou-se o recorte da área para visualização e compreensão das características litológicas e estruturais. A representação dos fenômenos seguiu o modelo adotado por CPRM (1989), porém, foram realizadas pequenas adaptações na organização da legenda no software CorelDraw X3.

4.3.3 O Esboço Pedológico

O esboço pedológico foi elaborado com os dados do levantamento de solos do Projeto RADAM Brasil, folha SC. 24-Y-D, escala 1:250.000, ano de 1983, disponíveis no IBGE. Devido à incompatibilidade com a escala adotada nesta pesquisa, as informações foram generalizadas, assim como os dados geológicos. No intuito de caracterizar melhor os solos e correlacioná-los com outros componentes da bacia, realizaram-se descrições morfológicas (espessura dos horizontes, cor, textura, estrutura e consistência), de acordo com orientações do IBGE (2007), sendo que, os pontos de descrição foram identificados no esboço pedológico.

Os polígonos referentes às áreas de ocorrência dos três tipos de solo foram extraídos do SIG - Bahia (2003) e, somados às manchas de solos representadas pelo RADAM Brasil foram adaptados. Posteriormente, a área da bacia foi sobreposta para ser efetuado o recorte e a análise da distribuição espacial das classes. A representação das classes de solos foi realizada segundo o sistema de cores RGB

⁶ Ver em: <<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>>.

indicado para cada classe de solo pela EMBRAPA (1999), assim como as letras-símbolos referentes às classes pedológicas.

4.3.4 O Mapa Hipsométrico

O mapa hipsométrico foi elaborado com base no Topodata, no qual foram definidas nove classes hipsométricas que variam da classe <260 até a classe >540. As cores adotadas na representação de cada classe variam das cores frias (tons de verde) às cores quentes (tons avermelhados), mantendo o princípio da cartografia temática de menor e maior intensidade do fenômeno representado.

4.3.5 O Mapa de Declividade

O mapa de declividade foi elaborado com base nos dados do Topodata onde se definiram cinco classes de declividade das vertentes para a área em estudo. Os valores das classes foram expressos em percentual (%) e apresentam os intervalos 0 | 2, 2 | 5, 5 | 12, 12 | 30 e >30.

As menores classes foram adaptadas de Young (1972) por se tratar de uma área predominantemente aplainada, com baixa declividade das vertentes. As classes 0 | 2% e 2 | 5% são consideradas tipicamente de áreas planas, associadas a superfícies de erosão. Segundo o autor, essas classes não possuem restrições ao desenvolvimento de culturas agrícolas e, quando ocorrem, são restrições relativamente leves (YOUNG, 1972, p. 174).

Nos terrenos que englobam declividades entre 5 | 12%, o relevo é considerado como suavemente ondulado, sendo que, o limite de 12% foi definido por ser considerado o valor máximo para o desenvolvimento da mecanização agrícola. A classe 12 | 30% foi definida por ser considerado como limite para a urbanização o valor de 30%, e a classe > 30% foi estabelecida com base na Lei Lehmann (Lei Federal nº 6.766 de 19 de dezembro de 1979) que impõem restrições à ocupação e parcelamento urbano do solo com declividade acima desse valor.

A escala de cores adotada seguiu das cores claras (tons amarelados), passando pelos tons alaranjados (cores médias) até os tons marrom e vermelho (cores escuras), de acordo à intensidade de cores da rosa cromática. Considera-se que a escala de cores adotada realçou com precisão o caráter aplainado do terreno

se comparada à coloração comumente adotada para este tipo de mapeamento – dos tons em verde, passando pelos tons em amarelos e alaranjados, até os tons em vermelho.

4.3.6 O Mapa de Relevo Sombreado

O mapa de relevo sombreado (Hillshade) foi elaborado com base no Topodata e buscou representar a superfície de forma a visualizar os diferentes padrões de formas do relevo por meio da textura da imagem. A sua execução foi realizada em função das curvas de nível e levou em consideração a incidência solar sobre o relevo em um determinado sentido, demonstrando sombras sobre as vertentes, o que resultou no aspecto de saliências para as áreas iluminadas e de reentrâncias para as áreas não iluminadas (OLIVEIRA, 2008).

Destarte, foram estabelecidos os parâmetros de azimute e elevação solar, conforme indicação de Burrough and McDonnell (1998). O azimute representa o ângulo da fonte luminosa ou o ângulo de posicionamento do relevo em relação ao norte, tendo como referência o valor zero que representa o Norte verdadeiro. A elevação solar, por sua vez, é o ângulo de altitude da fonte luminosa sobre o horizonte superficial.

Vários testes foram realizados com parâmetros de azimute e elevação solar diferenciados, no intuito de observar e definir aqueles que melhor representassem o caráter aplainado da bacia. Dessa maneira, foi utilizado sombreamento da superfície com azimute de 45° de posicionamento e elevação solar de 45°. Este produto foi utilizado de forma complementar na análise do relevo, além de servir de base para a compartimentação do relevo.

4.3.7 O Mapa Geomorfológico

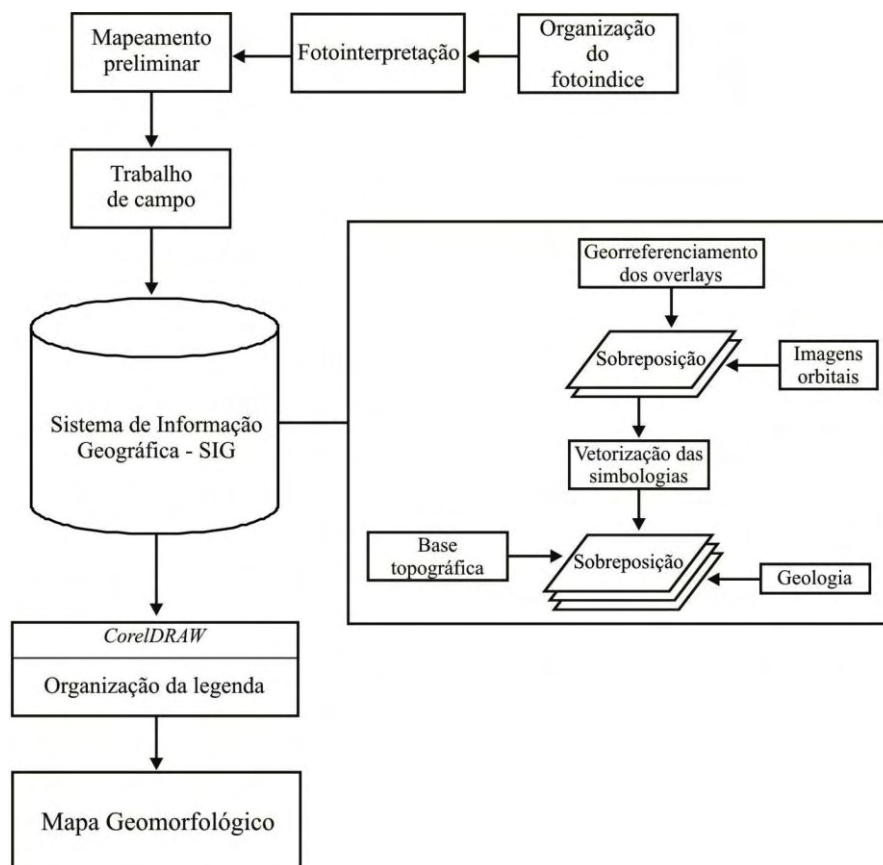
Os procedimentos técnicos e metodológicos envolveram a organização do foto índice, a interpretação dos pares estereoscópicos, a análise das imagens orbitais, o trabalho de campo e a organização do mapa geomorfológico.

O foto índice foi organizado a partir dos pares estereoscópicos de fotografias aéreas da CPRM, escala 1: 60.000, com data de 28 de Março de 1974. A fotointerpretação foi realizada de forma tradicional, com o auxílio de estereoscópio

de bolso. As imagens orbitais utilizadas foram do satélite Landsat 5 TM (bandas 4 e 5, cena 216_68, data de passagem de 03/02/2008 e resolução de 30 metros); além de imagens do satélite CBERS 2B HRC (data de passagem de 25/07/2008 e resolução de 15 metros). As cenas foram georreferenciadas e analisadas nos softwares Envi 4.5 e no ArcGis 9.3. O trabalho de campo foi realizado com o objetivo de identificar as feições mapeadas e corrigir possíveis erros de interpretação das imagens aéreas e orbitais.

Após essa etapa, cada overlay foi escaneado e georreferenciado com o objetivo de inserir as informações no ambiente SIG para a vetorização em formato shp das feições morfológicas e a sua sobreposição na base topográfica e nos dados geológicos. Por fim, organizou-se o mapa geomorfológico da bacia, sendo que, pequenos detalhes do mapeamento, assim como a organização e disposição da legenda foram feitas no software CorelDraw X3. As informações foram generalizadas no intuito de ficarem compatíveis com a escala do mapa base, ou seja, 1: 100.000. A síntese das etapas realizadas está representada na figura 13.

Figura 13 - Etapas adotadas na elaboração do Mapa Geomorfológico da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso.



- *Síntese das propostas utilizadas*

Foram adaptadas e mescladas as propostas de mapeamento geomorfológico de Tricart (1965), de Verstappen e Zuidam (1975) e a proposta do IBGE (2009). As duas primeiras foram escolhidas por se tratarem de propostas oriundas da escola francesa e inglesa, respectivamente, além de serem bastante utilizadas até a atualidade e serem consideradas como das mais completas por abrangerem uma grande quantidade de simbologias específicas. A terceira foi selecionada por se tratar de uma proposta nacional que possui relativa variação de simbologias adequadas às escalas de médio e pequeno detalhe.

A proposta de Tricart (1965) sugere que os mapas geomorfológicos apresentem dados referentes à geologia, além de quatro níveis de informações: a morfometria, a morfografia, a morfogênese e a cronologia. Em sua proposta (op. cit.), a morfometria é representada pelos elementos topográficos e a rede de drenagem. A morfografia é representada por meio das simbologias que, por sua vez, demonstram a espacialização e a extensão das formas de relevo. A morfogênese é representada pelo agrupamento dos símbolos de acordo com os processos morfogenéticos que originaram as formas. Estas, por sua vez, estão agrupadas pelos tipos de modelado na legenda, os quais buscam indicar a gênese.

Os dados referentes à cronologia representam o período em que as formas de relevo se desenvolveram. Segundo Tricart (1965), as informações cronológicas são as mais difíceis de serem obtidas e as mais complexas de serem inseridas no mapeamento.

A proposta apresentada por Verstappen e Zuidam (1975) compreende os aspectos morfométricos, morfográficos, morfogenéticos e morfocronológicos, além dos dados litológicos e dos processos morfológicos. Neste aspecto, a proposta dos autores (op. cit.) se assemelha à proposta de Tricart (1965), mudando apenas as simbologias e a forma de representação de alguns elementos. Além disso, essa proposta sugere as etapas de desenvolvimento do levantamento geomorfológico e classifica os mapeamentos segundo a sua finalidade e escala adotada.

As etapas de desenvolvimento apresentadas por Verstappen e Zuidam (1975) englobam o desenvolvimento prévio da legenda, a interpretação de fotografias aéreas, elaboração da base topográfica com a litologia e a drenagem e a delimitação das unidades geomorfológicas. Após isso, os trabalhos de campo são

realizados com o objetivo de finalizar o mapeamento. Com relação à escala, estes são classificados como mapas detalhados (com pouca generalização das informações), mapas semidetalhados (com maior generalização), mapas de pequena escala (tipo standard e de reconhecimento).

A proposta do IBGE (2009) é apresentada no Manual Técnico de Geomorfologia que, por sua vez, utiliza como base as técnicas de mapeamento geomorfológico do Projeto RADAM Brasil. O manual apresenta uma proposta de mapeamento do relevo que tem como princípio básico o ordenamento dos fatos geomorfológicos segundo a classificação temporal e espacial, onde se distinguem os modelados como unidade básica e seus agrupamentos hierarquicamente relacionados. De acordo com a taxonomia do relevo, são identificados, em ordem decrescente, os domínios morfoestruturais, as regiões geomorfológicas, os modelados e as formas, sendo enfatizadas, neste manual, as duas últimas ordens de grandeza.

Os tipos de modelado são representados por letras-símbolo e compreendem os modelados de acumulação, de aplanamento, de dissecação e de dissolução. As feições são representadas por símbolos que representam as formas derivadas da ação marinha, da ação eólica, de origem cárstica, da ação da dissecação, formas em estruturas sedimentares, formas em relevo dobrado, em relevo falhado, em estruturas circulares e as formas de gênese indiferenciada.

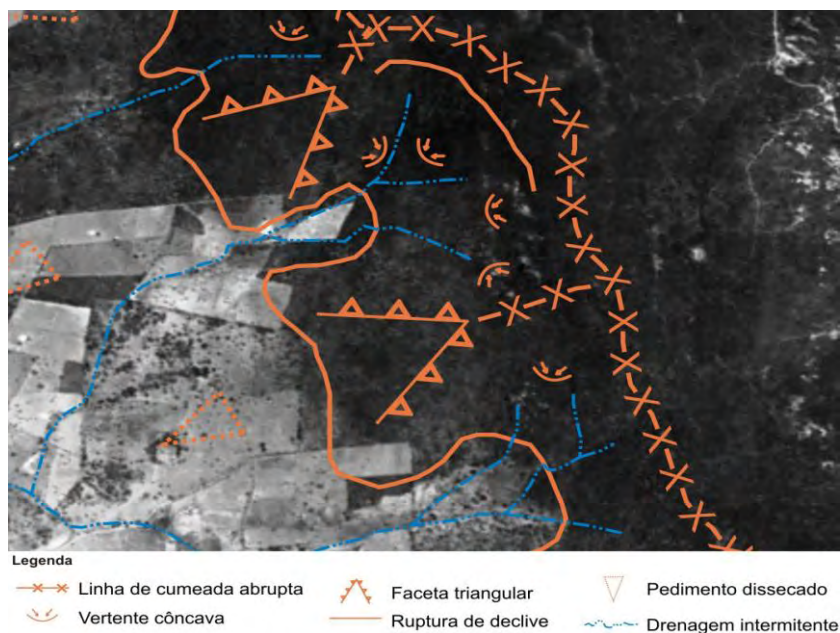
A proposta do IBGE (2009) foi desenvolvida para a escala de representação 1:250.000, embora os conceitos abordados, bem como as simbologias propostas possam ser adaptadas para escalas detalhadas e também para escalas menos detalhadas.

- *A organização dos planos de informações*

De acordo com Verstappen e Zuidam (1975), o mapa elaborado é classificado como um mapa do tipo “standard” (mapas elaborados a partir de levantamentos semidetalhados, com escala pequena, reduzidos e generalizados). O mapeamento geomorfológico constituiu um procedimento técnico bastante complexo do ponto de vista das adaptações realizadas. Primeiro, pelo fato de existirem áreas na bacia sem o recobrimento por fotografias aéreas ou, para alguns trechos, existirem nuvens que dificultaram a fotointerpretação. Para essas áreas, a

interpretação do relevo foi realizada por meio das imagens orbitais (figura 14) CBERS e Landsat 5, além do trabalho de campo. Segundo, pela própria complexidade do objeto a ser representado cartograficamente, que é o relevo, conforme observações de Cunha et al (2003, a).

Figura 14 – Trecho da bacia onde a identificação das formas de relevo foi realizada com base na interpretação de imagem orbital.



Fonte: Imagem orbital do satélite CBERS 2B HRC de 25/07/2008.

Optou-se por mesclar as três propostas de mapeamento por se considerar que a opção por apenas uma delas não representaria de forma adequada o relevo da bacia. Assim, os procedimentos metodológicos seguiram as orientações de Verstappen e Zuidam (1975) e a sistematização dos planos de informações seguiram as orientações de Tricart (1965), com adaptações. As informações são referentes à morfometria, morfografia e morfogênese do relevo, além dos elementos estruturais e da cronologia da litologia.

A morfometria foi representada pelas curvas de nível, representadas pela cor marrom e pelos canais fluviais.

A morfografia foi representada pelos diversos símbolos que foram adaptados de diversos autores. Segundo Cunha et al (2003 b), a simbologia deve demonstrar a noção dos processos que deram origem às formas, além de localizar e representar a extensão das mesmas. Buscou-se, desta forma, fazer uso das simbologias que

melhor representam as formas de relevo, considerando o caráter aplainado da área. A superfície de erosão e a superfície estrutural estão representadas por tramas em preto 50% (Sistema Pantone) e as demais feições em preto 100% (Sistema Pantone).

A morfogênese foi apresentada na legenda através do agrupamento das formas de relevo. Cunha et al (2003, p. 3. b) afirma que “os símbolos que representam as formas devem trazer embutidos sua origem e gênese, a fim de tornar distinguíveis os processos morfogenéticos atuantes na área”.

Por último, as informações referentes à cronologia da litologia. Tricart (1965) considera que a cronologia é o nível de informação mais complexo de ser representado. Porém, o autor recomenda a inserção dos dados estruturais do relevo como plano de fundo para a representação cartográfica da morfologia. Sendo assim, inseriram-se os dados estruturais, representados por símbolos em preto 30% (Sistema Pantone) e os dados litológicos, representados por polígonos com coloração homogênea, também do Sistema Pantone. A coloração da litologia seguiu o mesmo padrão do esboço geológico (CPRM, 1989), porém, foi aplicada uma máscara branca sobre os dados geológicos para suavização das cores, evitando a poluição visual provocada pela diversificação das tonalidades.

As informações referentes ao período de formação dos complexos estruturais foram mantidas na legenda, conforme o esboço geológico. Tricart (1965) recomenda que a litologia deva ser representada por tramas onde, a espessura das linhas possa transmitir o grau de resistência de cada uma. As linhas cheias indicam maior resistência e as linhas menos espessas, menor resistência frente aos processos erosivos. Optou-se, desta forma, em não seguir a orientação proposta pelo autor devido à representação das superfícies de erosão e estruturais já estarem representadas por tramas.

- *O agrupamento das formas e a sistematização da legenda*

A dificuldade encontrada no mapeamento geomorfológico é um aspecto abordado por diversos autores devido à própria complexidade das formas de relevo. Apesar disso, Argento (2001) enfatiza que a organização da legenda deve ser o mais criteriosa possível, no intuito de atender as especificidades do mapeamento, segundo a escala adotada.

O agrupamento das formas de relevo foi realizado segundo a proposta do IBGE (2009), sendo que as feições mapeadas estão associadas aos tipos e a gênese dos modelados, o que indica os processos morfogenéticos que deram origem às formas.





Algumas adaptações foram necessárias como o agrupamento das formas referentes à morfometria do relevo (conforme as propostas de Verstappen e Zuidam, 1975 e Tricart, 1965), além da modificação de algumas nomenclaturas, bem como a inserção de outras simbologias para as feições não contempladas nas propostas analisadas ou não adequadas para este mapeamento.

Desta maneira, a legenda (figura 15) está organizada em Modelado de Dissecação, Modelado Estrutural, Modelado de Aplainamento e a Morfometria do Relevo. Cada modelado engloba um conjunto de formas e, portanto, abrange um conjunto de simbologias que as representam.

Figura 15 – Quadro demonstrativo da estruturação da legenda do mapa geomorfológico com a representação dos tipos de modelado, das formas associadas e respectivas fontes.

Tipos de Modelado e Formas Associadas	Simbologia	Fonte
1. Modelado de Dissecação		Conforme IBGE (2009)
1.1 Fundo de Vale		
Vale em V		Verstappen e Zuidam (1975)
Vale de fundo plano		Verstappen e Zuidam (1975)
1.2 Ressalto		IBGE (2009)
1.3 Topo levemente convexo		O autor
2. Modelado Estrutural		Conforme IBGE (2009)
2.1 Borda de estrutura elevada		Brasil (1983)
2.2 Superfície estrutural		Sartori e Muller Filho (1999)
3. Modelado de Aplainamento		Conforme IBGE (2009)
3.1 Superfície de erosão		
Superior		Adaptada de Tricart (1965)
Intermediária		Adaptada de Tricart (1965)
Inferior		Adaptada de Tricart (1965)
3.2 Caimento em pedimento		
Conservado		Al-Juaidi et al (2003)
Dissecado		Al-Juaidi et al (2003)
3.3 Inselbergue		IBGE (2009)
4. Morfometria do Relevo		Conforme Verstappen e Zuidam (1975)

(Continua)

4.1 Linha de cumeada		
Abrupta		Verstappen e Zuidam (1975)
Suave		Verstappen e Zuidam (1975)
4.2 Direção geral do relevo		IBGE (2009)
4.3 Curva de nível		Convenção cartográfica

4.4 A Definição dos Níveis de Pedimentos

A definição dos níveis de aplainamento foi realizada com base na metodologia empregada por Lage (1986). A autora definiu os níveis de pedimento na Bacia do Rio Vaza Barris através da fotointerpretação de pares estereoscópicos de fotografias aéreas monocromáticas onde, a delimitação de cada nível foi realizada a partir das rupturas topográficas do relevo. A construção de perfis topográficos somados as etapas de observação em campo também contribuíram para a delimitação dos níveis dos pedimentos.

4.5 Compartimentação Geomorfológica do Relevo

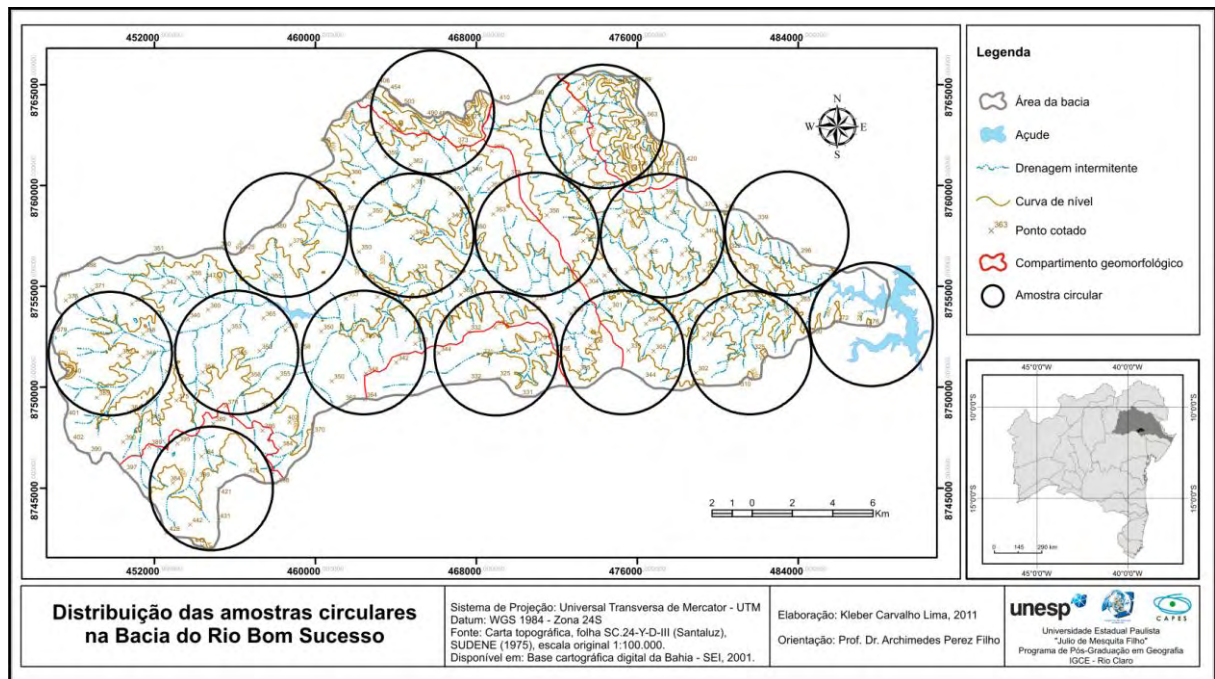
Sobre a imagem sombreada do relevo, foram individualizadas as manchas de textura semelhantes e sobrepostas as curvas de nível e a rede de drenagem. Posteriormente foram aplicados os índices de dissecação do relevo apresentados no RADAM Brasil (BRASIL, 1981) com as devidas adaptações.

Considera-se que o índice de dissecação do relevo é um dos parâmetros morfométricos mais antigos utilizado na quantificação do grau de trabalho fluvial sobre a superfície terrestre (CUNHA, 2001). Diz-se que, quanto mais dissecado o relevo, maior é a atividade fluvial no local. Para este índice ser obtido, é necessário o levantamento de dois parâmetros que são a distância entre os rios (dimensão interfluvial) e o desnível altimétrico entre as áreas de topo e os fundos de vale (aprofundamento da drenagem). Esses cálculos podem ser realizados diretamente sobre as cartas topográficas ou ainda, a partir de imagens orbitais.

Após a delimitação preliminar dos compartimentos geomorfológicos sobre a imagem sombreada, a dimensão interfluvial e o grau de aprofundamento da drenagem foram medidos dentro de amostras circulares distribuídas homogeneamente pela área da bacia (figura 16), sendo que, cada amostra

apresentou área de 30 km², conforme orientações do IBGE (2009). Os dados foram confrontados com os limites pré-estabelecidos levando à ratificação, em alguns casos, de tais compartimentos. Em outros casos, os valores da dissecação levaram à correção (união ou desmembramento) dos limites estabelecidos anteriormente, chegando-se à delimitação final dos compartimentos geomorfológicos.

Figura 16 – Mapa com a distribuição das amostras circulares na área da bacia.



4.6 Morfometria da Rede de Drenagem

A análise morfométrica da rede de drenagem foi feita a partir dos métodos propostos por Strahler e Horton, descritos por Christofolletti (1980), bem como a análise do padrão de drenagem. Foram selecionados os índices considerados como os mais relevantes para o estudo de bacias semiáridas e que complementassem os valores das classes de dissecação do relevo. Cabe ressaltar que os índices foram aplicados ao contexto geral da bacia, assim como nos compartimentos geomorfológicos. Os índices utilizados foram:

- Gradiente do canal principal (G_{cp}): é diferença de altitude entre o ponto de origem e o término do canal fluvial. Indica a declividade do canal, além de demonstrar o potencial de mobilização de sedimentos na bacia.

Expresso pela equação:

$$G_{cp} = \frac{Alt. máx.}{L_p}$$

Onde,

G_{cp} = gradiente do canal principal (%);

Alt. máx. = altitude máxima (m);

L_p = comprimento do canal principal (km).

- Extensão do percurso superficial (E_{ps}): é a medida estimada do caminho percorrido pelas águas pluviais, levando-se em conta uma linha reta em direção ao trecho de canal de drenagem mais próximo. Este índice serve para analisar a maior ou menor dimensão interfluvial entre os canais de drenagem. Quanto menor o valor, maior será o potencial morfogenético, uma vez que a distância para mobilizar os materiais superficiais das vertentes será menor.

Expressa pela equação:

$$E_{ps} = \frac{1}{(2 * Dd)} * 1.000$$

Onde,

E_{ps} = extensão média do percurso superficial (m);

Dd = densidade de drenagem (km/km²);

1.000 = fator de conversão.

- Densidade de rios (D_r): é a relação entre o número de rios e a área da bacia hidrográfica. A densidade de rios é um índice importante, pois representa a capacidade que a bacia tem de gerar novos canais.

Expressa da seguinte forma:

$$D_r = \frac{N}{A}$$

Onde,

D_r = densidade de rios (km/km²);

N = número total de rios ou cursos de água (km);

A = área da bacia considerada (km²).

- Densidade de drenagem (D_d): este índice representa o grau de dissecação topográfica de uma bacia hidrográfica ao relacionar o comprimento total dos rios com a área da bacia. Christofolletti (1980) observa que devem ser levados em consideração tanto os rios perenes quanto os rios intermitentes. Quando o valor da densidade de drenagem é pequeno, a quantidade de rios também é pequena, estabelecendo relação com litologia e solos mais permeáveis que, por sua vez, favorecem o predomínio da infiltração sobre o escoamento. Em condições de impermeabilidade das rochas e solos, predomina o escoamento superficial sobre a infiltração. Logo, os valores da densidade de drenagem serão elevados.

Este parâmetro é expresso da seguinte forma:

$$D_d = \frac{L_t}{A}$$

Onde,

D_d = densidade de drenagem (km/km²);

L_t = comprimento total dos rios (km);

A = área da bacia (km²).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 A Rede de Drenagem

A rede de drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso apresenta um padrão de drenagem dendrítico e dendrítico-retangular e abrange uma área total de 468 km². O canal principal possui extensão total de 68,5 km, se inicia em altitudes acima de 400 metros, na porção sul da bacia, e segue na direção S-N por 11 km até a confluência do riacho Mulungu. Após esse trecho, o canal segue no sentido O-L por 57,5 km até à sua foz no Açude Araci, em altitude aproximada de 260 metros.

O seu perfil longitudinal apresenta desnível de 120 metros e nos primeiros 14 km o canal é estreito, com margens pouco definidas até o Açude Tapera. A partir do açude, as margens se tornam mais definidas em alguns trechos e, em outros, são pouco definidas. Em alguns trechos o canal forma sinuosidades e, em outros trechos, o canal aproveita o sistema de fraturas para entalhar o seu talvegue, favorecendo o aspecto mais retilíneo do canal e a formação de “cotovelos” com ângulos de até 90°. Essas características demonstram o controle estrutural exercido sobre o canal principal na sua quase totalidade. As sinuosidades, por sua vez, estão associadas aos depósitos aluviais formados pelas cheias episódicas.

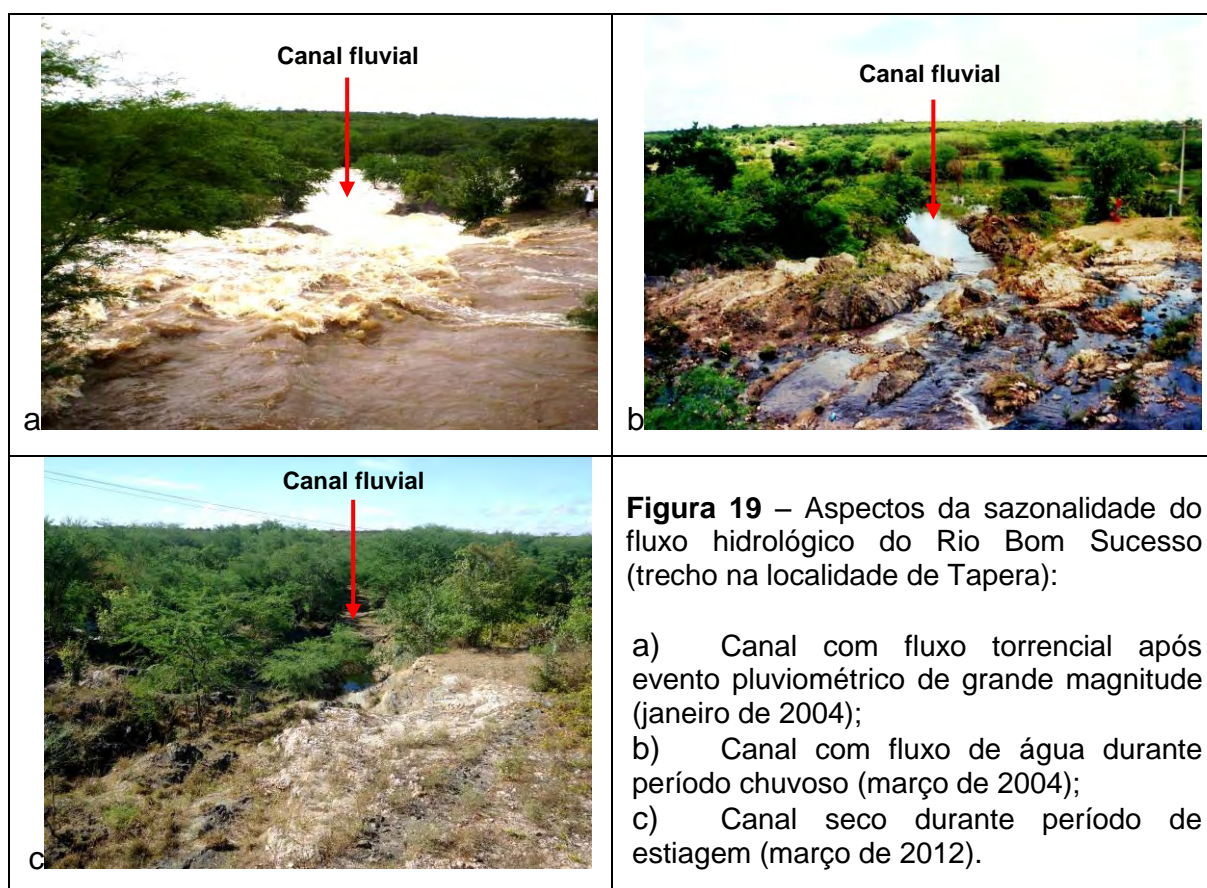
Após percorrer 52,5 km em direção à jusante, ocorre o estrangulamento do canal no trecho em que esse atravessa a faixa de rochas metabasálticas do Greenstone Belt do Itapicuru. Daí em diante, o Rio Bom Sucesso percorre 16 km em direção à sua foz de forma sinuosa e anastomosada.

O escoamento fluvial do Rio Bom Sucesso está associado à condição natural de intermitência do regime hídrico da bacia (figuras 17 e 18), sendo que, o transporte de sedimentos fica na dependência do fluxo de água gerado após as chuvas. Na figura 19a visualiza-se um trecho do Rio Bom Sucesso com fluxo torrencial imediatamente após evento pluviométrico de grande magnitude no ano de 2004. A figura 19b ilustra o mesmo trecho do Rio Bom Sucesso um mês depois do evento do ano de 2004, e o mesmo trecho do rio em período de estiagem no ano de 2012 (figura 19c).

Figuras 17 e 18 – Rio Bom Sucesso com fluxo de água durante período úmido e com o canal seco durante período de estiagem, respectivamente.



Fonte: Trabalhos de campo realizados em fevereiro de 2011 e em março de 2012, respectivamente.



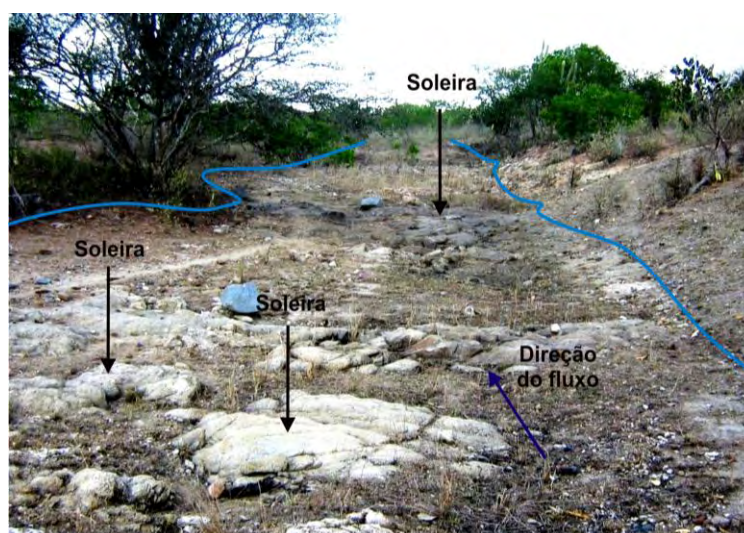
Fonte: Alan Ribeiro (a); Arquivo pessoal do autor (b); Trabalho de campo realizado em março de 2012 (c).

Os principais afluentes do Rio Bom Sucesso são o Riacho da Várzea (14 km de extensão), o Riacho da Cruz (13 km de extensão), o Riacho das Onças (11 km de extensão), o Riacho Mulungu (7 km extensão) e o Riacho Tamburi (13 km de

extensão). Destes, apenas os riachos da Várzea e da Cruz possuem regime intermitente, sendo que, os demais afluentes possuem regime efêmero.

Quanto à geometria dos canais, as observações em campo permitem afirmar que são canais rasos com fraco entalhamento do talvegue e profundidade em torno de 0,80 metros. Por outro lado, a largura dos canais é mais acentuada, em detrimento à profundidade, com medidas em torno de 1 metro. Isso indica que a erosão lateral predomina sobre a vertical, uma vez que, além do fluxo hídrico ser pouco eficaz para entalhar o talvegue, o embasamento litológico é constituído por rochas com alto grau de resistência, que compõem as soleiras expostas nos fundos dos canais (figura 20).

Figura 20 – Canal de drenagem efêmera com exposição do embasamento litológico (soleiras) no fundo da calha.



Fonte: Trabalho de campo realizado em fevereiro de 2011.

A carga sedimentar depositada no fundo dos canais de drenagem é diversificada e está associada às características do substrato litológico e do fluxo fluvial que, por sua vez, está associado ao regime de intermitência. Esta também indica a capacidade de transporte e deposição dos rios e riachos. A partir das observações em campo, os canais amostrados foram classificados segundo a textura do material depositado na sua calha, conforme adaptações baseadas em Montgomery e Buffington (1993). Desta forma, foram identificados os canais de textura pedregosa (stony), arenosa (sandy), de textura argilosa (clayey), além dos canais em grama (in Grass).

Os canais de textura pedregosa ocorrem no alto curso da bacia, nos terrenos de baixa declividade, e são aqueles em que há o predomínio dos sedimentos de maior calibre na sua calha, depositados pelos fluxos torrenciais. Observou-se que alguns desses canais possuem carga grosseira depositada em meio a exposições de rochas brutas do embasamento e estão associados a canais de pequena extensão. No trabalho fluvial, o fluxo efêmero possui capacidade para transportar o material grosseiro por curtas distâncias e potencial quase nulo para entalhar o seu talvegue, contribuindo apenas, e de forma incipiente, na definição do seu leito (figura 21).

Os canais de textura arenosa ocorrem predominantemente no alto e médio curso da bacia do Rio Bom Sucesso, nos terrenos planos e nos terrenos suavemente inclinados próximos aos inselbergues; e são os que ocorrem em maior quantidade na área (figura 22). A carga arenosa depositada indica a baixa competência do escoamento fluvial no transporte de sedimentos, pois, à medida que o fluxo perde energia, este vai depositando o material ao longo do canal. Além disso, maior parte dos canais de textura arenosa ocorre nas áreas de Planossolos com cobertura vegetal rarefeita.

Os canais de textura argilosa ocorrem com maior frequência no baixo curso da bacia, associados aos fluxos oriundos da Serra da Matina, à foz de alguns afluentes do Rio Bom Sucesso que possuem maior extensão, e ao próprio Rio Bom Sucesso (figura 23). São canais em que a competência no transporte dos sedimentos é menor, favorecendo a deposição de argilas, que por sua vez, são transportadas em suspensão, e conseguem alcançar distâncias maiores. As propriedades do material argiloso favorecem a manutenção de água na calha do canal nos períodos secos, se comparados às demais texturas. A textura argilosa também está associada aos trechos em que o canal é mais profundo (figura 24) e aos canais mais sinuosos.

Os canais em grama, por sua vez, ocorrem predominantemente nos alto e médio curso da bacia e possuem importância para a análise dos processos de erosão fluvial. Estes são canais efêmeros pouco definidos, onde o fluxo hídrico é dificultado pela presença de uma vegetação rasteira na sua calha (figura 25), que por sua vez é mantida pela umidade ali acumulada. Notou-se que este tipo de canal ocorre em áreas muito planas, aonde o escoamento chega a pequenas áreas rebaixadas do terreno, sendo que o transporte de sedimentos é bastante ineficaz.

Apesar disso, estes canais drenam as águas do escoamento o suficiente para formar um fluxo linear, mesmo que incipiente. Supõe-se que estes podem se tratar de canais que se encontram na fase inicial do trabalho de erosão fluvial.

Figuras 21 e 22 – Canal com textura rochosa (stony) e canal com textura arenosa (sandy), respectivamente.



Fonte: Trabalho de campo realizado em fevereiro de 2011.

Figuras 23 e 24 – Trecho do Rio Bom Sucesso no baixo curso com textura argilosa (clayey) e canal raso; e trecho do Riacho dos Cágados com maior profundidade do canal e textura argilosa, respectivamente.



Fonte: Trabalhos de campo realizados em fevereiro de 2011 e em março de 2012, respectivamente.

Figura 25 – Canal em grama (in Grass) com recobrimento da calha por vegetação rasteira.



Fonte: Trabalho de campo realizado em fevereiro de 2011.

Apesar de o fluxo fluvial estar associado às características de intermitência e efemeridade dos canais de drenagem, o trabalho dos rios e riachos consegue dar origem a formas de gênese fluvial, mesmo que pouco significantes, se comparadas às formas de relevo elaboradas por aplainamento, predominantes na bacia. Essas formas estão associadas principalmente aos processos deposicionais e são os depósitos aluviais (maior parte colonizados por vegetação rasteira), pequenos terraços fluviais associados aos canais intermitentes (figuras 26, 27 e 28) e os plainos aluviais associados aos canais efêmeros. Nos plainos, os canais não possuem margens definidas e a cada evento pluviométrico de maior significância, o fluxo fluvial meandra sobre os sedimentos aí depositados (figura 29).

Figuras 26 e 27 – Formas de origem fluvial às margens do Rio Bom Sucesso.



Fonte: Trabalho de campo realizado em fevereiro de 2011.

Figura 28 – Trecho do Rio Bom Sucesso onde ocorrem depósitos aluviais e terraços fluviais.

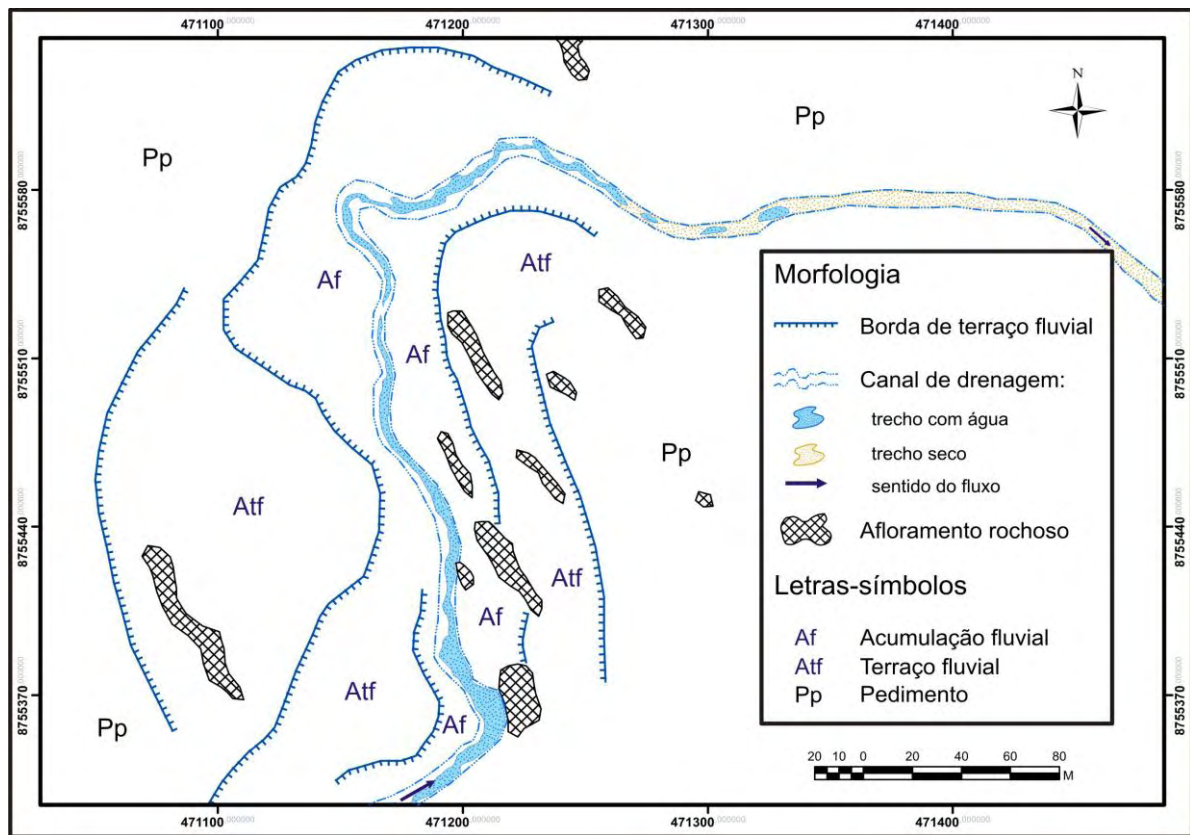
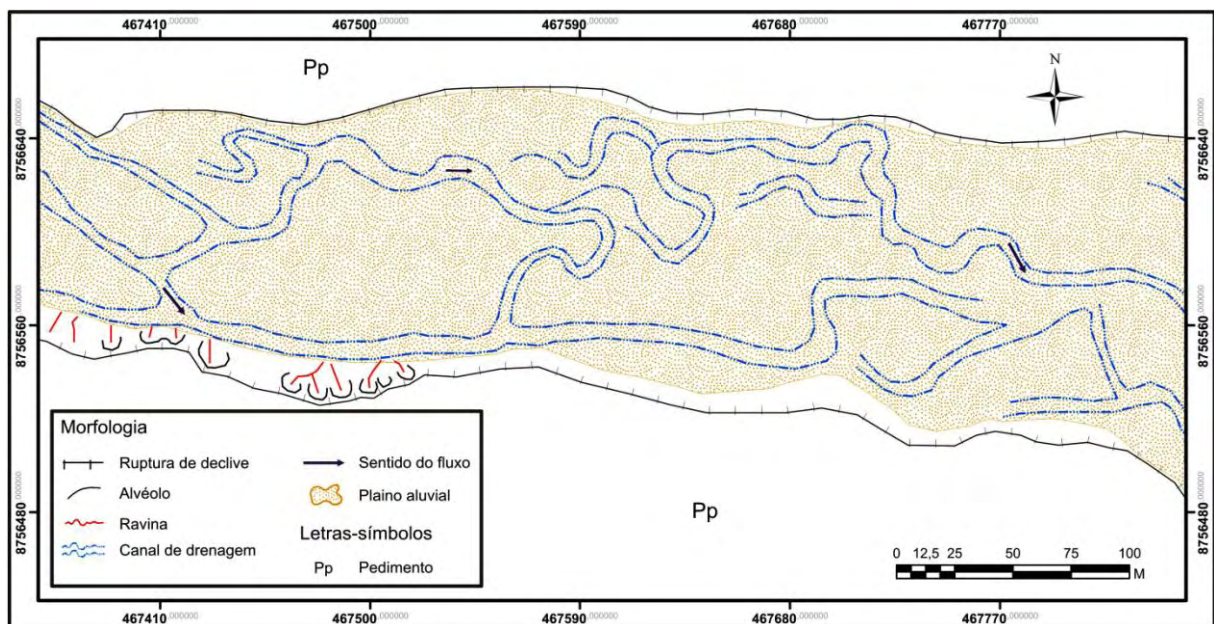


Figura 29 – Trecho do Riacho da Cruz com a formação de planos aluviais.



5.1.1 Análise Morfométrica da Rede de Drenagem

A análise morfométrica da rede de drenagem é considerada como um dos mais importantes aspectos a serem avaliados no estudo das dinâmicas ocorrentes nas bacias hidrográficas, principalmente por fornecer subsídios ao entendimento do comportamento dos rios que, por sua vez, estão relacionados, de forma sistêmica, às características e dinâmicas dos demais elementos que compõem o sistema bacia hidrográfica.

Os resultados obtidos demonstraram se tratar de uma bacia com área de 468 km² e perímetro de 119, 94 km, drenada por 269 canais que possuem comprimento total de 433 km, sendo que a rede de drenagem possui hierarquia de quinta ordem (tabela 3).

Os canais de primeira ordem são os que ocorrem em maior quantidade (198 canais), assim como os que apresentam as maiores extensões no total (262 km). De acordo com Christofolletti (1980), os canais de primeira ordem iniciam em uma nascente definida e se estendem até a primeira confluência. Estes estão, comumente, situados nas áreas mais elevadas das bacias hidrográficas, pois, a declividade do terreno favorece o afloramento do freático somado a atuação gravitacional. Segundo o autor (op cit), as condições litológicas e pedológicas também são fatores de extrema importância para a formação dos canais de primeira ordem, além das condições pluviométricas da bacia.

Na Bacia do Rio Bom Sucesso, os canais de primeira ordem distribuem-se espacialmente nas áreas de baixa declividade do terreno associadas aos Planossolos, por se tratar das declividades predominantes na área. As condições litológicas de baixa permeabilidade, somadas à infiltração deficiente dos Planossolos favorecem a formação de canais de primeira ordem, porém, a declividade do terreno é um fator importante a ser considerado, uma vez que este favorece a manutenção de um fluxo hídrico linear, desde a sua nascente, que permita a incisão do canal fluvial. Neste caso, considera-se que os canais de primeira ordem da bacia que ocorrem nas áreas planas são aqueles em que o escoamento superficial se concentra nas áreas rebaixadas do terreno (ainda que sejam rebaixamentos incipientes) a ponto de iniciar o processo de formação de canais de drenagem, uma vez que este escoamento convergirá a estes pontos do terreno, todas as vezes que ocorrerem precipitações.

Tabela 3 – Hierarquia fluvial da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso com respectivo número e comprimento de canais para cada ordem.

Ordem	Número de canais	Comprimento dos canais (km)
1 ^a	198	262
2 ^a	54	77
3 ^a	13	39
4 ^a	3	28
5 ^a	1	27
Total	269	433

O gradiente do canal principal apresentou valor de 8,28% de declividade entre o ponto de origem e o ponto final do seu comprimento. Este valor indica que o Rio Bom Sucesso percorre uma superfície com baixa declividade do terreno, ratificando o aplainamento do relevo. Além disso, indica que o canal principal da bacia possui um baixo potencial de mobilização de sedimentos, uma vez que o próprio regime do canal não favorece a manutenção de um fluxo suficiente para que haja o transporte de forma mais eficiente.

A densidade de rios, ou densidade hidrográfica, apresentou valor de 0,57 canais/km², ou seja, na bacia em estudo existe uma frequência de 0,57 canais de drenagem para cada km² de área, o que significa uma baixa quantidade de canais existentes (269 canais em uma área total de 468 km²). Apesar das condições litológicas e pedológicas favorecerem a formação de uma quantidade maior de rios/riachos através da baixa permeabilidade das rochas e do regolito, o índice pluviométrico não favorece a alimentação dos canais, dificultando o surgimento de novos canais (baixa capacidade da bacia para gerar novos canais).

A densidade de drenagem se constitui como o mais importante índice a ser considerado na análise quantitativa da bacia hidrográfica do Rio Bom Sucesso, pois, representa o grau de dissecação do relevo e funciona como índice demonstrativo do trabalho fluvial de erosão da superfície. Neste caso, a densidade de drenagem apresentou valor de 0,92 km/km², isto é, para km² de área da bacia existe um comprimento ou extensão média de 0,92 km de canal de drenagem (433 km de canais drenando a área total de 468 km² da bacia).

Christofolletti (1969) apresenta os valores de referência para a interpretação e a classificação da densidade de drenagem (tabela 4). Segundo esta classificação, a Bacia do Rio Bom Sucesso apresenta densidade de drenagem baixa, o que

contradiz as características litológicas e pedológicas, uma vez que, os baixos valores da densidade de drenagem estão associados a substrato e solos permeáveis. Christofolletti (1980) afirma que, quando a densidade de drenagem é elevada, a infiltração é baixa, por causa da impermeabilidade das rochas e dos solos, o que favorece a maior densidade de drenagem.

Sendo assim, afirma-se que o valor encontrado para a densidade de drenagem (0,92 km/km²), assim como o valor da densidade de rios (0,57 canais/km²) estão associados, sobretudo, às características da semiaridez climática, embora as condições litológicas e pedológicas exerçam um papel primordial na frequência e na extensão dos canais fluviais. Afirma-se também que, o baixo valor da densidade de drenagem indica que o grau de dissecação geral do relevo da BHBS é baixo.

Tabela 4 – Classificação para interpretação de valores de densidade de drenagem segundo Christofolletti.

Classe de valores (km/km ²)	Classe de densidade de drenagem
< 7,5	Baixa
Entre 7,5 e 10,0	Média
> 10,0	Alta

Fonte: Christofolletti (1969).

A extensão do percurso superficial apresentou o valor de 460 m, o que significa dizer que, a distância média percorrida pelo escoamento superficial, dos interflúvios até o canal de drenagem mais próximo, é de 460 metros. Este valor, juntamente com os demais valores morfométricos, e as demais características da bacia até aqui apontadas, demonstram o caráter aplainado do relevo, com baixa quantidade de canais de drenagem, portanto, pouco dissecada, onde as condições do clima são determinantes na elaboração da paisagem. Os resultados dos parâmetros morfométricos da rede de drenagem são apresentados na tabela 5.

Tabela 5 – Resultados obtidos por meio dos parâmetros morfométricos da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso.

Análise linear	Valor encontrado
Gradiente do canal principal (<i>Gcp</i>)	8, 28 %
Extensão do percurso superficial (<i>Eps</i>)	460 m
Análise areal	
Área da bacia (<i>A</i>)	468 km ²
Perímetro da bacia (<i>P</i>)	119,94 km
Densidade de rios (<i>Dr</i>)	0,57 canais/km ²
Densidade de drenagem (<i>Dd</i>)	0,92 km/km ²

A atuação da rede de drenagem no processo de evolução geomorfológica da Bacia do Rio Bom Sucesso é pequena, se levarmos em conta as características dos canais e os resultados obtidos com os parâmetros morfométricos. No entanto, os diferentes padrões da rede de drenagem favorecem a dissecação do relevo em diferentes níveis, permitindo a elaboração de compartimentos geomorfológicos.

Os compartimentos foram identificados por meio da análise das manchas de textura da imagem sombreada do relevo e da aplicação dos índices de dissecação do relevo. Desta forma, foram individualizados seis compartimentos geomorfológicos que apresentaram, em geral, baixos índices de dissecação (tabelas 6 e 7).

As variáveis morfométricas consideradas na análise da bacia também foram aplicadas no contexto dos compartimentos geomorfológicos (tabela 8), no intuito de verificar o comportamento dos canais de drenagem nos diferentes setores e estabelecer suas relações com a dissecação do relevo. Isso porque o trabalho erosivo dos canais varia de acordo com as características pluviométricas, litológicas e estruturais, de declividade do terreno, dentre outras.

A densidade de drenagem foi destacada por se considerar como o parâmetro morfométrico que melhor representa a dissecação do relevo, pois, por meio dela, identifica-se o potencial do escoamento superficial na bacia e em seus diferentes compartimentos, o que conduz à maior ou menor intensidade dos processos erosivos na esculturação de canais (BELTRAME, 1994). No intuito de classificar os valores da densidade de drenagem dos compartimentos

geomorfológicos, adaptaram-se os valores de referência (tabela 9) utilizados por Beltrame (1994), com base nos valores obtidos.

Tabela 6 – Ordem de grandeza das formas de dissecação do relevo considerando a relação aprofundamento da drenagem e dimensão interfluvial da BHBS.

Grau de Aprofundamento (metros)	Dimensão Interfluvial (metros)				
	Muito grande (1) >1.000	Grande (2) 1.000 - 800	Média (3) 800 - 600	Pequena (4) 600 - 400	Muito pequena (5) <400
Muito fraco (1) <60	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5
Fraco (2) 60 – 100	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5
Médio (3) 100 – 140	3.1	3.2	3.3	3.4	3.5
Forte (4) 140 – 180	4.1	4.2	4.3	4.4	4.5
Muito forte (5) >180	5.1	5.2	5.3	5.4	5.5

Fonte: Adaptado de RADAM Brasil (1981).

Tabela 7 - Índice de dissecação dos compartimentos geomorfológicos da Bacia do Rio Bom Sucesso (BA).

Compartimento Geomorfológico	Índice de dissecação
Topos de Valente	12
Superfície de Erosão Riacho das Onças	12
Pediplano de Santaluz	22
Pediplano de Araci	44
Serra Branca	54
Serra da Matina	54

Tabela 8 – Valores dos parâmetros morfométricos utilizados na análise dos compartimentos geomorfológicos da BHBS.

Compartimento geomorfológico	Área (km²)	Perímetro	Extensão dos canais	Densidade de drenagem	Densidade de rios
Topos de Valente	28,05 km ²	29,38	22,3 km	0,79 km/km ²	0,42 km/km ²
S.E. Riacho das Onças	22,99 km ²	25,11	21,8 km	0,94 km/km ²	0,30 km/km ²
Pediaplano de Santaluz	259,23 km ²	94,84	226,7 km	0,87 km/km ²	0,64 km/km ²
Pediaplano de Araci	130,16 km ²	61,29	131,15 km	1,01 km/km ²	0,45 km/km ²
Serra Branca	9,00 km ²	19,00	7,8 km	0,86 km/km ²	0,66 km/km ²
Serra da Matina	18,95 km ²	21,45	23,0 km	1,21 km/km ²	0,94 km/km ²

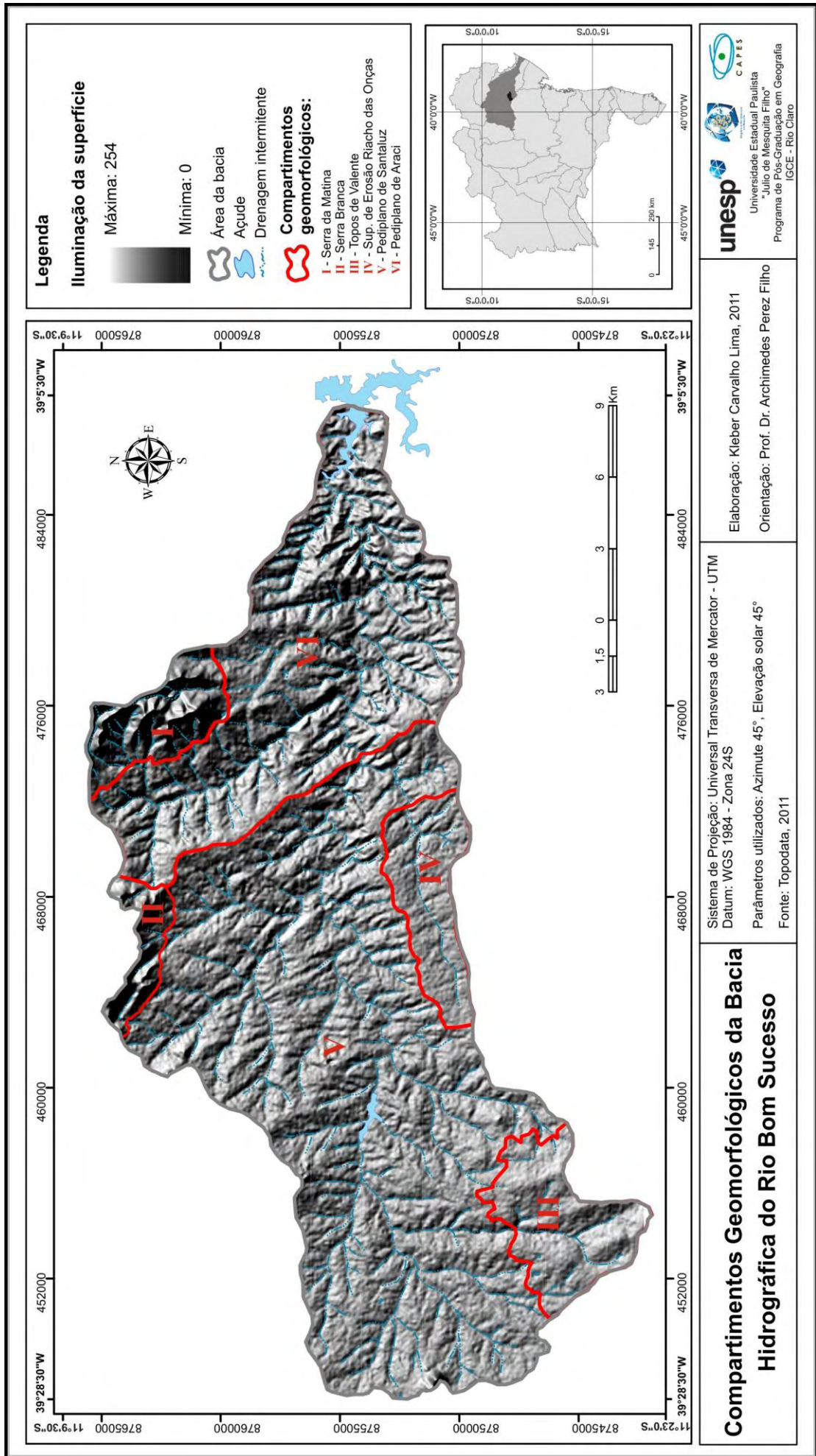
Tabela 9 - Classificação para interpretação de valores de densidade de drenagem dos compartimentos geomorfológicos da BHBS.

Valores da Dd (km/km²)	Qualificação da Dd
<0,80	Baixa
0,80 a 1,0	Mediana
>1,0	Alta

Fonte: Adaptado de Beltrame (1994).

Além da análise da imagem sombreada (figura 30) e dos índices de dissecação, as características litoestruturais, topográficas, as formas de relevo, a declividade do terreno, os tipos de solo e a hipsometria, contribuíram para a delimitação dos seis compartimentos, a saber: Superfície Elevada da Serra Branca, Superfície Elevada da Serra da Matina, Topos de Valente, Superfície de Erosão do Riacho das Onças, Pediplano de Santaluz e o Pediplano de Araci.

Figura 30 – Imagem sombreada do relevo com a sobreposição dos compartimentos Geomorfológicos da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso (Bahia).



5.2 Os Compartimentos Geomorfológicos

5.2.1 Compartimento Geomorfológico Superfície Elevada da Serra da Matina

O compartimento geomorfológico da Serra da Matina está localizado na porção nordeste da bacia com curvas topográficas que variam de 400 a 560 metros (figura 31) e possui área de 18,9 km². Esse possui elevada dissecação do relevo (ID=5.4) devido ao grau de aprofundamento da drenagem muito forte (229 metros) e a dimensão interfluvial pequena (400 metros). Além disso, a densidade de drenagem (Dd= 1,21 km/km²) é considerada alta e também reflete o grau de dissecação à qual o relevo do compartimento está submetido, assim como a densidade de rios também reflete o caráter dissecado deste compartimento (0,94 canais/km²), uma vez que o valor obtido é maior que o conjunto da bacia.

Trata-se de uma elevação residual formada por granito-gnaisses que compõem o domo do Ambrósio. As atividades tectônicas formaram um eixo de antifórme no sentido N-S com caimento E-O, além dos lineamentos estruturais no sentido NO-SE. Os processos de esculturação da superfície modelaram uma extensa linha de cumeada que funciona como o divisor de águas mais elevado da bacia (ponto máximo de 589 metros de altitude).

As vertentes, que possuem declividade entre 12-30% e >30%, apresentam perfil retilíneo e côncavo. As vertentes retilíneas correspondem àquelas em que ocorre o afloramento da rocha (vertentes rochosas) que se estendem do terço superior ao terço médio. As vertentes côncavas estão associadas aos depósitos de detritos no contato com os pedimentos, sendo que a concavidade, muitas vezes, se prolonga do terço inferior ao terço médio da vertente (figura 31).

Os processos pedogenéticos neste compartimento favoreceram a formação de Neossolos Litólicos rasos que recobrem os topos e as vertentes côncavas, além da instalação de uma cobertura vegetal arbustiva que atenua o transporte de detritos para os pedimentos. A evolução da escarpa de falha situada na face oeste da serra favoreceu a formação de facetas triangulares (figura 31) que, atualmente, encontram-se no seu estágio final de maturidade. Predominam, neste compartimento, vales em V que comportam cursos intermitentes e efêmeros de primeira ordem (figura 31).



Figura 31 – Compartimento Geomorfológico Superfície Elevada da Serra da Matina:

a) Aspectos morfológicos da serra e área de contato com o Pediplano de Araci; **b)** Vista parcial da Serra da Matina onde se visualizam facetas triangulares e vertentes com perfil retilíneo; **c)** Trecho da serra demonstrando os vales em V com canais de primeira ordem. Nota-se a pequena dimensão interfluvial e o grau de aprofundamento da drenagem muito forte; **d)** Perfil topográfico C-D de um trecho representativo do compartimento. **Fonte:** Trabalho de campo realizado em março de 2012.

5.2.2 Compartimento Geomorfológico Superfície Elevada da Serra Branca

O compartimento geomorfológico da Serra Branca (figura 32) está localizado na porção norte da bacia (área de 9,0 km²) e corresponde a uma elevação residual formada por rochas intrusivas do Proterozóico Inferior do tipo sienitos, monzogranitos e sinogranitos que possuem maior resistência frente aos processos de erosão, e possui entre 400 e 560 metros de altitude. Trata-se de um compartimento cujas formas de relevo elaboradas constituem-se em linhas de cumeada abruptas, as vertentes, o depósito de tálus e os vales encaixados (figura 32).

A dimensão interfluvial é pequena (500 metros) e o grau de aprofundamento da drenagem é muito forte (202 metros), o que resultou no índice de dissecação 5.4, ou seja, dissecação alta. Os canais de drenagem esculpem vales em V, favorecidos pela declividade acentuada, o que pode ser ratificado pelo grau de aprofundamento da drenagem. A densidade de rios apresentou 0,66 canais/km² e a densidade de drenagem apresentou 0,86 km/km², ou seja, grau de dissecação média.

As vertentes (declividade > 30%) exibem perfil côncavo e perfil retilíneo (figura 32). O perfil retilíneo associa-se à rocha nua que aflora nos terços superior e médio da vertente; o perfil côncavo ocorre no terço inferior e está associado à deposição de detritos transportados da porção superior da vertente pelo escoamento superficial e pela gravidade. Nas vertentes onde ocorrem os processos pedogenéticos, se desenvolvem Neossolos Litólicos rasos com cobertura vegetal degradada por ação antrópica. Em diversas áreas do contato entre o pedimento e as vertentes se desenvolvem depósitos de tálus compostos por material detrítico de granulometria diversificada, além de matações e blocos graníticos que se desprenderam das vertentes por ação da gravidade.

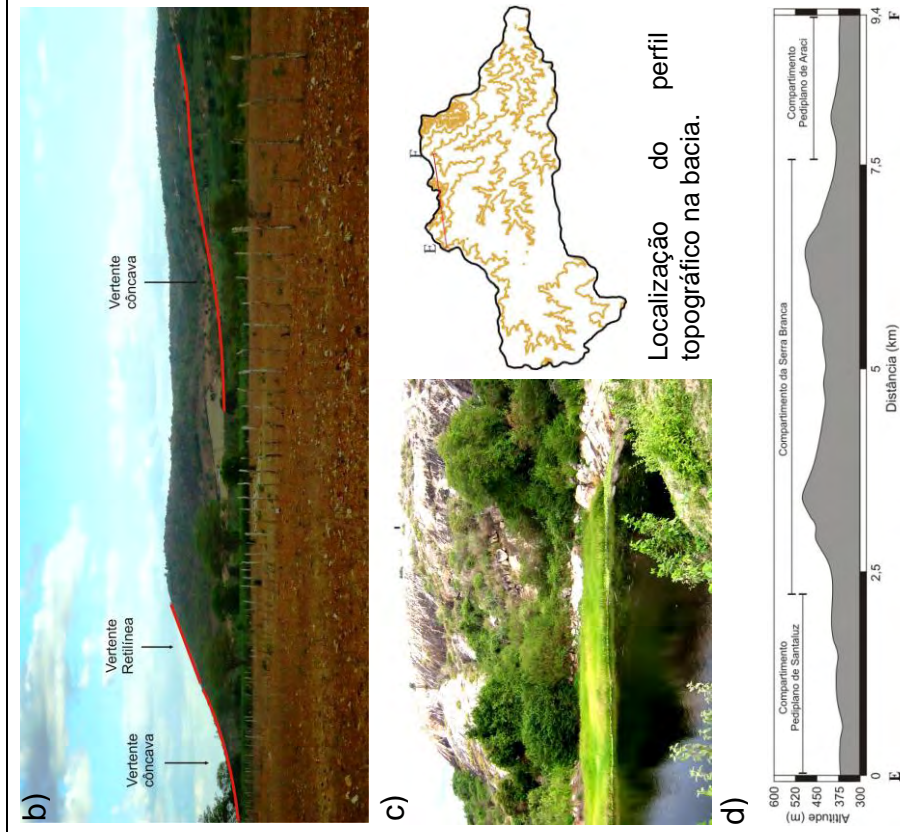
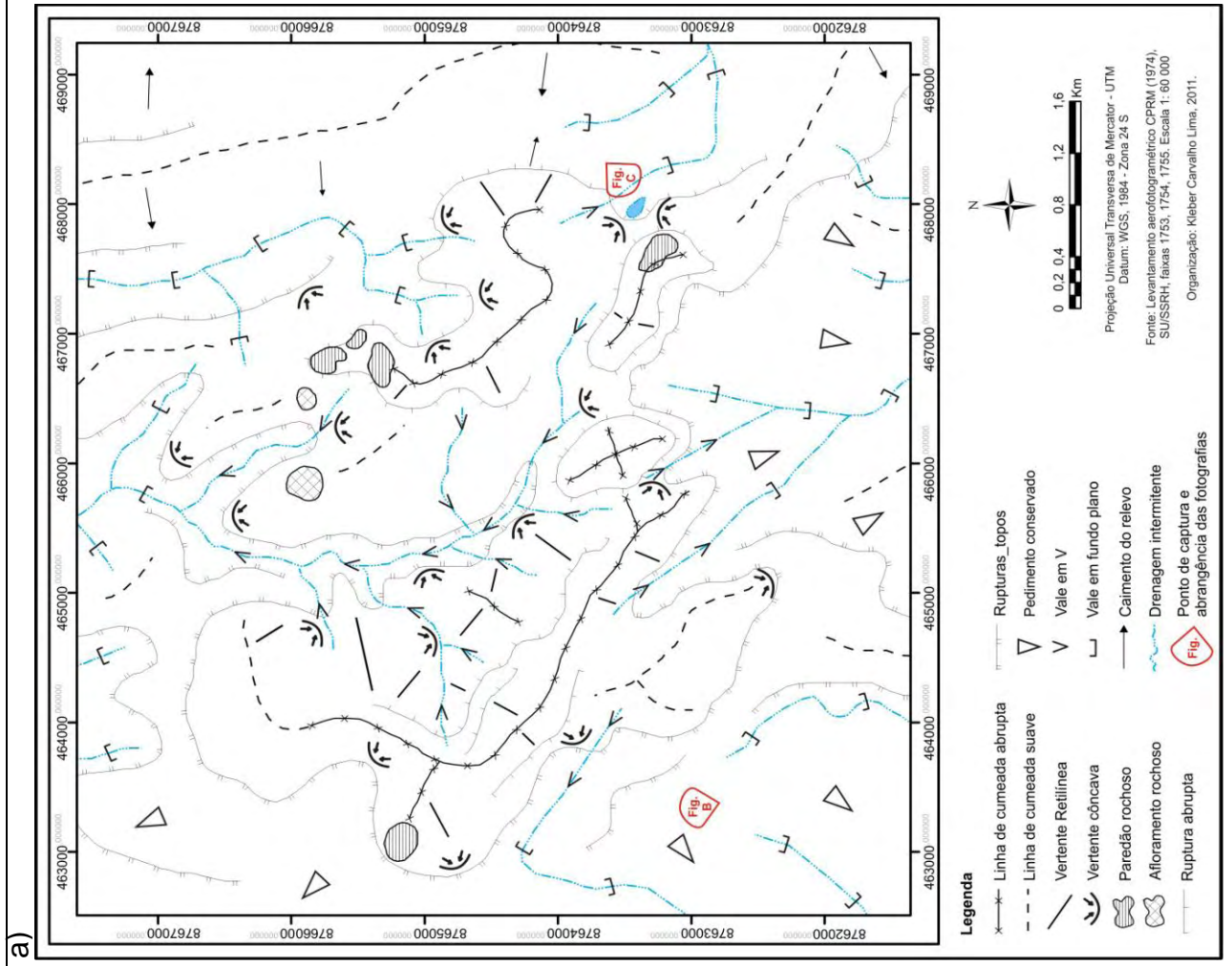


Figura 32 – Compartimento Geomorfológico Superfície Elevada da Serra Branca:

a) Morfologia da Serra Branca e de um trecho do contato com o Pediplano de Santaluz; **b)** Vista parcial da Serra Branca onde se visualizam vertentes retilíneas (terço superior) e vertentes côncavas (terço inferior); **c)** Área com formação de “brejo” na base da Serra Branca; **d)** Perfil topográfico E-F de um trecho representativo do compartimento. **Fonte:** Trabalhos de campo realizados em fevereiro de 2011 e em março de 2012.



Projecção Universal Transversa de Mercator - UTM
 Datum: WGS, 1984 - Zona 24 S
 Fonte: Levantamento aerofotogramétrico CPRM (1974),
 SU/SSRH, faixas 1753, 1754, 1755, Escala 1:60 000
 Organização: Kleber Carvalho Lima, 2011.

5.2.3 Compartimento Geomorfológico Topos de Valente

O compartimento dos topos de Valente está situado na porção sul da bacia (alto curso), possui área de 28,05 km² e variação topográfica de 360 a 460 metros de altitude. A rede de drenagem é constituída de canais efêmeros que seguem o mesmo sentido do caimento do relevo, ou seja, sentido S-N, até encontrarem o Rio Bom Sucesso. Os canais estão associados a vales rasos de fundo plano, na maior parte, onde predomina a erosão lateral em detrimento do entalhamento do talvegue, fato este ratificado pela dimensão interfluvial grande (900 metros) e pelo aprofundamento da drenagem muito fraco (50 metros), o que resultou um baixo índice de dissecação do relevo (1.2). A influência dos solos arenosos é refletida na pequena ocorrência de canais de primeira ordem, na densidade de drenagem de 0,79 km/km² (baixa) e na densidade de rios, que apresentou um dos valores mais baixos (0,42 canais/km²).

Esse compartimento foi elaborado sobre gnaisses e migmatitos a anfibolitos associados do Complexo Santaluz (Arqueano Médio Inferior: >3,0 Ga), e possui fraturamento estrutural no sentido SO-NE. Sobre essas rochas se desenvolveram topos suavemente convexos recobertos por material superficial arenoso, associado aos Neossolos Regolíticos. As vertentes são longas, com perfil côncavo (figura 33) e declividade predominante entre 2 e 5%, sendo que, no terço superior e intermediário exibem afloramentos rochosos em lajedos que se assemelham a degraus.

Observou-se que diversas vertentes possuem perfil convexo, contrapondo com os processos de formação de vertentes no ambiente quente e seco. A cobertura arenosa presente nos topos e em parte das vertentes está associada às pastagens e à retirada de areia para a construção civil (figura 33), o que favorece os processos erosivos que transportam quantidades elevadas de areias para os fundos de vale e contribuem para formação de plainos aluviais.

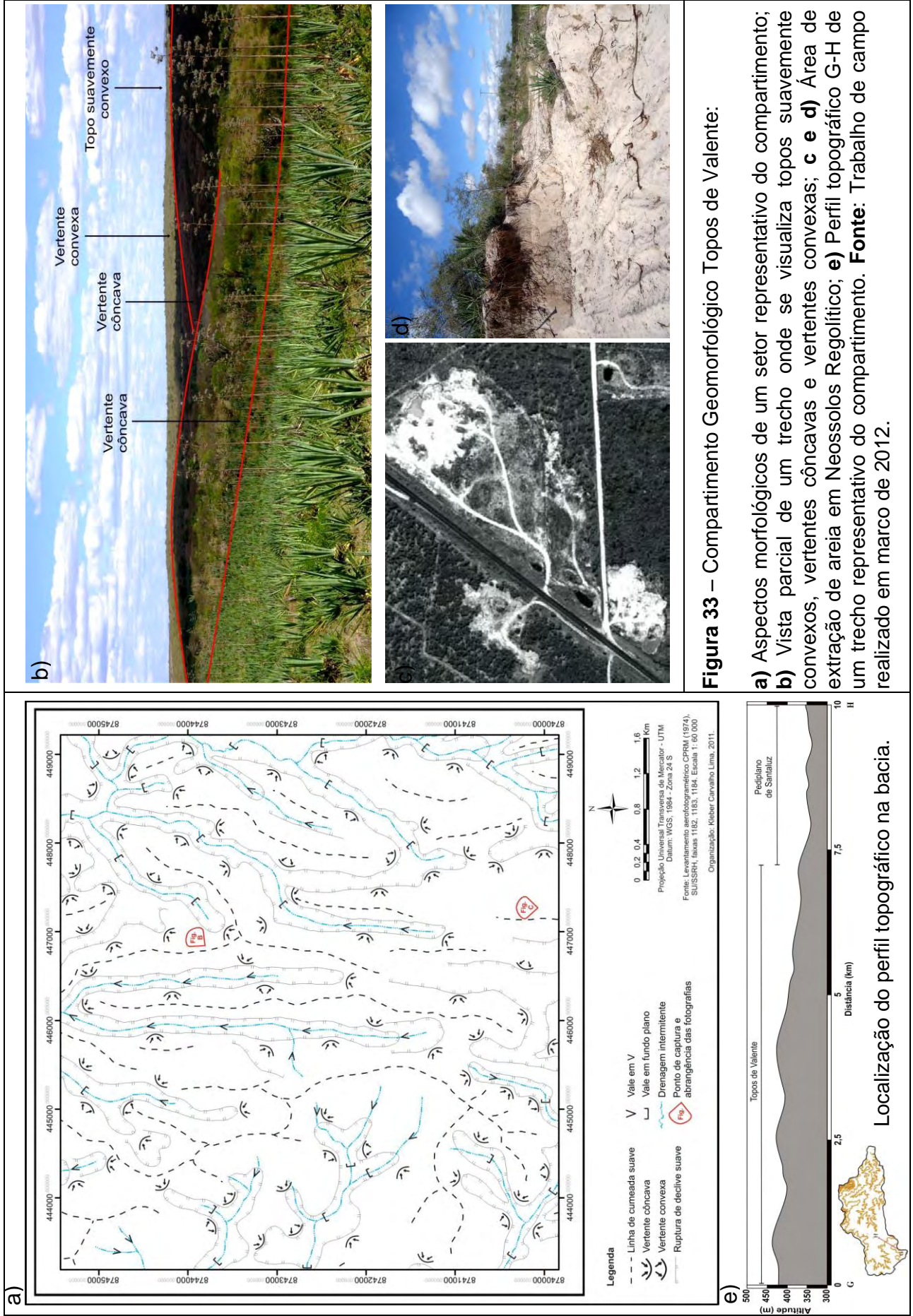


Figura 33 – Compartimento Geomorfológico Topos de Valente:

a) Aspectos morfológicos de um setor representativo do compartimento; **b)** Vista parcial de um trecho onde se visualiza topos suavemente convexos, vertentes côncavas e vertentes convexas; **c e d)** Área de extração de areia em Neossolos Regolíticos; **e)** Perfil topográfico G-H de um trecho representativo do compartimento. **Fonte:** Trabalho de campo realizado em marco de 2012.

5.2.4 Compartimento Geomorfológico Superfície de Erosão do Riacho das Onças

Situado na porção sudeste (área de 22,9 km²), este compartimento se encontra no médio curso da bacia em altitudes em torno dos 300 e 340 metros e é individualizado do Pediplano de Santaluz por meio de uma falha no sentido noroeste que favoreceu o soerguimento desta área. Posteriormente, os processos de aplainamento produziram uma superfície plana (figura 34) com fraca declividade (0 a 2%) que também suavizaram o limite deste compartimento. Apesar disso, alguns canais de primeira ordem se estabeleceram no limite deste compartimento com o Pediplano de Santaluz, o que indica desnível topográfico, mesmo que pequeno, entre os compartimentos.

Esta superfície evoluiu sobre ortognaisses granodioríticos do Complexo Santaluz (Arqueano Médio Inferior: >3,0 Ga) e sobre rochas intrusivas do tipo sienitos e monzogranitos formadas no Proterozóico Inferior (1,8 a 2,6 Ga). As características estruturais apresentam, além da falha que limita o compartimento, lineamentos no sentido SE-NO. As formas resultantes do processo de aplainamento deste compartimento são os pedimentos conservados, os interflúvios planos e os vales rasos (figura 34). Recobrimo as formas de relevo estão os Planossolos com baixa profundidade (cerca de 0,30 metros) onde se desenvolvem as pastagens e a cultura permanente do sisal.

Sobre essa superfície, a rede de drenagem, formada por canais efêmeros, se instalou de forma incipiente esculpindo vales rasos de fundo plano (figura 34). Acredita-se que a topografia plana seja um dos fatores que favoreceu a instalação de poucos canais de drenagem (11 no total). Predominam canais de pequena extensão que formam os tributários do Riacho das Onças que, por sua vez, constitui-se no canal principal do compartimento e corre no sentido transversal ao sistema de falhas, o que indica baixo controle estrutural.

A influência quase nula da drenagem é confirmada pela dimensão interfluvial grande (860 metros) e pelo grau de aprofundamento da drenagem muito fraco (54 metros), o que resultou em um baixo índice de dissecação (1.2). A densidade de rios apresentou o menor valor entre os compartimentos (0,30 km/km²), porém, a densidade de drenagem apresentou valor mediano (0,94 km/km²) pelo fato da área total do compartimento ser pequena.

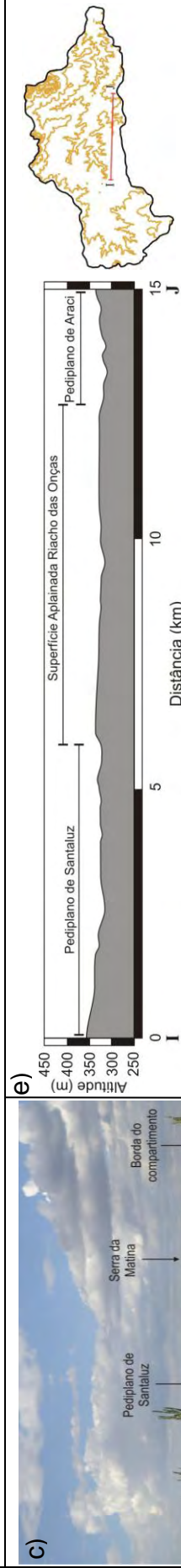
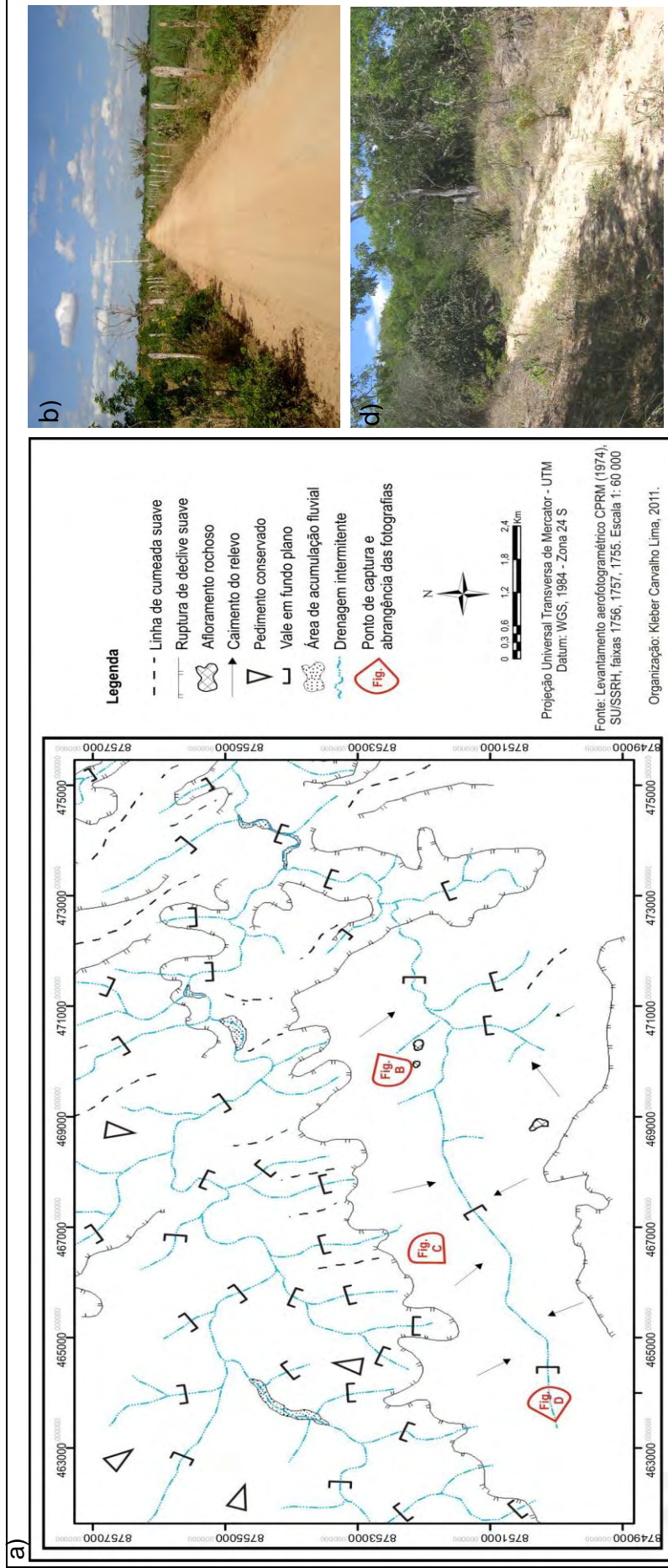


Figura 34 – Compartimento Geomorfológico Superfície Aplainada Riacho das Onças: **a)** Morfologia do compartimento; **b)** Visualização do caráter aplainado do compartimento; **c)** Vista parcial do contato do compartimento com o Pediplano de Santaluz e Serra da Matina em seu talvegue; **d)** Trecho do Riacho das Onças demonstrando o baixo grau de entalhamento do seu talvegue; **e)** Perfil topográfico I-J de um trecho representativo do compartimento. **Fonte:** Trabalho de campo realizado em fevereiro de 2011 e março de 2012.

5.2.5 Compartimento Geomorfológico Pediplano de Santaluz

O Pediplano de Santaluz é o compartimento geomorfológico de maior extensão da bacia (área de 259, 23 km²) e ocupa parte do alto e do médio curso com altitudes variando de 260 a 560 metros. As classes de declividade mais baixas estão associadas aos pedimentos (0 a 12 %) e as classes mais elevadas às vertentes dos inselbergues (> 30 %).

As características geológicas são variadas tanto com relação à litologia, quanto às características estruturais. Ocorrem rochas formadas no Arqueano médio inferior (> 3,0 Ga) do tipo gnaisses bandados, gnaisses a granada e rochas calcissilicáticas; ortognaisses granodioríticos de textura augen; gnaisses e migmatitos a anfibolitos associados; além de rochas intrusivas do tipo sienitos, monzogranitos e sinogranitos formadas no Proterozóico inferior. Trata-se de uma litologia afetada por eventos tectônicos que provocaram a formação de um sistema de falhas na porção oriental do compartimento e fraturas com direção SO-NE. Na porção central os eventos tectônicos formaram um eixo de sinformal com direção SE-NO e caimento nas direções SO e NE.

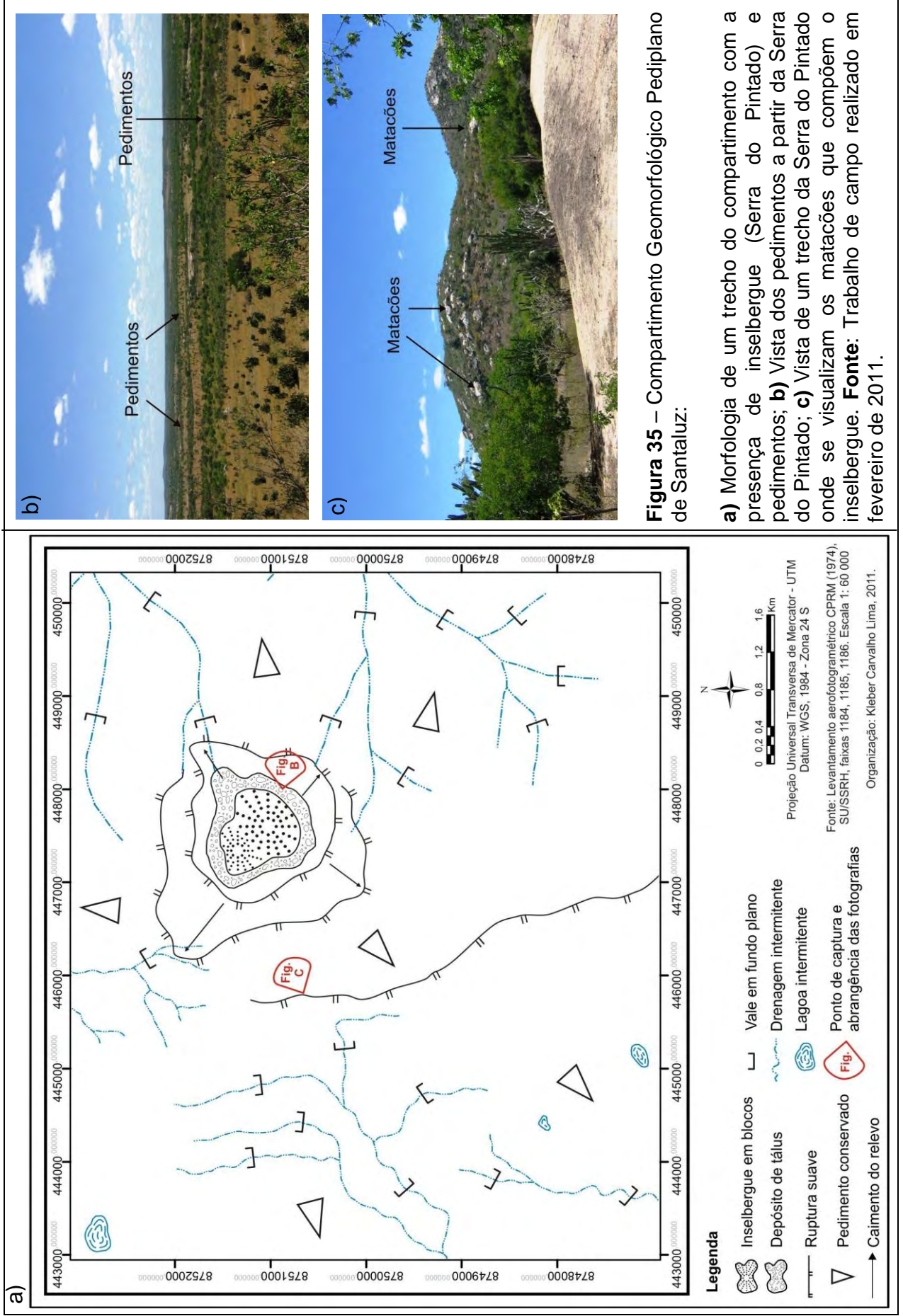
Os processos de esculturação demonstram, neste compartimento, o aplainamento generalizado que truncou as diversas litologias que compõem o embasamento local, com exceção da intrusão granítica situada a oeste do compartimento que modelou o inselbergue regionalmente denominado de Serra do Pintado (figura 35). A regressão paralela das vertentes e a ação do escoamento superficial resultaram na formação de diversos pedimentos que se estendem do sopé das elevações até o Rio Bom Sucesso, e formam o pediplano local (figura 35).

Em meio ao pediplano, ocorrem afloramentos rochosos do tipo tors (figura 36) formados por maciços graníticos modelados por ação da descamação dos blocos em forma de casca de cebola (esfoliação esferoidal). É comum a ocorrência de caos de blocos (figura 36), testemunhando a maior resistência de algumas litologias frente aos processos de aplainamento da superfície.

Observou-se a existência de dois níveis topográficos no pediplano de Santaluz (figura 36). O nível superior com cotas altimétricas entre 340 e 380 metros e o nível inferior com cotas entre 260 e 340 metros. O nível superior é uma superfície conservada, recoberta por material arenoso onde ocorrem os Planossolos e algumas manchas de Neossolos Regolíticos associados às intrusões graníticas. O

nível inferior também é uma superfície conservada recoberta por material areno-argiloso onde se desenvolveram Planossolos.

Sobre os pedimentos se formaram vales fluviais amplos e de fundo plano, onde estão instalados canais de drenagem efêmeros e intermitentes que exibem, em alguns casos, soleiras e carga sedimentar grosseira no fundo da calha (figura 58). Apesar da maior ocorrência de canais de drenagem neste compartimento (> 70), o grau de dissecação do relevo é baixo ($ID= 2.2$) devido à grande dimensão interfluvial (884 metros), o aprofundamento da drenagem fraco (77,4 metros) e baixa densidade de drenagem ($0,76 \text{ km/km}^2$). O controle estrutural sob a drenagem é perceptível em grande parte dos canais por meio dos “cotovelos” que formam ângulos acima de 60° (figura 37) o que indica que os canais aproveitam o sistema de falhas e fraturas para estabelecer o seu leito.



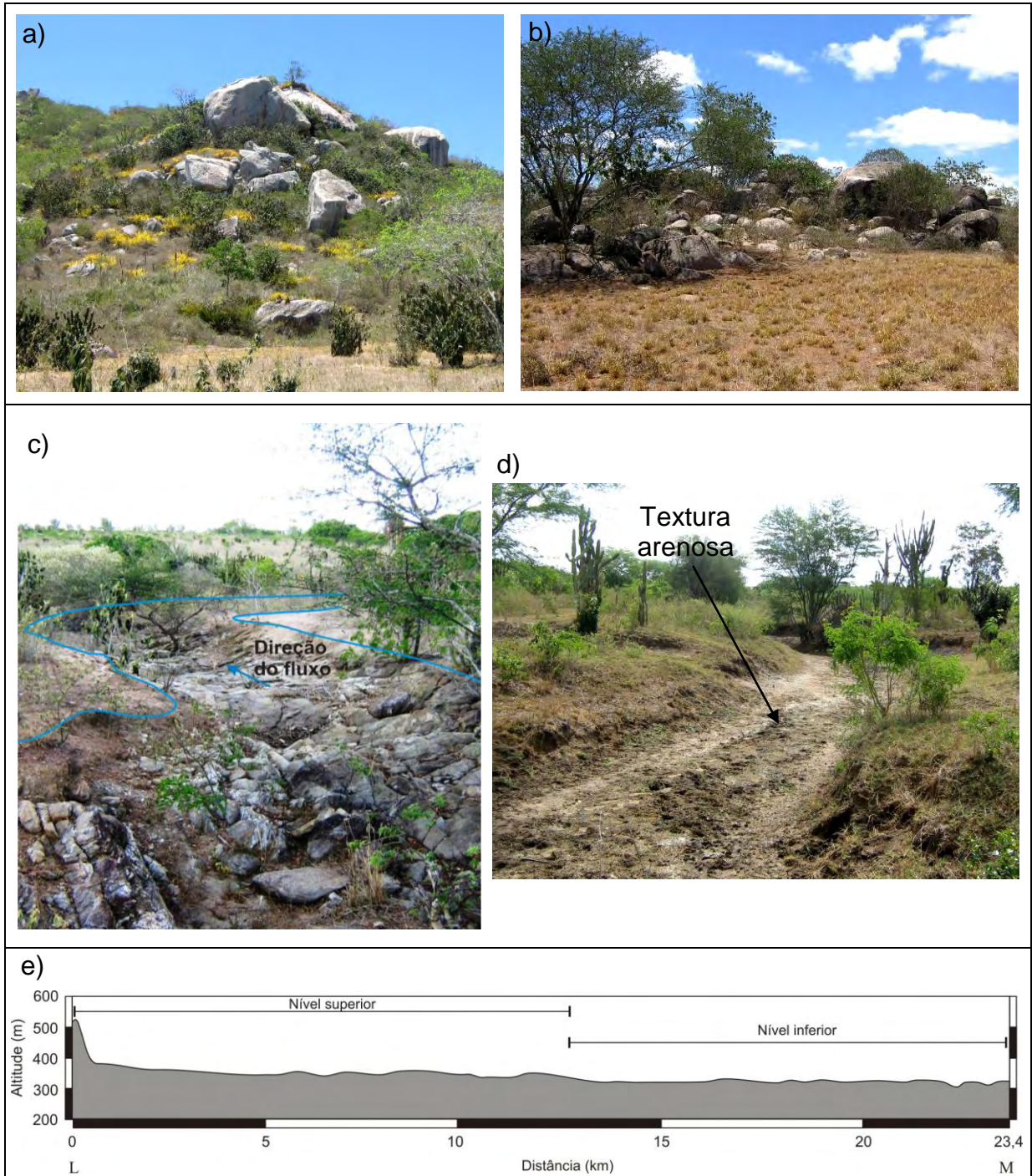


Figura 36 – Formas de relevo e tipos de canais fluviais no Pediplano de Santaluz:

a) Inselbergue em tors; **b)** Caos de blocos; **c)** Canal de drenagem exibindo soleiras na sua calha; **d)** Canal de textura arenosa; **e)** Perfil topográfico L-M de um trecho representativo do compartimento. **Fonte:** Trabalho de campo realizado em fevereiro de 2012.

Figura 37 – Imagem ilustrativa de um trecho do Rio Bom Sucesso no Pediplano de Santaluz: nota-se a presença de “cotovelos” formados pela influencia dos lineamentos estruturais.



Fonte: Imagens do Google Earth extraídas em julho de 2012.

5.2.6 Compartimento Geomorfológico Pediplano de Araci

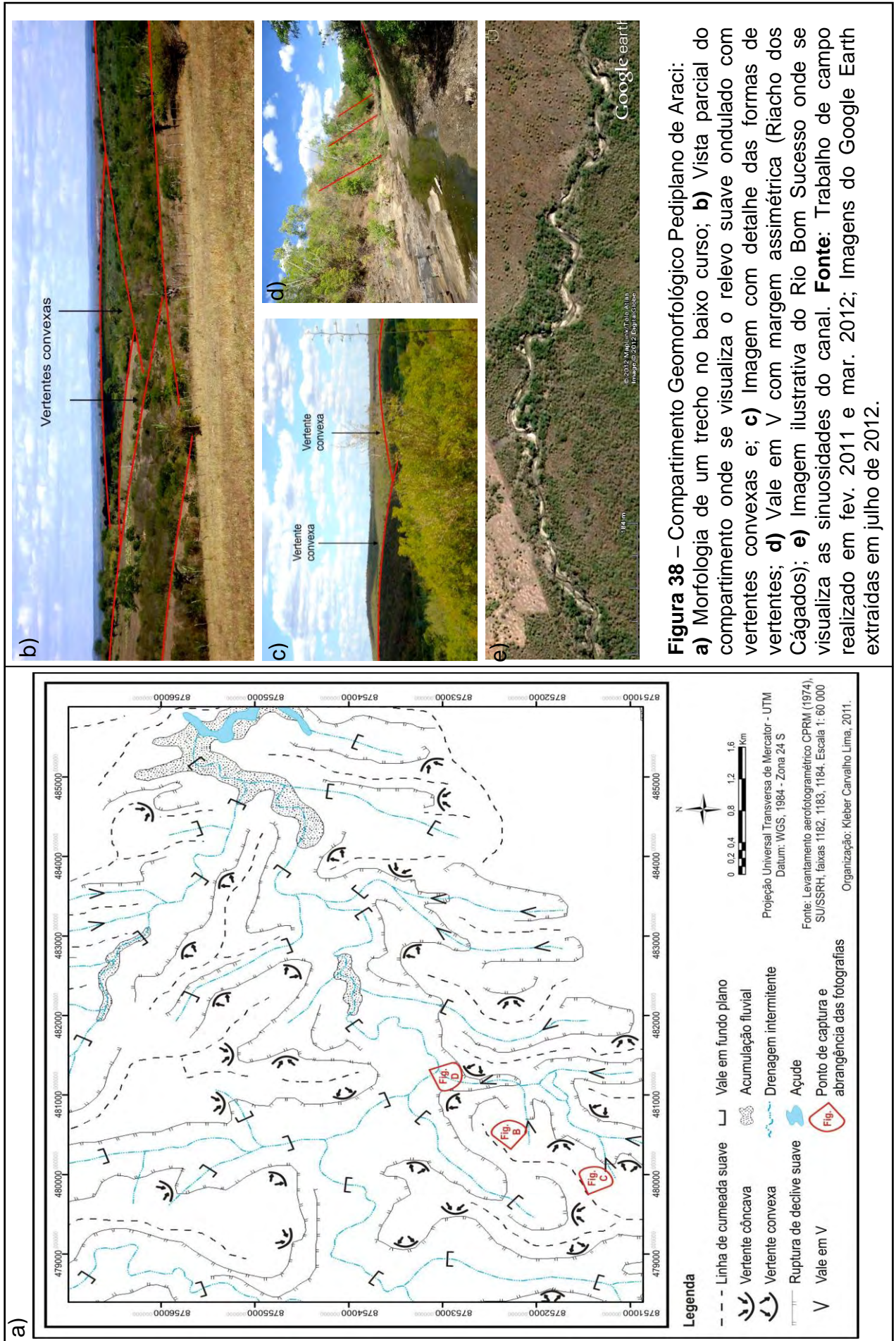
Localizado na porção oriental da bacia do rio Bom Sucesso, o compartimento geomorfológico do Pediplano de Araci (área de 130, 16 km²) corresponde ao baixo curso, se estende no sentido NO-N → E, e possui classes altimétricas que vão de < 260 a 380 metros. Este compartimento está limitado com relação ao Pediplano de Santaluz por uma faixa de rochas metabasálticas e metagrauvas (Unidade vulcânica máfica do Greenstone Belt do Itapicuru – 2,2 Ga) disposta no sentido NO-SE que, devido às suas características de resistência aos processos erosivos com relação às rochas circunvizinhas, formam uma superfície estrutural, topograficamente elevada, de forma suave, recoberta por pavimento detrítico. Em diversas áreas este pavimento encontra-se cimentado por sílica.

Após a superfície estrutural, na direção leste do compartimento, ocorrem rochas metasedimentares associadas ao Greenstone Belt do Itapicuru, que circundam o domo granito-gnáissico e possuem lineamentos estruturais com orientação preferencial NO-SE. A condição quente e seca do clima favoreceu o desenvolvimento de pedimentos coalescentes em estado degradado por ação da

dissecação efetuada pela rede de drenagem que, por sua vez, se instalou aproveitando o sistema de falhas e fraturas. Neste compartimento, o índice de dissecação é médio ($ID= 4.4$), devido à dimensão interfluvial pequena (537 metros) e o aprofundamento da drenagem forte (179 metros). A densidade de drenagem apresentou valor de $1,01 \text{ km/km}^2$ o que representa alta Dd , e a densidade de rios apresentou valor de $0,45 \text{ km/km}^2$.

Os pedimentos dissecados constituem um relevo suave-ondulado (porção sul do compartimento) onde se desenvolveram solos rasos do tipo Neossolos Litólicos com pavimento detrítico em diversas áreas do compartimento. Sobre os granito-gnaisses se desenvolveram Neossolos Regolíticos arenosos, mais profundos. Ocorrem pequenos topos em torno de 260 metros de altitude, vertentes convexas e côncavas (figura 38) e vales em V assimétricos (figura 38), associados aos canais de primeira ordem, e vales de fundo plano na maior parte do compartimento. A densidade de drenagem mais elevada favoreceu a formação de vertentes curtas e inclinadas, fato esse ratificado pelas classes de declividade predominantes: 5 a 12% (na maior parte) e 12 a 30% em áreas próximas à foz da bacia.

Os canais de drenagem possuem curta extensão e a quantidade de canais de primeira ordem é elevada, o que demonstra a impermeabilidade litológica. As áreas de acumulação de sedimentos ocorrem em maior quantidade, se comparadas aos demais compartimentos geomorfológicos. Por se tratar do baixo curso da bacia, ocorre a formação de depósitos aluviais às margens do Rio Bom Sucesso e em alguns canais situados próximos à foz (figura 38). Neste compartimento, o Rio Bom Sucesso apresenta sinuosidades nos trechos onde o rio transporta sedimentos em suspensão e padrão anastomosado nos trechos onde predomina carga de fundo com material grosseiro. Ocorrem ainda canais intermitentes e efêmeros que formam padrão reticulado que transportam carga grosseira, onde o escoamento se perde e forma um canal com diversas ramificações e margens mal definidas.



5.3 Espacialização e Características Morfológicas dos Solos

A semiaridez climática da bacia favorece o predomínio dos processos morfogenéticos sobre os processos de formação dos solos, onde o escoamento superficial “lava” a superfície, removendo os sedimentos e contribuem para a formação de perfis pedogenéticos pouco evoluídos.

Os Planossolos Háplicos eutróficos ocorrem em 75% da área da bacia, os Neossolos Litólicos eutróficos ocorrem em 15% da área e os Neossolos Regolíticos eutróficos ocorrem em 10% da área da bacia, conforme é demonstrado na figura 39.

A observação em campo das características morfológicas do solo permite afirmar que os solos da bacia apresentam baixa profundidade, grande quantidade de material arenoso e a distribuição espacial das suas diferentes classes (figura 40) está associada diretamente às condições do clima, do relevo e das diferenças litológicas e, indiretamente, aos demais fatores de formação do solo.

Figura 39 – Valor em percentual da área ocupada por cada classe de solo da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso.

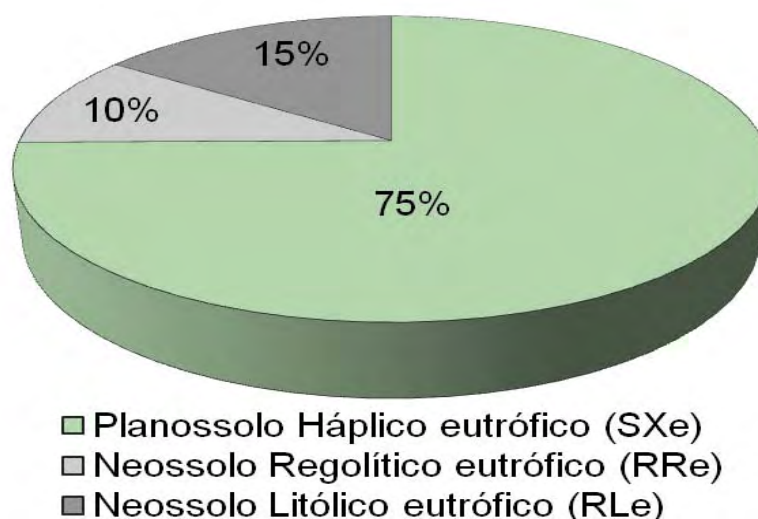
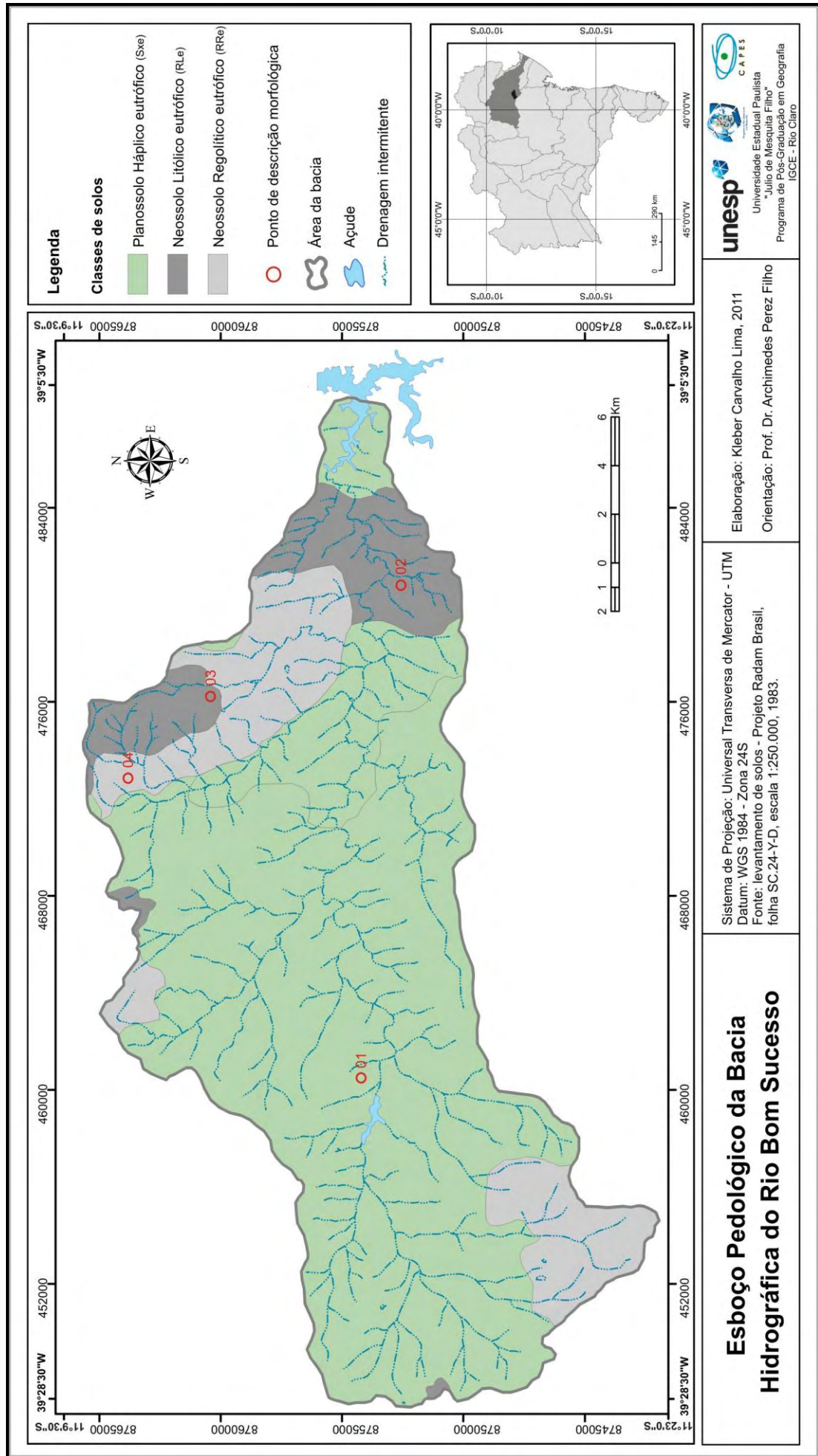


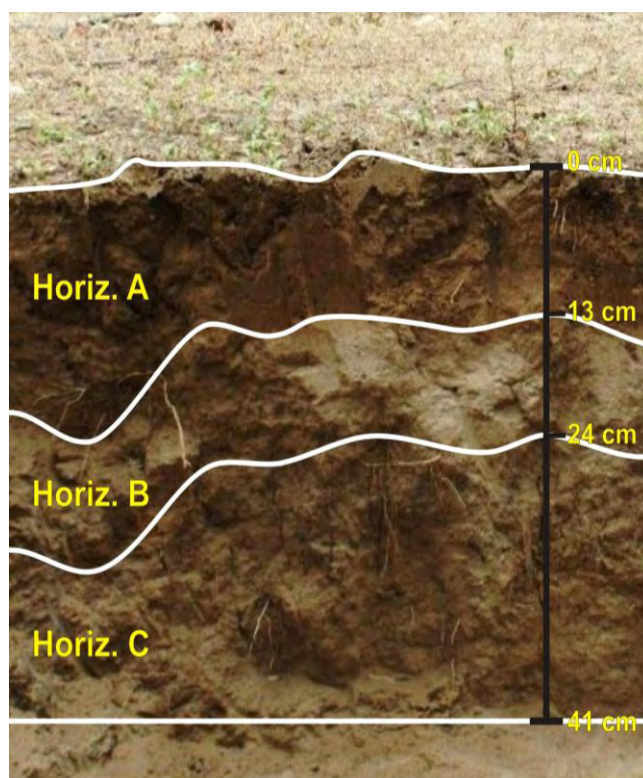
Figura 40 – Esboço Pedológico da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso (Bahia).



Os Planossolos Háplicos eutróficos (SXE) predominam na bacia e ocupam uma área de 350, 14 km² que corresponde àquelas onde o terreno é plano ou suave ondulado, com cotas topográficas em torno dos 320 metros. No ponto de descrição morfológica 01 (figura 41), o perfil apresentou baixa profundidade (0,41 m), textura areno-argilosa no horizonte A, seguido de um horizonte B argiloso e de um horizonte C com textura areno-argilosa (tabela 9). Infere-se que o escoamento é eficiente no horizonte A até encontrar o B que, por ser pouco permeável, favorece a saturação do A, encharcando-o rapidamente nos períodos chuvosos.

Através das características morfológicas, deduz-se também que esta classe é predisposta a desenvolver processos erosivos superficiais por causa da mudança brusca no gradiente textural entre os horizontes A e B, porém, a ocorrência em áreas de baixa declividade diminui a propensão à erosão.

Figura 41 – Perfil representativo de Planossolo Háplico eutrófico (SXE), com respectivos horizontes. Ponto de descrição morfológica 01 (Próximo à Magnesita Mineração).



Fonte: Trabalho de campo realizado em março de 2012.

Tabela 9 – Descrição morfológica dos horizontes do perfil representativo de Planossolo Háplico eutrófico (SXE). Ponto de descrição morfológica 01 (Próximo à Magnesita Mineração).

Horizonte	Descrição morfológica				
	Espessura	Cor	Textura	Estrutura	Consistência
A	13 cm	2.5Y5/2	Areno-argilosa	Granular	Ligeiramente duro
B	11 cm	2.5Y7/2	Argilosa	Prismática	Muito duro
C	>17 cm	2.5Y6/2	Areno-argilosa	Prismática	Muito duro

Fonte: Trabalho de campo realizado em março de 2012.

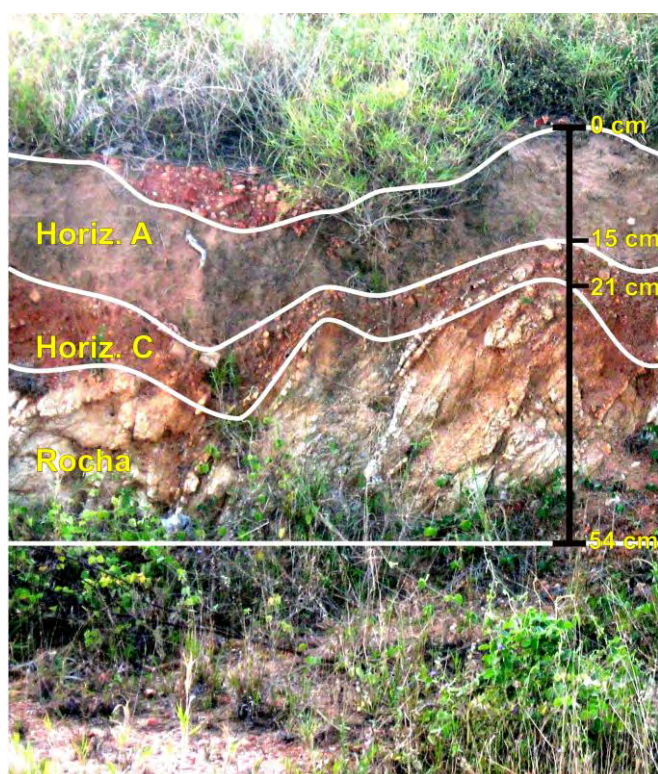
As áreas de ocorrência dos Neossolos Litólicos eutróficos (RLe) perfazem um total de 71,82 km² e constituem 15% da área da bacia. Estes solos ocorrem nas áreas de relevo suave ondulado e nos terrenos íngremes de relevo residual com afloramentos rochosos. No ponto de descrição morfológica 03 de um perfil de Neossolos Litólico (figura 42), observa-se que se trata de um solo raso e pedregoso, com horizonte A de baixa espessura (0,15 m), estrutura granular e textura arenosa (tabela 10). O horizonte superficial ocorre diretamente sobre um horizonte C de pequena espessura (0,06 m), estrutura angular e textura areno-argilosa (tabela 10).

Observou-se em campo que os Neossolos Litólicos associados à superfície estrutural, formada por rochas metabasálticas e metassedimentares, são recobertos por um pavimento detrítico que possui diferentes graus de evolução.

As características morfológicas do solo no ponto de descrição 02, de ocorrência do pavimento detrítico (figura 43), também mostraram um perfil pouco desenvolvido com horizonte A raso (0,15 m), rochoso, com textura areno-argilosa, estrutura em blocos angulares e consistência muito dura (tabela 11). Após o horizonte A, ocorre um horizonte C de profundidade baixa (0,11 m), textura argilosa, e estrutura em blocos angulares (tabela 11).

Infere-se que a predisposição aos processos erosivos seja alta por causa da baixa pequena profundidade dos horizontes e aproximação do substrato rochoso da superfície, o que facilita a remoção do solo nos períodos mais chuvosos. Nas áreas de cobertura vegetal rarefeita ou inexistente, a remoção será ainda mais elevada.

Figura 42 – Perfil representativo de Neossolo Litólico eutrófico (RLe), com respectivos horizontes. Ponto de descrição morfológica 03 (Fazenda Tamburi).



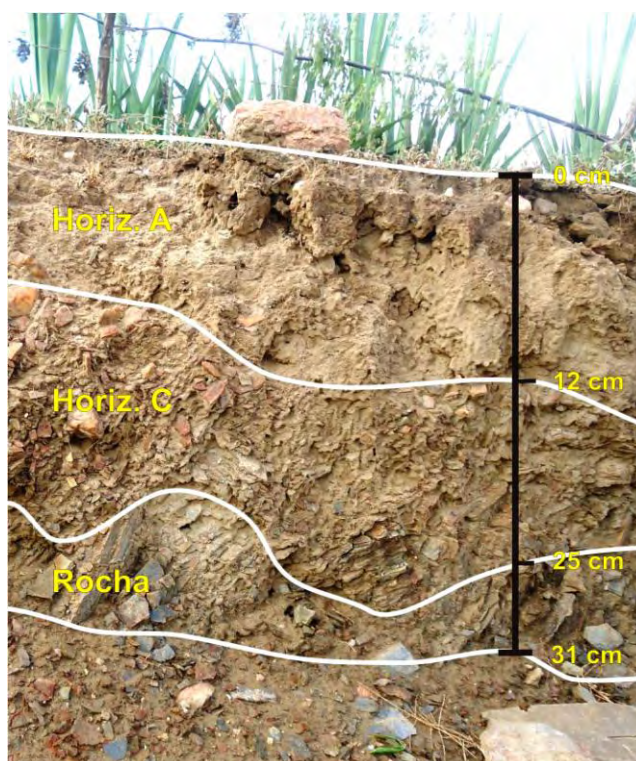
Fonte: Trabalho de campo realizado em março de 2012.

Tabela 10 – Descrição morfológica dos horizontes do perfil representativo de Neossolo Litólico eutrófico (RLe). Ponto de descrição morfológica 03 (Fazenda Tamburi).

Horizonte	Descrição morfológica				
	Espessura	Cor	Textura	Estrutura	Consistência
A	13 cm	10R8/1	Arenosa	Granular	Duro
C	11 cm	10R7/4	Areno-argiloso	Blocos angulares	Duro

Fonte: Trabalho de campo realizado em março de 2012.

Figura 43 – Perfil representativo de Neossolo Litólico eutrófico (RLe) com formação de pavimento detrítico na superfície e respectivos horizontes. Ponto de descrição morfológica 02 (Fazenda Picada).



Fonte: Trabalho de campo realizado em março de 2012.

Tabela 11– Descrição morfológica dos horizontes do perfil representativo de Neossolo Litólico eutrófico (RLe) com pavimento detrítico na superfície. Ponto de descrição morfológica 02 (Fazenda Picada).

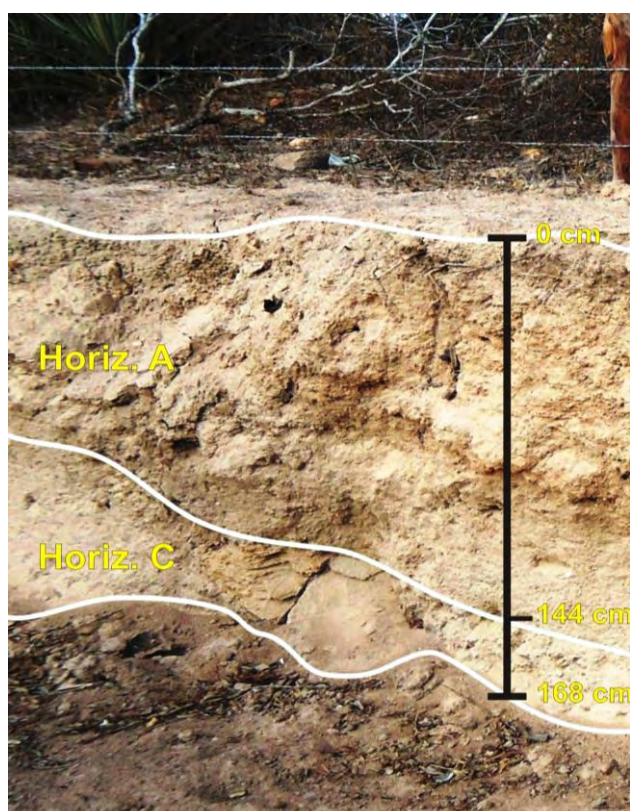
Horizonte	Descrição morfológica				
	Espessura	Cor	Textura	Estrutura	Consistência
A	12 cm	2.5 Y 8.5/1	Areno- argilosa	Blocos angulares	Muito duro
C	17 cm	2.5 Y 8/1	Argilosa	Blocos angulares	Muito duro

Fonte: Trabalho de campo realizado em março de 2012.

Os Neossolos Regolíticos eutróficos (RRe) constituem 10% da área da bacia e perfazem uma área total de 46,04 km². São solos com baixo grau de desenvolvimento e ocorrem nas áreas graníticas do domo do Ambrósio e da Serra Branca, além de recobrirem os topos suavemente convexos da área entre Santaluz e Valente. No ponto de descrição morfológica, o perfil representativo é profundo (1,68 m), possui cor clara, e o horizonte A ocorre diretamente sobre C (figura 44). O horizonte A possui profundidade de 1,44 m, textura arenosa e estrutura laminar. O

horizonte C também possui textura arenosa e estrutura laminar (tabela 12). A cor clara presente ao longo de todo o perfil representativo, associada à consistência solta e textura arenosa, indica que o solo é bem drenado e suscetível aos processos erosivos.

Figura 44 – Perfil representativo de Neossolo Regolítico eutrófico (RRe), com respectivos horizontes. Ponto de descrição morfológica 04 (Estrada Várzea da Pedra-Serra Branca).



Fonte: Trabalho de campo realizado em março de 2012.

Tabela 12 – Descrição morfológica dos horizontes do perfil representativo de Neossolo Regolítico eutrófico (RRe). Ponto de descrição morfológica 04 (Estrada Várzea da Pedra-Serra Branca).

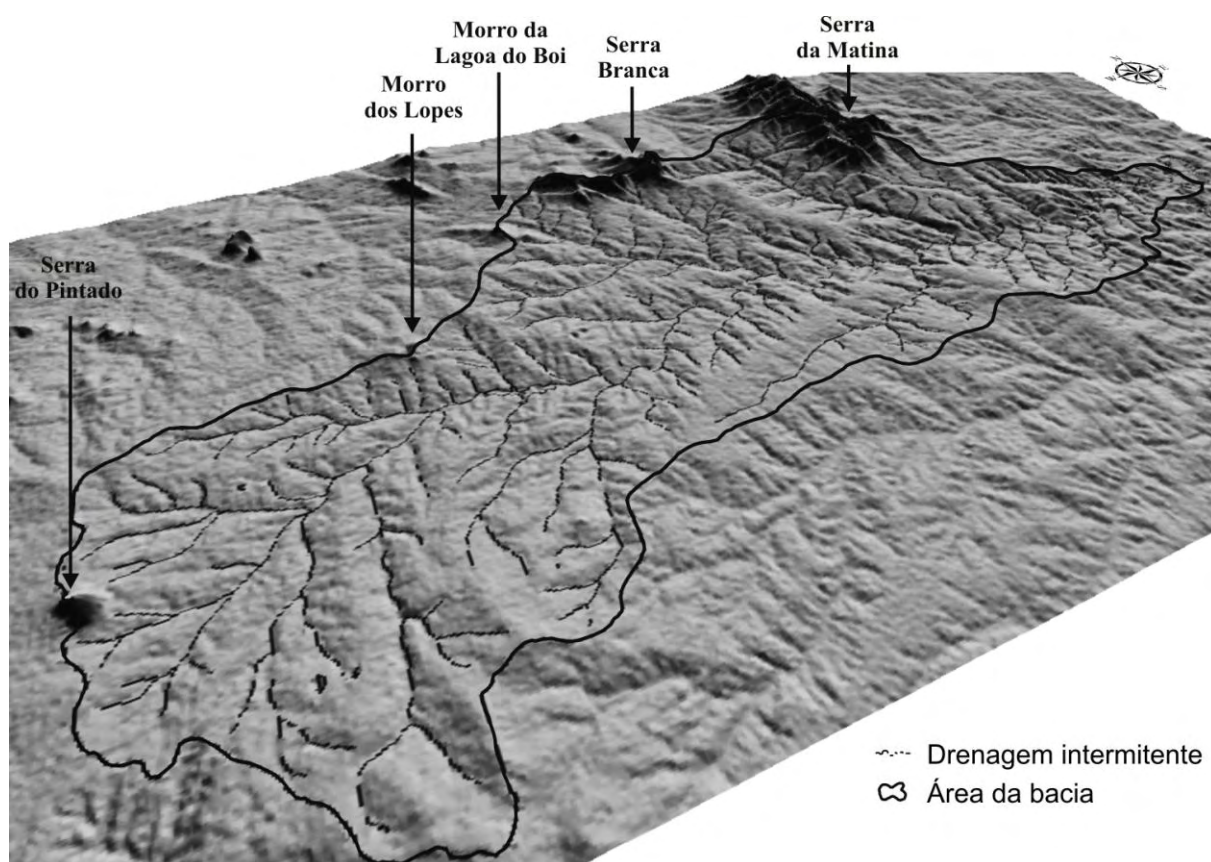
Horizonte	Descrição morfológica				
	Espessura	Cor	Textura	Estrutura	Consistência
A	13 cm	10 YR 9.5/1	Arenosa	Laminar	Solto
C	>11 cm	10 YR 9/2	Arenosa	Laminar	Solto

Fonte: Trabalho de campo realizado em março de 2012.

5.4 A Organização do Modelado

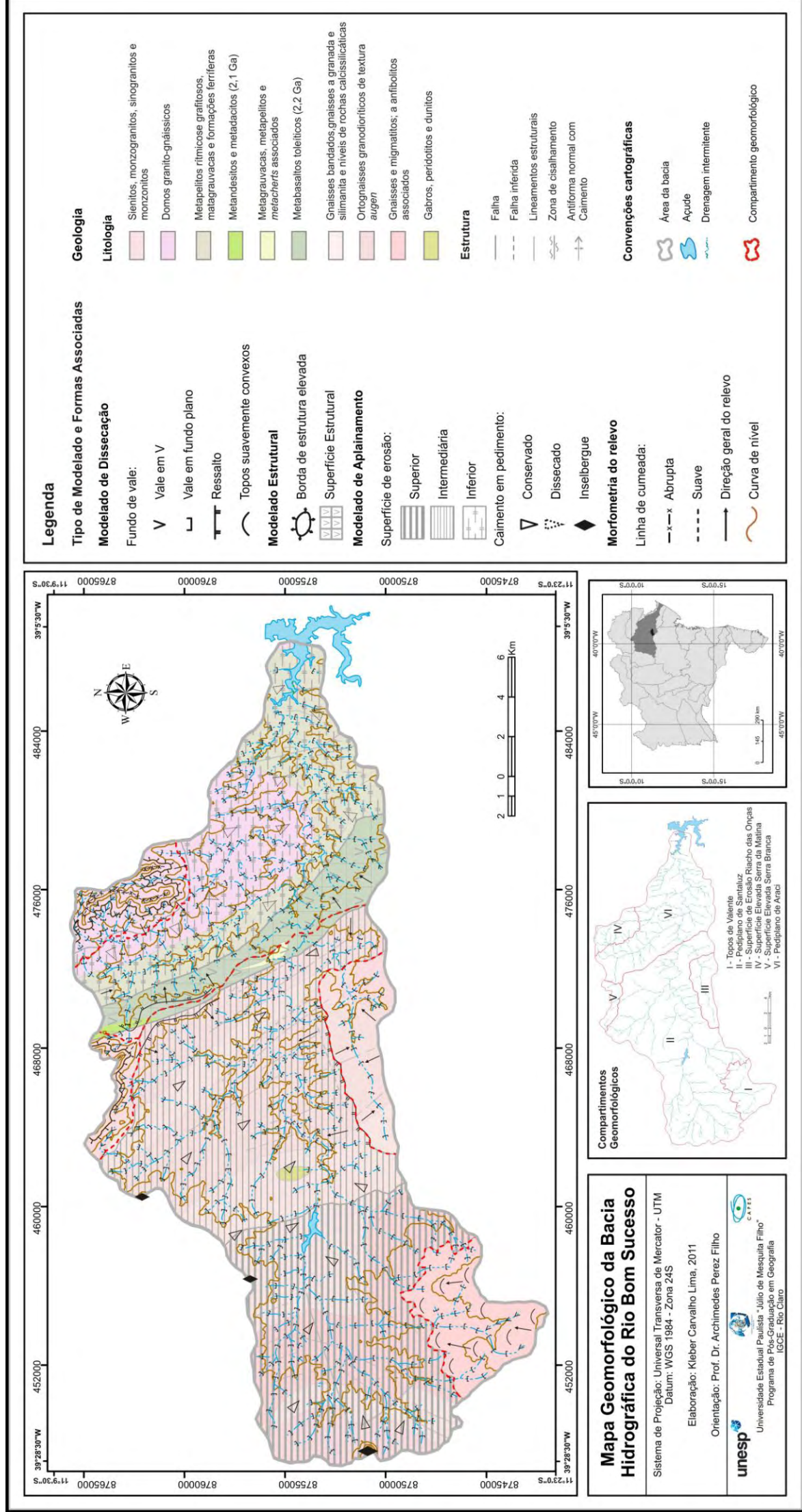
Por meio do mapeamento geomorfológico da Bacia do Rio Bom Sucesso, identificaram-se duas grandes formas de relevo que predominam no modelado, que são as elevações residuais e os pedimentos (figura 45). Além dessas, outras feições de relevo foram identificadas e mapeadas na escala 1:100.000 (figura 46).

Figura 45 – Visualização em 3D com exagero vertical do relevo da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso (Bahia), demonstrando o predomínio das áreas aplainadas e a presença das elevações residuais.



As elevações residuais distribuem-se espacialmente nos interflúvios da bacia, e constituem-se de inselbergues associados às intrusões graníticas e às associações de granito – gnaiesses que resistiram aos processos erosivos da superfície ao longo do tempo. Na porção interior da bacia ocorrem pedimentos com caos de blocos e lajedos, superfície estrutural, topos suavemente convexos e vales fluviais.

Figura 46 – Mapa Geomorfológico da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso (Bahia).



A Serra da Matina, situada na porção nordeste da bacia, se constitui como a maior elevação da bacia com cota topográfica máxima de 589 metros. Trata-se de uma elevação residual fraturada, com plano de falha no lado oeste, exibindo facetas triangulares (figura 47) que evoluem atualmente por processos de regressão paralela, em decorrência da atuação climática.

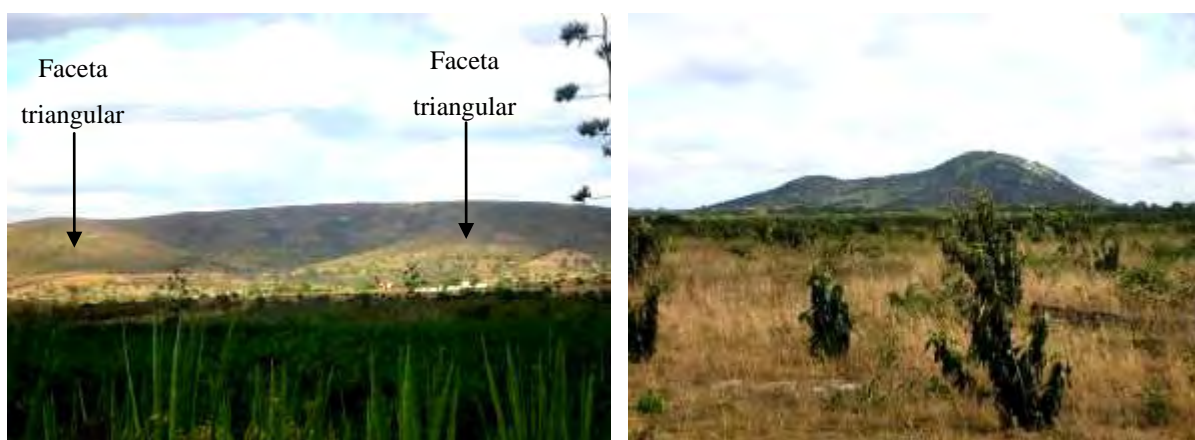
A Serra Branca está localizada na porção norte do divisor da bacia e possui altitude de 562 metros. Essa elevação residual está disposta em forma de “L” com extensão aproximada de 7 quilômetros e caracteriza-se por apresentar vertentes retilíneas com a formação de caneluras pouco profundas no sentido dos planos de fraqueza litológica. Ocorre também a formação de perfis côncavos que se estendem da base da elevação em direção ao terço médio das vertentes.

A Serra do Pintado está localizada na porção oeste da bacia e possui cota topográfica de 540 metros. Trata-se de um inselbergue dômico fraturado, onde o diaclasamento do corpo granítico favoreceu a formação de blocos rochosos de dimensão diversificada e que estão presentes desde o sopé da elevação até o topo (figura 48).

O Morro da Lagoa do Boi está situado na porção noroeste do interflúvio da bacia e possui altitude de 430 metros. Este é considerado um inselbergue dômico descamado por ação da esfoliação térmica, recoberto por caatinga antropizada e pastagens (figura 49).

O Morro dos Lopes, por sua vez, está situado na porção oeste-noroeste da bacia, mais precisamente na periferia da cidade de Santaluz, e possui altitude de 425 metros (figura 50). Esta elevação residual é um inselbergue em tors esculpido a partir da rede de diáclases à qual o corpo granítico foi submetido que, por sua vez, produziu um material arenoso que está entremeado aos blocos rochosos e circunda a elevação.

Figuras 47 e 48 – Trecho da Serra da Matina exibindo facetas triangulares e inselbergue dômico em bloco (Serra do Pintado), respectivamente.



Fonte: Trabalho de campo realizado em março de 2012.

Figuras 49 e 50 – Inselbergue dômico descamado (Morro da Lagoa do Boi) e inselbergue em tors (Morro dos Lopes), respectivamente.



Fonte: Trabalho de campo realizado em janeiro de 2011.

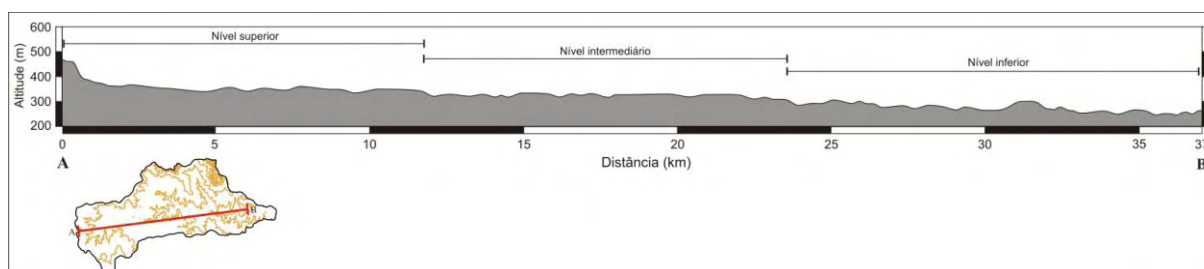
Os pedimentos predominam na bacia do Rio Bom Sucesso e possuem inclinação geral no sentido oeste-leste. Estes possuem cobertura superficial são recobertos por materiais arenosos, areno-argilosos e argilosos, e ocorrem em três níveis topográficos (figura 51).

O primeiro nível, situado na porção ocidental da área, encontra-se em altitudes em torno de 350 e 400 metros, recoberto por um material arenoso e areno-argiloso, correspondendo ao nível superior do Pediplano de Santaluz. O segundo nível corresponde à porção central da bacia e possui altitude entre 300 e 350 metros. Neste, ocorre material superficial areno-argiloso que recobre o nível inferior do Pediplano de Santaluz. O terceiro nível está localizado na parte oriental da bacia,

em altitudes entre 250 e 300 metros, recoberto por material predominantemente argiloso. Este nível corresponde ao Pediplano de Araci que, por sua vez, se encontra individualizado do Pediplano de Santaluz devido à ocorrência de uma superfície estrutural modelada em forma de lomba⁷.

Apesar de serem identificados, considera-se que dificuldades são encontradas quando se tenta definir os contornos dos pedimentos com a finalidade de mapeá-los. Isso também se torna difícil quando propriedades morfométricas, tais como comprimento, área, gradiente, dentre outras, são levadas em consideração (COOKE, 1970 apud GOUDIE, 2004).

Figura 51 – Perfil topográfico A-B de um trecho representativo dos níveis superior, intermediário e inferior dos pedimentos da Bacia do Rio Bom Sucesso.



A superfície estrutural⁸ está situada na porção oriental da bacia e limita os níveis intermediário e inferior dos pedimentos. Esta superfície se desenvolveu sobre as rochas metabasálticas e metassedimentares que compõem o Greenstone Belt do Itapicuru e apresenta-se como uma elevação suave (altitude em torno de 360 metros), disposta no sentido noroeste-sudeste. Os solos que aí se desenvolveram são do tipo Neossolo Litólico com a ocorrência de pavimento detrítico na sua superfície. Esse pavimento se caracteriza pela grande quantidade de fragmentos de quartzo e feldspato que, em alguns trechos são angulosos e estão soltos e dispersos na superfície (figuras 52 e 53).

Em outros trechos, os fragmentos são menos angulosos e encontram-se cimentados por sílica, favorecendo a formação de uma crosta endurecida sobre o solo (figuras 54 e 55). No limite leste da superfície, área de contato com os

⁷ Termo de caráter apenas descritivo, utilizado para se referir a ondulações do terreno mais acidentadas ou mais suaves (GUERRA e GUERRA, 2003);

⁸ Guerra e Guerra (2003, p. 592) definem as superfícies estruturais como uma superfície onde o trabalho dos agentes erosivos sobre a litologia originam formas de relevo que coincidem com a estrutura geológica e evidenciam as camadas duras das rochas.

pedimentos inferiores, formam-se canais de primeira ordem que drenam para leste e compõem os afluentes do riacho da várzea. Por sua vez, os canais de primeira ordem, situados na borda ocidental, drenam nesse mesmo sentido e formam os afluentes do riacho da cruz, situado no nível intermediário dos pedimentos.

Figuras 52 e 53 – Pavimento detrítico desenvolvido sobre os Neossolos Litólicos que recobrem a superfície estrutural (Trecho próximo a Serra Branca) com detalhe para os fragmentos de quartzo e feldspato angulosos e soltos na superfície, respectivamente.



Fonte: Trabalho de campo realizado em março de 2012.

Figuras 54 e 55 – Pavimento detrítico desenvolvido sobre os Neossolos Litólicos que recobrem a superfície estrutural (Trecho próximo à localidade de Várzea da Pedra) com detalhe para os fragmentos de quartzo e feldspato menos angulosos e cimentados por sílica, respectivamente.



Fonte: Trabalho de campo realizado em março de 2012.

Na porção sul, trecho que corresponde à alta bacia do Rio Bom Sucesso, o relevo apresenta-se modelado em topos suavemente convexos e em altitude acima dos 350 metros. Os topos são recobertos por um material arenoso descontínuo e relativamente profundo que compõe os Neossolos Regolíticos de origem granítica. As vertentes são longas e exibem perfil côncavo, sendo que, algumas dessas, apresentam perfil convexo.

Os vales fluviais são amplos e, predominantemente, de fundo plano, comportando canais de drenagem intermitente e efêmeros. Os interflúvios, ora são aplainados, ora possuem inclinação suave ondulada e ocorrem nos pedimentos e na superfície estrutural. Os vales em V ocorrem em pequena quantidade e estão associados às elevações residuais mais extensas (Serra Branca e Serra da Matina). Percebe-se que os vales formados no nível inferior dos pedimentos são ligeiramente mais entalhados em comparação aos vales situados nos níveis superior e intermediário.

Além das formas de relevo representadas no mapa geomorfológico, ocorrem outras feições de relevo que não foram contempladas no mapeamento por questões de incompatibilidade da escala de representação. Estas feições são os depósitos de tálus, as áreas com caos de blocos e os afloramentos em lajedos.

Os depósitos de tálus ocorrem após as vertentes das elevações residuais e marcam a transição entre os inselbergues e os pedimentos. Os depósitos constituem superfícies inclinadas, formados por detritos oriundos das vertentes que foram transportados por ação do escoamento superficial e/ou por ação gravitacional. Os detritos que compõe esses depósitos possuem dimensão diversificada e variam de grãos de areia a matações e grandes blocos de rochas (figura 56).

As áreas com ocorrência de caos de blocos situam-se no nível superior dos pedimentos da bacia e são compostas por fragmentos de granitos de tamanho variado. Em algumas áreas, os blocos são arredondados e apresentam descamação esferoidal ou acebolamento (figuras 57 e 58). Em outras áreas, os blocos rochosos são angulosos e estão dispostos sobre afloramentos em lajedos (figura 59).

Os afloramentos rochosos em lajes ou lajedos (terminologia local) distribuem-se por toda parte na bacia, demonstrando o baixo grau de decomposição química das rochas em todo o contexto da área. Os lajedos são afloramentos onde a rocha é exposta em um único copo litológico e possuem extensão variada, conforme Silva (1986).

Figura 56 – Depósito de tálus na base da Serra do Pintado, porção oeste da bacia do Rio Bom Sucesso. Nota-se a presença de blocos com dimensão diversificada, sendo que, os detritos de menor dimensão estão recobertos por gramíneas.



Fonte: Trabalho de campo realizado em janeiro de 2011.

Figuras 57 e 58 – Blocos graníticos arredondados expostos na superfície (à esquerda) com detalhe para a descamação esferoidal – acebolamento (à direita).



Fonte: Trabalho de campo realizado em janeiro de 2011.

Figura 59 – Área com ocorrência de caos de blocos em terreno com declividade de 3%. Nota-se que os fragmentos rochosos possuem dimensão semelhante e forte angularidade.



Fonte: Trabalho de campo realizado em janeiro de 2011.

A análise das formas de relevo por meio do mapa geomorfológico e dos trabalhos de campo, confrontados com os dados fornecidos pela bibliografia, permitiram a identificação dos processos morfogenéticos que atuam na bacia e contribuem para a evolução das feições geomorfológicas.

Desta forma, na bacia do Rio Bom Sucesso, os processos de aplainamento foram eficazes o suficiente para produzirem uma vasta superfície aplainada, porém, as formas residuais demonstram as diferenças litológicas que constituem o embasamento local. Esses processos formaram uma superfície com pouca variação altimétrica (figura 60) e predominância de terrenos com pequena declividade (figura 61).

A declividade do terreno é um elemento de grande importância na análise do modelado local, pois, apesar de predominarem as baixas declividades da superfície, a análise do mapa favoreceu a visualização de classes mais acentuadas em compartimentos específicos da bacia. Desta forma, as classes de declividade 0 | 2% e 2 | 5% ocupam quase que a totalidade da área da bacia – 83% (figura 62) e correspondem às áreas de ocorrência dos pedimentos. A classe com declividade de 5 | 12% está associada aos pedimentos situados no baixo curso e ocupa, aproximadamente, 13% da área da bacia (figura 62). As declividades entre 12 e 30%

ocorrem predominantemente na base das elevações residuais (ocupam cerca de 3% da área). As declividades acima dos 30% correspondem às vertentes das elevações residuais e ocupam 1% da área da bacia (figura 62).

O escoamento superficial é considerado um importante agente de erosão da superfície local por estar condicionado ao regime pluviométrico torrencial, típico de ambientes semiáridos. “O caráter das chuvas se reflete no escoamento superficial rápido e violento das enxurradas que constitui o agente de ablação mais eficiente neste sistema morfogenético” (SILVA, 1986, p. 55). Nas áreas mais inclinadas do terreno, o escoamento é ainda mais atuante quando da ocorrência das chuvas torrenciais e favorece a formação de sulcos erosivos. Observou-se que os efeitos das chuvas concentradas são potencializados nas áreas de vegetação rarefeita ou com solo exposto, como pode ser visualizado nas figuras 63 e 64.

Figura 60 – Mapa Hipsométrico da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso (Bahia).

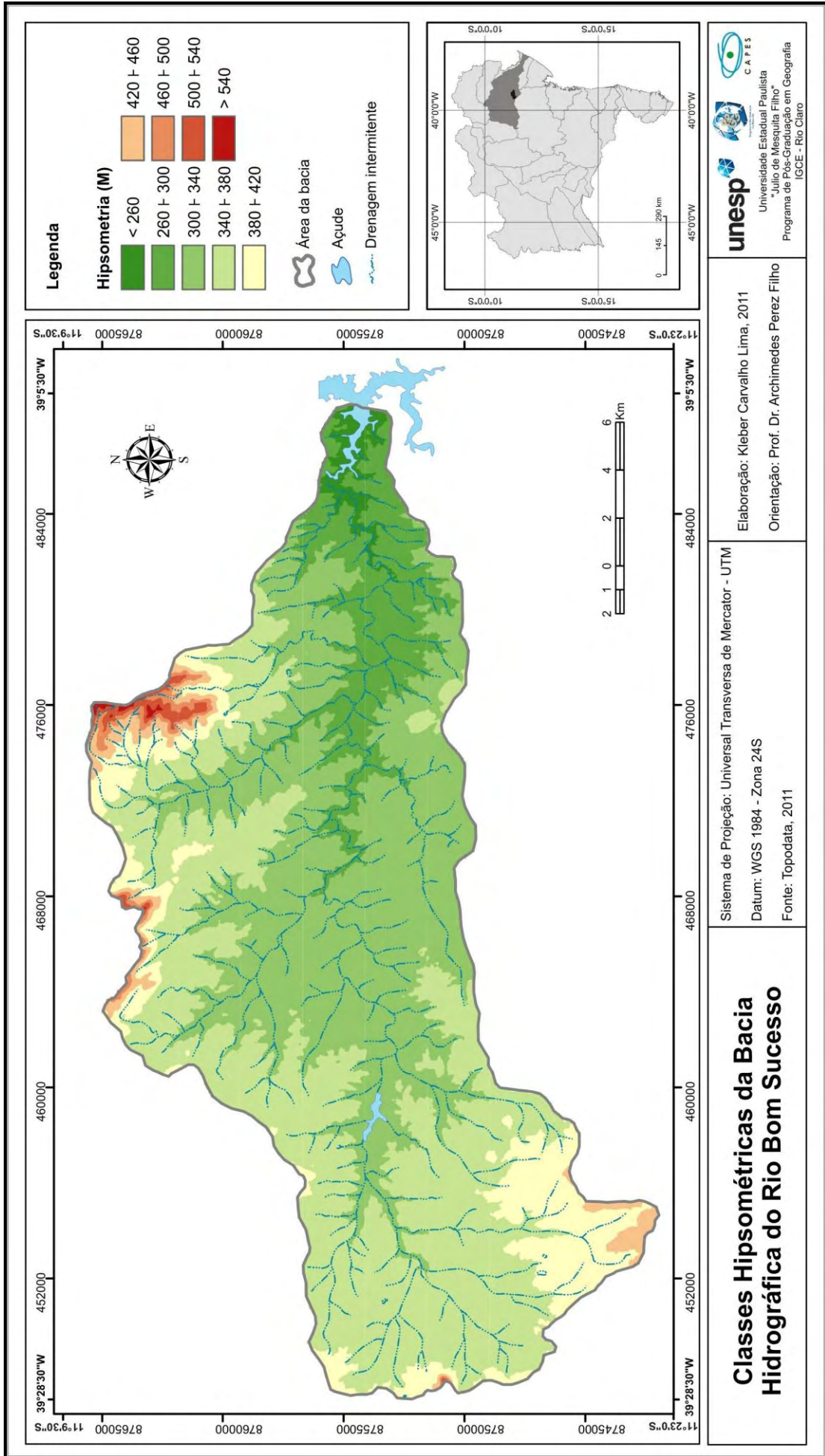


Figura 61 – Mapa de Declividade da Bacia Hidrográfica do Rio Bom Sucesso (Bahia).

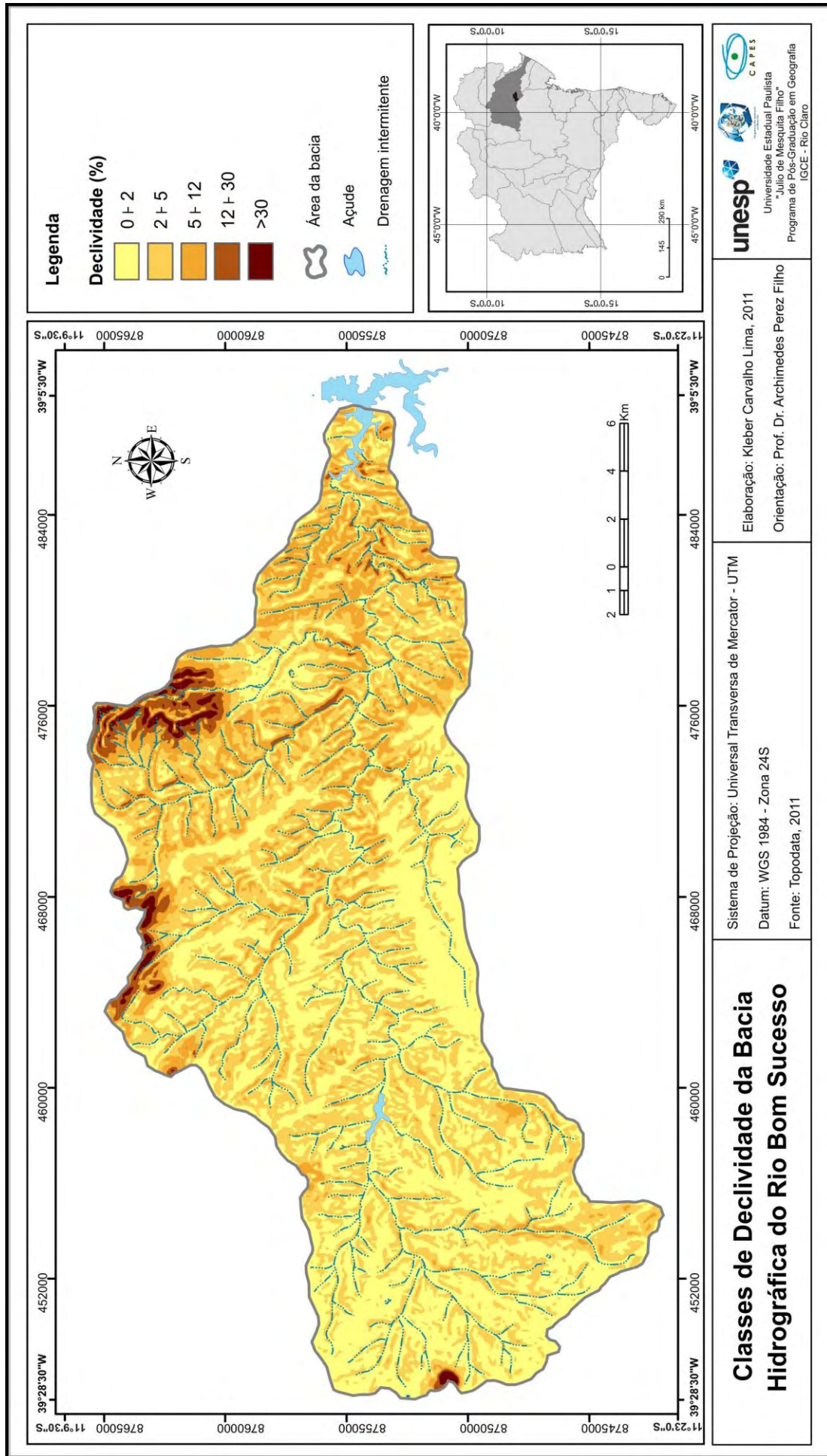
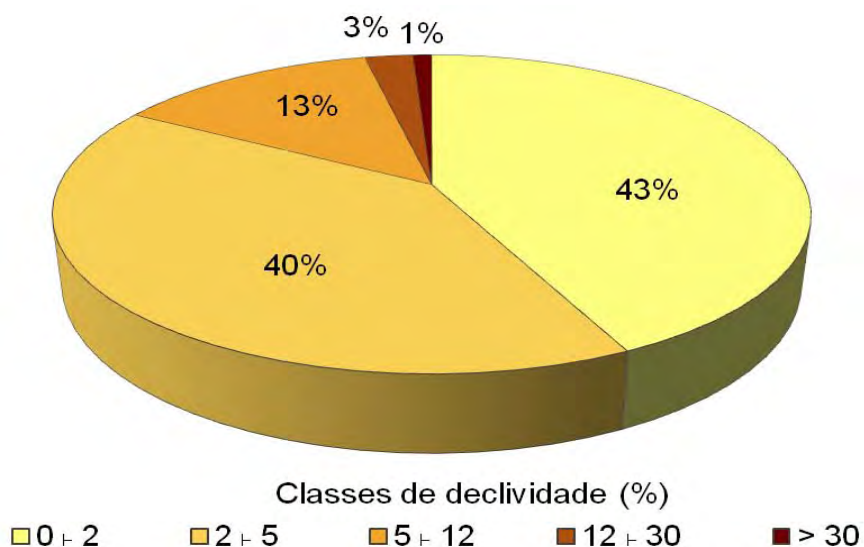


Figura 62 – Gráfico demonstrativo do percentual de ocorrência das classes de declividade na área total da BHBS.



Figuras 63 e 64 – Formação de sulcos erosivos em vertente desmatada (área de topo suavemente convexo) e em solo exposto (área de pedimento), respectivamente.



Fonte: Jorge Lopes (33); Trabalho de campo realizado em Janeiro de 2011 (34).

5.5 Contribuições da Rede de Drenagem na Evolução da Superfície de Aplainamento Local

A rede de drenagem da Bacia do Rio Bom Sucesso possui características típicas do ambiente semiárido: canais com regime fluvial intermitente e efêmero, baixo potencial para o transporte de sedimentos e processo de erosão lateral mais ativo que os processos de erosão vertical (incisão do canal). A ocorrência de formas de relevo de origem fluvial é pequena, se comparada com a forma de relevo predominante para os ambientes quentes e secos, os pedimentos e inselbergues.

No entanto, os dados obtidos revelam que a rede de drenagem contribui de forma significativa no processo de erosão da superfície de aplainamento local, uma vez que favoreceu a diferenciação entre os níveis de pedimentos conservados e dissecados. Além disso, nota-se que a elaboração dos compartimentos geomorfológicos está associada aos diferentes padrões espaciais da drenagem, o que favoreceu a individualização dos mesmos. A formação de alguns vales fluviais em V nos compartimentos geomorfológicos Serra da Matina, Serra Branca, Topos de Valente e Pediplano de Araci revelam a eficácia da drenagem para entalhar o seu talvegue e erodir a superfície. Por outro lado, a predominância de vales amplos e de fundo plano nos compartimentos Pediplano de Santaluz, Pediplano de Araci e Riacho das Onças despontam as características triviais para os ambientes quentes e secos.

Ao estabelecermos relações entre estes aspectos e as características litoestruturais da bacia, percebe-se que a rede de drenagem é influenciada pela estrutura em alguns trechos, uma vez que em diversas situações os rios/riachos aproveitam o sistema de falhas e fraturas para instalarem o seu leito, propiciando segmentos em que as mudanças na direção dos canais formam ângulos próximos a 90°, com traçado retilíneo. Ao mesmo tempo, nota-se a influência de outros fatores, a exemplo dos solos, no comportamento da rede de drenagem. Esse comportamento está associado à quantidade e extensão dos canais situados no compartimento dos topos de Valente que, predominantemente, possui cobertura superficial arenosa.

Dessa forma, afirma-se que o arranjo espacial da rede de drenagem da bacia é influenciado por fatores de ordem tectônica e de ordem estrutural, além da influência exercida pelo material superficial que recobre o relevo e pelos solos. As

formas de origem fluvial, por sua vez, possuem relação direta com o regime de intermitência e efemeridade dos canais e que, por conseguinte, estão relacionadas ao caráter de torrencialidade dos fluxos fluviais, resultantes dos eventos pluviométricos de grande magnitude.

O sistema climático semiárido é tido aqui como o principal agente desencadeador dos processos morfogenéticos da bacia, uma vez que, além de atuar no comportamento da rede de drenagem (juntamente com os fatores litoestruturais), atua também como principal agente no processo de elaboração da superfície de aplainamento que aqui foi identificada. Além dos pedimentos que compõem os pediplanos, as demais formas de relevo também expressam a atuação de um clima quente e seco, apesar de algumas formas como as vertentes convexas e os topos suavemente convexas não serem elaboradas, comumente, nesse tipo de ambiente, o que pressupõe a atuação de fatores azonais, ou seja, fatores que ocorrem em outros tipos de sistemas morfogenéticos. Isso pressupõe a ocorrência de outros sistemas morfogenéticos que atuaram na área, em períodos pretéritos da escala de tempo geológico.

6 CONCLUSÕES

Os resultados obtidos nesta pesquisa demonstraram que os canais de drenagem possuem propriedades morfológicas e regime fluvial que refletem a atuação de um clima atual com pluviosidade concentrada em um determinado período do ano, o que contribui para uma pequena participação dos cursos de água na elaboração de formas de relevo. Apesar disso, a rede de drenagem atua de forma suficiente para elaborar níveis de dissecação distintos na área da bacia e formar os compartimentos geomorfológicos.

No entanto, as formas de relevo não esperadas para o quente e seco, levam-nos a questionar sobre a atuação pretérita de climas úmidos ou ainda mais secos nessa área, ou ainda, se o clima atual está relativamente mais úmido que no passado. Isso nos faz refletir sobre as alternâncias climáticas ocorridas, em particular, no terciário e no quaternário, e as suas repercussões na porção nordeste do Estado da Bahia. O grau de conservação e de dissecação dos pedimentos nos faz refletir também, acerca dos estudos realizados por King (1956), quando identificou os ciclos de erosão do relevo brasileiro. Cada nível identificado pode estar associado aos diferentes ciclos erosivos, dando-lhe o caráter de relevo policíclico ou esses níveis foram elaborados em momentos distintos de um mesmo ciclo. Além disso, e com base nas novas reflexões sobre as superfícies de aplainamento, reflete-se sobre a atuação de eventos tectônicos em conjunto com a atuação climática na elaboração do modelado.

Com base nessas reflexões, sugere-se que mais pesquisas sejam desenvolvidas na bacia, no intuito de aprofundar os conhecimentos a respeito das oscilações climáticas ocorridas no passado e buscando compreender a gênese dessa superfície, o que pode contribuir para o fortalecimento de uma teoria clássica da geomorfologia, ou ainda, oferecer informações que, somadas a outras pesquisas, questionem as ideias de King sobre a elaboração do relevo brasileiro.

O método de análise sistêmico foi considerado como o mais adequado para esse tipo de pesquisa, uma vez que possibilitou o entendimento de que os processos que ocorrem na bacia dependem dos fluxos de matéria e energia externas à bacia que, por sua vez, estão cadenciados com os processos que ocorrem no interior da área. Embora o fluxo de água drenado para fora da bacia e a quantidade de sedimentos transportados para outro sistema seja pequeno, as

relações com outros sistemas estão estabelecidas à medida que a perda de água nos canais de drenagem por evaporação é elevada, por exemplo, o que ratifica o caráter aberto do sistema Bacia do Rio Bom Sucesso.

As técnicas adotadas para a elaboração dos mapas temáticos se mostraram satisfatórias ao passo que foram adaptadas à escala de análise. As técnicas e a metodologia híbrida utilizada na elaboração do mapa geomorfológico foram consideradas satisfatórias, embora a ausência de material cartográfico, fotografias aéreas e imagens orbitais em nível de detalhe, que recobrisse toda a área da bacia, tenha sido um fator que demandou maior quantidade de tempo. Apesar disso, a sobreposição dessas bases no ambiente SIG resultou em um produto cartográfico que permite a leitura rápida do conteúdo representado, além de demonstrar a relação existente entre as formas de relevo e os processos responsáveis pela elaboração das feições.

A respeito das técnicas aplicadas aos estudos dos canais e da rede de drenagem como um todo, considera-se que o estudo mais aprofundado das relações de causa e efeito que refletem na carga de sedimentos, velocidade do fluxo e poder de escoamento sejam necessários, uma vez que os fluxos intermitentes e efêmeros são considerados como agentes altamente eficazes na erosão da superfície. Para tal, recomenda-se a aplicação e adaptação de técnicas desenvolvidas em outros países, a exemplo de Israel e Austrália, que monitoram os fluxos fluviais em ambientes quentes e secos, em busca de uma compreensão da participação do transporte e deposição fluvial no processo de elaboração e evolução geomorfológica. Recomenda-se ainda a classificação e o estudo detalhado da carga detrítica disposta nas calhas dos rios, pois, acredita-se que esta forneça informações necessárias ao entendimento da evolução do relevo.

Os índices morfométricos aplicados no estudo da rede de drenagem se mostraram satisfatórios uma vez que corroboraram para o entendimento de que se trata de uma bacia hidrográfica semiárida. Porém, a partir do momento que esses índices foram aplicados ao contexto dos compartimentos geomorfológicos, verificou-se o comportamento diferenciado dessa drenagem nos setores específicos, estando esses atrelados às variações locais, dentro da área da bacia, das características litológicas, estruturais, pedológicas e de inclinação do relevo.

Com relação aos solos, se faz necessário a elaboração de um mapa pedológico em escala de detalhe que sirva de base para estudos em diversas áreas

do conhecimento científico. Além disso, a análise em laboratório das propriedades físico-químicas dos tipos de solo que ocorrem na bacia é de salutar importância.

Por fim, sugere-se ainda que pesquisas sejam realizadas utilizando-se de métodos e técnicas mais avançadas, a exemplo da datação dos depósitos correlativos, da análise granulométrica das formações superficiais e do mapeamento geomorfológico detalhado, com base em imagens orbitais de alta resolução. Isso poderá garantir resultados mais precisos e confiáveis, além de complementar os métodos tradicionais de análise do relevo, uma vez que, nesta pesquisa, estes se mostraram eficazes até certo ponto e com as devidas adaptações.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A.N. Depressões periféricas e depressões semiáridas no nordeste do Brasil. **Boletim paulista de geografia**, São Paulo, v. 22, p. 3-18, 1956.
- AB'SÁBER, A.N. Gênese das vertentes pendentes em inselbergs no Nordeste Brasileiro. **Geomorfologia**, São Paulo, v. 14, p. 6-8, 1969 (a).
- AB'SÁBER, A.N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. IGEOG-USP, **Boletim de Geomorfologia**, São Paulo, n. 19, 1969 (b).
- AB'SÁBER, A.N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.
- ALKMIM, F.F; MARSHAK, S. Transamazonian orogeny in the southern são francisco craton region, minas gerais, brazil: evidence for paleoproterozoic collision and collapse in the quadrilátero ferrífero. **Precambrian Research**, 90, p. 29–58, 1998.
- AL-JUAIDI, F.; MILLINGTON, A.C.; MCLAREN, S.J. Merged remotely sensed data for geomorphological investigations in deserts: examples from central Saudi Arabia. **The Geographical Journal**, 169 (2), p. 117–130, 2003.
- ARAUJO FILHO, J.A. **O bioma caatinga**. In: SOBRINHO, J.F. e FALCÃO, C.L.C. Semiárido: diversidades, fragilidades e potencialidades. Sobral: Sobral Gráfica, 2006. p. 40-70.
- ARGENTO, M.S.F. **Mapeamento geomorfológico**. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S.B. da (org.) Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 2001 - 4ª ed. p. 365-391.
- ARGOLO, J.L. e DEBAUT, P. **Geologia da região sisaleira de Valente e Santaluz, no Estado da Bahia**. In: ARGOLO, J.L.; SILVA, M.A.; LAGE, C.S. (Org.). O Sisal Baiano: entre Natureza e Sociedade. 1ª ed. Salvador: Governo da Bahia, v. 1, 2002. p. 39-48.
- ASTARAS, T.; LAMBRINOS, N.; SOULAKELLIS, N. A drainage system analysis evaluation of, and comparison between, Landsat-3 RBV, Landsat-5 TM and SPOT PA imageries covering the Central Macedonia district, Greece. **International Journal of Remote Sensing**, 11, p.1549–1559, 1990.
- BAMBERG, V. L. R. **Caracterização do modelado e das formações superficiais da bacia do Riacho Roncador – vertente sul do Paraguaçu**. 142 f. Dissertação (Mestrado) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador – BA, 1978.
- BELTRAME, A. V. **Diagnóstico do meio físico de bacias hidrográficas: modelo e aplicação**. Florianópolis: ed. da UFSC, 1994.

BERTALANFFY, L. V. **Teoria Geral dos Sistemas**. Tradução de Francisco M. Guimarães. Petrópolis: Vozes, 1973.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Vol. 1, 2 ed. Florianópolis: Editora da UFSC, 2007.

BILLI, P. Morphology and sediment dynamics of ephemeral stream terminal distributary systems in the Kobo Basin (northern Welo, Ethiopia). **Geomorphology**, 85, p. 98–113, 2007.

BILLI, P. Bedforms and sediment transport processes in the ephemeral streams of Kobo basin, Northern Ethiopia. **Catena**, n. 75, p. 5–17, 2008.

BLUMBERG, D.G.; NETA, T.; MARGALIT, N.; LAZAR, M.; FREILIKHER, V. Mapping exposed and buried drainage systems using remote sensing in the Negev Desert, Israel. **Geomorphology**, n. 61, p. 239–250, 2004.

BOWMAN, D.; SHACHNOVICH-FIRTEL, Y.; DEVORA, S.H. Stream channel convexity induced by continuous base level lowering, the Dead Sea, Israel. **Geomorphology**, n. 92, p. 60–75, 2007.

BOWMAN, D.; SVORAY, T.; DEVORA, S.H.; SHAPIRA, I.; LARONNE, J.B. Extreme rates of channel incision and shape evolution in response to a continuous, rapid base-level fall, the Dead Sea, Israel. **Geomorphology**, n. 114, p. 227–237, 2010.

BRACKEN, L.J.; KIRKBY, M.J. Differences in hillslope runoff and sediment transport rates within two semi-arid catchments in southeast Spain. **Geomorphology**, n. 68, p. 183–200, 2005.

BRASIL. Lei n° 3. 692, de 15 de dezembro de 1959. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/1950-1969/L3692.htm>. Acesso em março de 2012.

BRASIL. Lei n° 6.766, de 19 de dezembro de 1979. Disponível em <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/l6766.htm>. Acesso em dezembro de 2011.

BRASIL. Lei n° 7.827, de 27 de setembro de 1989. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/L7827.htm>. Acesso em março de 2012.

BRASIL. Portaria interministerial n° 1, de 09 de março de 2005. Disponível em: <http://www.sudene.gov.br/conteudo/download/Portaria_inter_01.pdf>. Acesso em março de 2012.

BRASIL. Lei complementar n° 125, de 03 de janeiro de 2007. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/LCP/Lcp125.htm#art18>. Acesso em março de 2012.

BRASIL. Ministério da Integração Nacional. **Relatório final do grupo de trabalho interministerial para redelimitação do semiárido nordestino e do polígono das secas**. Brasília, DF, 2005.

BRASIL. Ministério das minas e energia. Secretaria-Geral. **Projeto RADAMBRASIL, Folhas Aracaju/Recife (SC-24/25)**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1983.

BRASIL. Ministério das minas e energia. Secretaria-Geral. **Projeto RADAMBRASIL, Folha Salvador (SC-23)**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1981.

BRITO, M. C. R. O. **Aspectos geomorfológicos do contato inselbergs/pedimento na bacia do riacho seco, Milagres – Bahia**. 122f. Dissertação (Mestrado) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador - BA, 1991.

BURROUGH, P. A.; MCDONNELL, R. A. **Principles of geographical information systems**. New York: Oxford University Press, 1998.

CAMPBELL, I.A. **Badlands and badlands gullies**. In: THOMAS, D.S.G. (edt.). *Arid Zone Geomorphology: process, forms, and change in drylands*. London: John Wiley & Sons, 1997, p. 261 - 291.

CAPRA, F. **A teia da vida: uma nova compreensão científica dos sistemas vivos**. São Paulo: Cultrix, 1996.

CHORLEY, R. J. A geomorfologia e a teoria dos sistemas gerais. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 11, n. 21, p. 3 – 22, 1971.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica das bacias hidrográficas. **Notícia geomorfológica**, Campinas, v. 9, n. 18, p. 35-64, 1969.

CHRISTOFOLETTI, A. **Análise de Sistemas em Geografia**. São Paulo: Hucitec, 1979.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**, São Paulo: Edgard Blücher, 1980.

CHRISTOFOLETTI, A. Significância da teoria de sistemas em Geografia Física. **Boletim de Geografia Teórica**, Rio Claro, v. 16 /17, n. 31 /34, p. 119 – 128, 1987.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher, 1999.

COOKE, R.; WARREN, A.; GOUDIE, A. **Desert Geomorphology**. London: UCL Press, 1993.

COQUE, R. **Géomorphologie**. Paris: Armand Colin, 1977.

CORRÊA, A.C.B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do planalto da Borborema, nordeste do Brasil**. 2001. 386 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

CORRÊA, A.C.B. Antropogênese e morfogênese sob a ação de eventos climáticos de alta magnitude no semiárido pernambucano: o caso da bacia do riacho do salgado. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 25-36, 2011.

CUNHA, C. M. L. **A cartografia do relevo no contexto da gestão ambiental**. 128f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

CUNHA, CM.L.; MENDES, I.A.; SANCHEZ, M.C. Técnicas de elaboração, possibilidades e restrições de cartas morfométricas na gestão ambiental. **Geografia**, Rio Claro, v. 28, n. 3, p. 415-429, 2003, a.

CUNHA, CM.L.; MENDES, I.A.; SANCHEZ, M.C. A Cartografia do Relevo: Uma Análise Comparativa de Técnicas para a Gestão Ambiental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 1, p. 01-09. 2003, b.

DAVIS, W. M. O Ciclo Geográfico (1979). in: Geomorfologia – seleção de textos. Vol.1 AGB USP, republicado em 1991, n. 19.

DELGADO, I.M. (et al.). **Geotectônica do Escudo Atlântico**. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: CPRM, 2003. p. 227-258.

DEMANGEOT, J. Essai sur le relief du nord-est Brésilien. **Annales de Géographie**, v. 69, n. 372, p. 157-176, 1960. Disponível em: <http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/geo_0003-4010_1960_num_69_372_14559>. Acesso em outubro de 2010.

DERRAUX, M. **Precis de Geomorphologie**. Paris: Masson & Cie, 1965.

DÍAZ-ORTEGA, J.; SOLLEIRO-REBOLLEDO, E.; SEDOV, S. Spatial arrangement of soil mantle in Glacis de Buenavista, Mexico as a product and record of landscape evolution. **Geomorphology**, n. 135, p. 248–261, 2011.

DRESCH, J. Les problèmes morphologiques du Nord-Est brésilien. **Bull. de l'Ass. de Géographes Français**, 263/264, p. 48-59, 1967.

ELORZA, M.G. **Geomorfología y cambio climático en zonas áridas**. Zaragoza: Sdad. Coop. de Artes Gráficas, 1998.

EL-MAGD, I. A.; EI-SAYED, H.; EL-BASTAWESY, M. GIS-modelling of the spatial variability of flash flood hazard in Abu Dabbab catchment, Red Sea Region, Egypt. **The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences**, v.13, p. 81–88, 2011.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGORPECUÁRIA (EMBRAPA). **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília, DF: Embrapa-SPI; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1999.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION (FAO). Disponível em: <<http://www.fao.org/docrep/T0122E/t0122e03.htm>>. Acesso em janeiro de 2012.

GOUDIE, A.S. **Encyclopedia of Geomorphology**. Vol. 2. London/New York: Routledge, 2004.

GREENBAUM, N.; MARGALIT, A.; SCHICK, A.P.; SHARON, D. A high magnitude storm and flood in a hyperarid catchment, Nahal Zin, Negev Desert, Israel. **Hydrological Process**, v. 12, p. 1-23, 1998.

GUERRA, A. T. e GUERRA, A.J.T. **Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003, 3 ed.

HACK, J.T. and GOODLETT, J.C. **Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the central Appalachians**. Washington: U.S. Govt., 1960.

HAGGE, R. C. F. **Geomorfologia e meio ambiente em região tropical semi-árida, município de Araci – Bahia**. 195 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Meio Ambiente, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador – BA, 2000.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative geomorphology. **Geological Society American Bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275 – 370, 1945.

HOWARD, A.D. Equilíbrio e dinâmica dos sistemas geomorfológicos. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 13, n. 26, p. 3-20, 1973.

HUGGETT, R.J. **Earth surface systems**. Berlin: Springer Verlag, 1985.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA (IBGE). **Manual Técnico de Pedologia**. Rio de Janeiro: IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2. ed., 2007.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA (IBGE). **Manual Técnico de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2. ed., 2009.

JESUS, E. F. R. **Mapeamento geomorfológico da alta bacia do riacho Curimataí (Município de Serra Preta – BA) escala – 1: 30.000**. 84 f. Dissertação (Mestrado) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador - BA, 1981.

JOLY, F. **A cartografia**. Campinas: Papirus, 1990.

KENNY, R. Hydrogeomorphic flood hazard evaluation for semi-arid environments. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, London, vol. 23, p. 333 – 336, 1993.

KING, L. C. Canons of landscape evolution. **Bulletin of the Geology Society of America**, Washington DC, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.

KING, L.C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista brasileira de geografia**, v. 18, n. 2, p. 3-121, 1956.

KOZLOWSKI, D.; SWANSON, S.; SCHMIDT, K. Channel changes in burned streams of northern Nevada, **Journal of Arid Environments**, v. 74, p. 1494 – 1506, 2010.

LAGE, C.S. **Les milieux naturels de La haute vallee du vaza barris (Bahia-Bresil):** et leur aménagement. 210p. Thèse de doctorat – 3 ème cycle em Géographie de L' aménagement. Universite de Bordeaux III, Bordeaux, 1986.

LAGE, C. S.; ARGÔLO, J. L. **Unidades de Paisagem da Região Sisaleira:** Uma Análise da Relação Relevo-Estrutura. In: João Lamarck Argolo; Maria Auxiliadora da Silva; Creuza Santos Lage. (Org.). O Sisal Baiano: entre Natureza e Sociedade. 1ª ed. Salvador: Governo da Bahia, v. 1, 2002, p. 31-38.

LEOPOLD, L. B.; MILLER, J.P. **Ephemeral Streams: Hydraulic Factors and Their Relation to Drainage Net.** Professional Paper 282-A. Washington: U.S. Geological Survey, 1956.

LIMA, K. C., CUNHA, C. M. L.; SANTOS, J. M. Análise geomorfológica da bacia hidrográfica do rio bom sucesso (semiárido da Bahia) através da aplicação de parâmetros morfométricos da rede de drenagem. **Revista de Geografia**, Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 2, p. 30 – 44, 2010.

LIMA, K.C., PITIÁ, A.M.A. & SANTOS, J.M. dos. Uma contribuição aos estudos de Geomorfologia Climática em ambiente Semi-Árido na região Sudoeste da Bahia. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia. 6,2006. **Anais...** Goiânia, 2006. CD-ROM.

LIMA, K.C.; SANTOS, J.M.; RODRIGUES, D.P. Análise da rede de drenagem em ambiente semiárido – bacia hidrográfica do riacho grande – Bahia/Brasil. In: Simpósio nacional de geomorfologia. 7, 2008. **Anais...** Belo Horizonte, 2008. CD-ROM

LIMBERGER, L. Abordagem sistêmica e complexidade na geografia. **Geografia**, Londrina, v. 15, n. 2, 2006. Disponível em <<http://www.uel.br/revistas/geografia>>. Acesso em 27 de Junho de 2011.

MABESSONE, J. M. Panorama geomorfológico do Nordeste Brasileiro. IGEOG-USP, **Boletim de Geomorfologia**, São Paulo, n. 56, 1978.

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

MAIA, R.P.; BEZERRA, F.H.R; CLAUDINO-SALES, V. Geomorfologia no nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, p. 6-19, 2010.

MARQUES NETO, R. A abordagem sistêmica e os estudos geomorfológicos: algumas interpretações e possibilidades de aplicação. **Geografia**, Londrina, v. 17, n. 2, 2008. Disponível em <<http://www.uel.br/revistas/geografia>>. Acesso em 27 de Junho de 2011.

MARTÍN-VIDE, J.P.; NIÑEROLA, D.; BATEMAN, A.; NAVARRO, A.; VELASCO, E. Runoff and sediment transport in a torrential ephemeral stream of the Mediterranean coast. **Journal of Hydrology**, v. 225, p. 118–129, 1999.

MATOS, F.M.V. e CONCEIÇÃO, H. Granitogênese associada a parte oeste do cráton serrinha e o greenstone belt do rio itapicuru: geologia e tipologia. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2. 1993, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG BA/SE, 1993, p. 60.

MATSUMOTO, E. As formas de relevo e alguns problemas geomórficos na parte oriental do Nordeste Brasileiro. IGEOG-USP. **Boletim de Geomorfologia**, São Paulo, n. 44, 1974.

MENDES, I. A. **Estudo Geomorfológico na área dos divisores entre as bacias dos rios Paraguaçu e Jequiçá**. 101 f. Dissertação (Mestrado) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador – BA, 1978.

MIGÓN, P.; GOUDIE, A.; ALLISON, R.; ROSSER, N. The origin and evolution of footslope ramps in the sandstone desert environment of south-west Jordan. **Journal of Arid Environments**, v. 60, p. 303–320, 2005.

MONTGOMERY, D.R.; BUFFINGTON, J.M. **Channel classification, prediction of channel response and assessment of channel condition**. Seattle: University of Washington, 1993.

MORIN, E. **O Método 1: a natureza da natureza**. Publicações Europa-América Ltda. 1977.

MOTTI, P.; MOTTI, C. P.; SACRAMENTO, M. G. P. Relações dos solos com o modelado em condições semiáridas num setor da bacia do Rio Paraguaçu. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 20, v. 39-40, n. 49 – 60, 1980.

MOURA, A.C.M. **Geoprocessamento na gestão e planejamento urbano**. Belo Horizonte: ed. da autora, 2003.

OBERLANDER, T.M. **Slopes and pediment systems**. In: THOMAS, D.S.G. (edt.). *Arid zone geomorphology: process, forms, and change in drylands*. London: John Wiley & Sons, 1997, p. 135-163.

OLIVEIRA, J.H.M. **Caracterização geomorfológica e da fragilidade ambiental na ecorregião raso da Catarina – BA por geotecnologias**. 184f. Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós Graduação em Ciências da Terra e do Ambiente, Departamento de Exatas, Universidade Estadual de Feira de Santana, Feira de Santana – BA, 2008.

PENK, W. **Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology**. London: Mac Millan, 1924.

PENTEADO, M.M. **Fundamentos de geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1979.

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

REID, I.; FROSTICK, L.E. **Channel form, flows and sediments in deserts**. In: THOMAS, D.S.G. (edt.). *Arid Zone Geomorphology: process, forms, and change in drylands*. London: John Wiley & Sons, 1997, 2 ed.. p. 205-229.

ROBINSON, C.A.; EL-BAZ, F.; KUSKY, T.M.; MAINGUET, M.; DUMAY, F.; AL-SULEIMANI, Z.; AL-MARJEBY, A. Role of fluvial and structural processes in the formation of the Wahiba Sands, Oman: A remote sensing perspective. **Journal of Arid Environments**, v. 69, p. 676–694, 2007.

RUELLAN, F. O papel das enxurradas na zona semi-árida brasileira. **Notícia geomorfológica**, Campinas, v. 2, n. 3, p.10-13, 1959.

SALGADO, A.A.R. Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias**, Belo Horizonte: UFMG, v. 03, n.1, p. 64-78, 2007.

SANTOS, J.M.; LIMA, K.C. **Análise da Rede de Drenagem em Bacias Hidrográficas Tropicais: bacia do Riacho Grande - Bahia - Brasil**. In: PEREIRA *et al.* *GEOMORFOLOGIA 2008*. 1ª ed. Braga - Portugal: APGEOM, v. 6, p. 77-82. 2009.

SANTOS, J.M.; SALGADO, A.A.R. Gênese da superfície erosiva em ambiente semiárido – Milagres/BA: considerações preliminares. **Revista de Geografia**, Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, Set., p. 236 – 247, 2010.

SARTORI, M.G.B. e MÜLLER FILHO, I.L. **Elementos para a interpretação geomorfológica de cartas topográficas**: contribuição à análise ambiental. Santa Maria: UFSM, 1999.

SCHEIDEGGER, A.E. **Theoretical geomorphology**. 3. Ed. Berlin: Springer Verlag, 1991.

SECRETARIA DE RECURSOS HÍDRICOS DO ESTADO DA BAHIA (SRH). **Sistema de Informações Geográficas da Bahia - SIG-BAHIA**: Base cartográfica digital do Estado da Bahia. Escala 1: 100.000. Salvador: SRH, 2001.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM). **Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil**. Carta geológica – Escala 1: 250.000 (Folha Serrinha SC.24-Y-D). 1989. Disponível em <www.cprm.br/geobank>. Acesso em 17 de Outubro de 2010.

SILVA, T.C. Contribuição da geomorfologia ao estudo dos ambientes da caatinga. Simpósio sobre a caatinga e sua exploração racional. **Anais...** Feira de Santana, 1986. p. 49-71.

SILVA FILHO, R. A. **História geológica da Bahia**. Salvador: CBPM, 2010.

SOUZA, J.O.P; CORRÊA, A.C.B. Sistema fluvial e planejamento local no semiárido. **Mercator**, Fortaleza, v. 11, n. 24, p. 149-168, 2012.

SUPERINTENDÊNCIA DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS DA BAHIA (SEI). **Balço hídrico do estado da Bahia**. Salvador: SEI, 1999.

SVORAY, T. Integrating automatically processed spot HRV Pan Imagery in a DEM-based procedure for channel network extraction. **International Journal of Remote Sensing**, v. 15, n. 17, p.3541–3547, 2004.

TARBOTON, D.G.; BRAS, R.L.; ITURBE, I.R. **On the extraction of channel networks from digital elevation data**. In: BEVEN, K.J.; MOORE, I.D. Terrain analysis and distributed modeling in hydrology. New York: John Wiley & Sons, 1992, p. 85-104.

THOMAS, D.S.G. **Arid zone geomorphology: process, form and changes in drylands**. London: John Wiley & Sons, 1997.

TOOTH, S. Downstream changes in dryland river channels: the Northern Plains of arid central Australia. **Geomorphology**, v. 34, p. 33–54, 2000.

TRICART, J. Alguns problemas geomorfológicos da Bahia. **Notícia geomorfológica**, Campinas, v. 1, n.2, p. 27-32, 1958.

TRICART, J. **Pincipes et méthodes de la géomorphologie**. Paris: Masson, 1965.

TRICART, J.; CAILLEUX, A. **Le modèle des régions sèches**. Fascicule I. Paris: CDU - Sorbonne, 1969.

TRICART, J.; SILVA T. C. **Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe**. Salvador: Fundação para o Desenvolvimento da Ciência, 1969.

TWIDALE, C.R. On the origin of pediments in different structural settings. **American Journal of science**, v. 278, p. 1138-1176, 1978.

VERSTAPPEN, H.T.; ZUIDAM, R.A. VAN. **ITC System of geomorphological survey**. Netherlands, Manuel ITC Textbook, Vol. VII, Chapter VII. 3, 1975.

VICENTE, L.E.; PEREZ FILHO, A. Abordagem Sistêmica e Geografia. **Geografia**, Rio Claro, v. 28, n. 3, p. 345-362, 2003.

WITTENBERG, L.; LARONNE J.B.; NEWSON, M.D. Bed clusters in humid perennial and Mediterranean ephemeral gravel-bed streams: The effect of clast size and bed material sorting. **Journal of Hydrology**, v. 334, p. 312– 318, 2007.

YOUNG, A. **Slopes**. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1972.