

**Universidade Federal de Minas Gerais**

**Instituto de Geociências**

**Departamento de Geografia**

**Thaís Aparecida Silva**

**MORFOGÊNESE DO RELEVO DE CHAPADAS NO DIVISOR HIDROGRÁFICO  
ENTRE AS BACIAS DO TOCANTINS/ARAGUAIA COM O SÃO FRANCISCO**

**Belo Horizonte  
2018**

Thaís Aparecida Silva

**MORFOGÊNESE DO RELEVO DE CHAPADAS NO DIVISOR HIDROGRÁFICO  
ENTRE AS BACIAS DO TOCANTINS/ARAGUAIA COM O SÃO FRANCISCO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de concentração: Análise Ambiental

Linha de Pesquisa: Geomorfologia

Orientador: Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado

Belo Horizonte  
2018

S586m Silva, Thaís Aparecida.  
2018 Morfogênese do relevo de chapadas no divisor hidrográfico entre as bacias do Tocantins/Araguaia com o São Francisco [manuscrito]/ Thaís Aparecida Silva. – 2018.  
130 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: André Augusto Rodrigues Salgado.  
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, 2018.  
Área de concentração: Análise Ambiental.  
Bibliografia: f. 125-130.

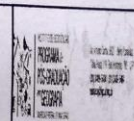
1. Geomorfologia – Teses. 2. Morfogênese – Teses. 3. Relevo – Teses. 4. Bacias hidrográficas – Brasil – Teses. I. Salgado, André Augusto Rodrigues. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Departamento de Geografia. III. Título.

CDU: 551.4(81)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



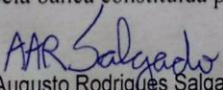
## FOLHA DE APROVAÇÃO

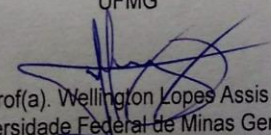
**MORFOGÊNESE DO RELEVO DE CHAPADAS NO DIVISOR  
HIDROGRÁFICO ENTRE AS BACIAS DO TOCANTINS/ARAGUAIA  
COM SÃO FRANCISCO**

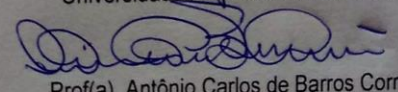
**THAÍS APARECIDA SILVA**

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.

Aprovada em 04 de abril de 2018, pela banca constituída pelos membros:

  
Prof(a). André Augusto Rodrigues Salgado - Orientador  
UFMG

  
Prof(a). Wellington Lopes Assis  
Universidade Federal de Minas Gerais

  
Prof(a). Antônio Carlos de Barros Corrêa  
UFPE

Belo Horizonte, 4 de abril de 2018.

## AGRADECIMENTO

Como um geógrafo que antes de ir a campo planeja os caminhos que pretende perfazer, o mestrado objetivava meu amadurecimento acadêmico. Porém, como todo campo possui imprevistos, aqui não foi diferente, e mudanças foram necessárias incorporando também amadurecimento pessoal. Esse caminho, tornou-se mais leve graças à existência de pessoas que me auxiliaram, a primeira delas é Deus que na sua infinidade de formas sempre está comigo. Aos meus pais (Izilda e Sebastião) que sempre acreditaram em mim, a Tatiane e Éder que sempre me dedicaram apoio e paciência. Ao meu sobrinho, João, que na sua alegria sempre me deu forças.

Agradeço ao meu orientador professor André Augusto Rodrigues Salgado pelas contribuições científicas, incentivo, paciência e dedicação. A Fernanda Cristina Rodrigues de Souza, amiga e colega de trabalho, que me auxiliou em todos os seguimentos do raciocínio aqui trazidos, além de ter participado dos campos e revisado o texto final fora os sábios conselhos. A amiga Eliana Mazzucato, que contribuiu nas revisões e na organização dos capítulos, sempre me incentivando.

Aos meus amigos e colegas, que auxiliaram e incentivaram, em especial: Nayara Bertolini, Josiane Lourenço, Ana Paula Pagotto, Rosana Pereira, Mariana Fonseca, Renata Jordan, Tamires Cunha, Lislely Souza, Leilson Santos, Dayane Rodrigues, Adriane, Rosani Bobadillo, Carolina Gomes, Alexandro Santos e Gisele Barbosa. Aos colegas com quem cursei as disciplinas, que contribuíram para minha formação com o relato das suas experiências acadêmicas. Aos colegas do GOU.

A todos os professores que conheci ao longo das disciplinas ministradas, que colaboraram com a minha formação acadêmica. Inclusive os que participaram da minha banca de qualificação, Antônio Magalhães e Luiz Fernando Barros. Aos professores da minha graduação em especial a Prof.<sup>a</sup> Marta Felícia Marujo Ferreira, que me iniciou na geomorfologia. Agradeço ao meu tio Jair por ceder o seu sítio em Januária (MG) para acomodações durante os campos, como também, aos agentes do ICMBio – Mambaí (GO) pela infraestrutura. Aos amigos feitos durante os campos principalmente os de Bonito de Minas (MG): Sílvio, Arnaldo, Pablo e ao proprietário do Café do Carrasco. A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de Mestrado e à UFMG pela oportunidade de realizar o curso de forma gratuita e de qualidade.

Fazer ciência é manter em si o espírito inquiridor de uma criança.

## RESUMO

O relevo é a resultante da interação entre as forças endógenas que criam formas, e as forças exógenas que promovem o desgaste dessas formas. Nesse sentido os rios enquanto agentes erosivos são um dos principais mecanismos na esculturação do relevo continental. O objetivo da pesquisa foi compreender a morfogênese do divisor hidrográfico entre a bacia do Tocantins com a do São Francisco, área rica em geoformas do tipo chapadas. A hipótese inicial define que a bacia do Tocantins (sub-bacia do Paranã) é mais agressiva, em termos erosivos, do que a do São Francisco. Assim, o degrau no relevo que configura o divisor hidrográfico tende recuar no sentido de oeste para leste. O resultado deste recuo lateral das escarpas são os relevos residuais que demarcam antigas linhas de frente das chapadas. A pesquisa se apoiou em três etapas: (i) levantamento de materiais e bibliografia da área de estudo e sobre o tema, (ii) procedimentos técnicos-operacionais, executados em gabinete a partir da geração de dados de sensoriamento remoto e geoprocessamento (geração do Modelo Digital do Terreno; perfis topográficos regionais; compartimentação geomorfológica; mapeamentos dos relevos residuais; perfis longitudinais dos principais canais; aplicação do Índice de Hack), (iii) procedimentos de campo, observações e registros fotográficos. Os resultados mostram que a sub-bacia do Paranã é influenciada pelas estruturas, que conferem maior energia a seus canais. Quanto ao poder erosivo dos afluentes do rio Paranã que drenam o divisor, estes são favorecidos, energeticamente, pela manutenção de gradiente hidráulico mais elevado. Na bacia do São Francisco os afluentes que drenam o divisor mostram energia semelhante ou menor que os afluentes do Paranã. Quanto à incisão fluvial, os afluentes do São Francisco se comportam de maneira distinta: a agressividade da incisão aumenta de norte em direção ao sul, devido a estruturas e ao gradiente hidráulico. Atrelado a isso, a descontinuidade das chapadas aumenta também de norte a sul. Quanto a evolução do relevo regional, acredita-se que a unidade das Chapada ocupava uma área maior que atual, com a instalação da rede de drenagem, a incisão fluvial entalhou esta unidade, de forma mais agressiva na sub-bacia do Paranã, devido influência estrutural, alcançando as rochas carbonáticas de forma mais rápida, contribuindo assim, para abertura da depressão do Paranã. Já na bacia do São Francisco, a pouca influência estrutural no norte da área somada a extensão dos canais conferiu uma incisão mais lenta. Diferente da região centro-sul, onde as estruturas, a neotectônica e o gradiente hidráulico controlam a incisão.

Palavras chave: Captura fluvial; Gradiente hidráulico; Evolução do relevo; Incisão fluvial

## ABSTRACT

The relief is the result from interaction between endogenous forces that create shapes and exogenous forces that promote wearing down of such shapes. In this sense, rivers act as erosive agents, one of the most significant mechanisms in sculpting the continental relief. The goal of this research was to understand the morphogenesis of the interfluvium between Tocantins basin and São Francisco basin, an area rich in chapadas landforms. The initial hypothesis is that the Tocantins Basin (subbasin of Paranã River) is more aggressive, we have erosive terms, than the São Francisco. Thus, the step in the relief that configures the hydrographic divisor tends to retreat in the direction of west to east. The result of this lateral retreat of the cliffs are the residual reliefs that demarcate old fronts of the chapadas. This research was structured in three stages: (i) gathering of materials and literature on the study area and the subject (ii) technical-operational proceedings, developed through remote sensing and geoprocessing data (generation of Digital Terrain Model; regional topographic profiles; geomorphological segmentation; residual relief mapping; longitudinal profile of main channels; Hack index calculation), (iii) in field proceedings, through observance and photographic register. The results show that the Paranã subbasin is affected by structure, which yield the channels greater energy. As for the erosive power of tributaries of Paranã river that drain the interfluvium, these are energetically favored due to the upkeep of an elevated hydraulic gradient. In the São Francisco basin the tributaries that drain the interfluvium display similar or lesser energy than the Parana tributaries. Regarding fluvial incision São Francisco tributaries display distinct behavior: the incision aggressiveness increases from north to south, due to structure and hydraulic gradient. Relating to this matter the chapadas' discontinuities also increase from north to south. As for the regional relief evolution the hypothesis is that the chapadas unity used to occupy a greater area and with the development of drainage network fluvial incision was promoted, specially and more aggressively in the Paranã subbasin due to structural influence, which allowed for carbonate rocks to be reached more quickly hence contributing to the opening of Valley do Paranã. In the São Francisco basin however, the reduced structural influence north of the area and the extent of channels have culminated in slower incision, which differs from the south-center region wherein the structure, neotectonics and hydraulic gradient control the incision rate.

Keywords: Fluvial Captures; Hydraulic Catchment; Relief Evolution; River Incision

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1.1. Equilíbrio dinâmico das forças endógenas e exógenas na esculturação do relevo.....	17
Figura 1.1.2. Controle exercido pela influência geológica: (A) barreira criada pela soleira litológica; (B) <i>Knickpoint</i> indicando controle estrutural.....	20
Figura 1.1.3. Estágio dos processos de rearranjo de drenagem.....	22
Figura 1.1.4. Os estágios evolutivos das três capturas identificadas por Cherem et. al (2013).....	23
Figura 1.2.1. (A) Bloco esquemático caracterizando as formas de chapadas; (B) Foto exemplificando às chapadas e sua borda, próximo a São Domingos, GO.....	25
Figura 1.2.2. Modelo de evolução do relevo de chapadas .....	26
Figura 1.2.3. Formas mais comuns nos relevos sedimentares.....	26
Figura 1.2.4. Unidade do relevo de chapadas no Brasil, segundo o IBGE (2006).....	27
Figura 1.3.1. Unidades taxonômicas do relevo.....	30
Figura 2.1. Mapa da localização da área de estudo.....	33
Figura 2.1.1. Compartimentação geotectônica.....	34
Figura 2.1.2. Arcabouço neotectônico do oeste Baiano.....	35
Figura 2.1.3. Mapa geológico da área de estudo.....	37
Figura 2.1.4. Coluna estratigráfica com as unidades do Grupo Bambuí .....	39
Figura 2.2. Mapa da localização das estações meteorológicas utilizadas e, os respectivos clinogramas elaborados a partir dos dados adquirido de cada estação....	43

Figura 2.3.1. Mapa da compartimentação geomorfológica da área de estudo.....	48
Figura 3.1.1. Mosaico das imagens do sensor SENTINEL – 2, com o recorte da área de estudo e as datas de aquisição do sensor.....	52
Figura.3.1.2. Mosaico das vinte imagens do sensor SRTM, com o recorte da área de estudo.....	53
Figura. 3.2.1. Mapa com os pontos de campo.....	60
Figura 4.1.1. Perfis topográficos regionais no sentido E-W e do divisor hidrográfico das bacias do Tocantins/Araguaia (Paraná) e São Francisco.....	62
Figura 4.1.2. Perfis topográficos regionais no sentido N-S.....	63
Figura 4.1.3. Reentrância na borda das chapadas provocada pela ação erosiva do rio Mosquito, afluente do rio Paraná.....	65
Figura 4.1.4. Rio Paraná correndo sobre o embasamento cristalino. Observa-se as serras quartzíticas ao fundo.....	66
Figura 4.1.5. Morfologia moldada sobre os quartzitos do Grupo Araí no Parque Nacional das Chapadas dos Veadeiros (GO).....	66
Figura 4.1.6. Relevo residual na Depressão do Paraná próximo a Monte Alegre.....	67
Figura 4.1.7. Vale do rio São Domingos confinado entre a Serra de São Domingos e o relevo sustentado pelas coberturas ferruginosas.....	70
Figura 4.1.8. Paisagem composta pela alternância entre a Depressão do Urucuia e os relevos sustentados por coberturas ferruginosas.....	72
Figura 4.1.9. Alguns dos pontos ao longo do divisor hidrográfico em que o mesmo se encontra rebaixado.....	73

Figura 4.1.10. Exemplo de padrão morfológico da segunda organização do relevo dentro do perfil.....	74
Figura 4.1.11. Cabeceira do rio Pardo, que se organiza em um anfiteatro de erosão estabilizado.....	75
Figura 4.1.12. Residuais areníticos (indicado pela seta) em área de relevo com baixa incisão fluvial.....	76
Figura. 4.1.13. Mapa da Compartimentação Geomorfológica.....	77
Figura 4.1.14. Mapa hipsométrico da área de estudo.....	78
Figura 4.1.15. Mapa clinográfico da área de estudo.....	79
Figura 4.1.16. Chapadas.....	80
Figura 4.1.17. Depressão do Paranã.....	82
Figura 4.1.18. Depressão do São Francisco.....	83
Figura 4.1.19. Depressão do Urucuia.....	85
Figura 4.1.20. Patamares do Planalto Central.....	86
Figura 4.1.21. Unidade Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco.....	88
Figura 4.1.22. Patamar dos Veadeiros.....	90
Figura 4.1.23. Planalto dos Veadeiros.....	91
Figura 4.1.24. Mapa da espacialização dos relevos residuais na área de estudo.....	93
Figura 4.1.25. Relevos residuais observados em campo.....	94
Figura 4.1.26. Mapa de densidade dos relevos residuais da área de estudo.....	95
Figura 4.1.27. Perfis longitudinais de alguns canais fluviais que disputam área do divisor hidrográfico.....	97

Figura 4.1.28. (A) e (B) Fluviocarste associado ao rio Corrente.....	100
Figura 4.1.29. Mapa da distribuição pontual do Índice de Hack.....	105
Figura. 4.1.30. Mapa zonal da distribuição do Índice de Hack.....	106
Figura 4.1.31. Mapa dos cotovelos de drenagem da área de estudo.....	107
Figura 4.2.1. Esboço ilustrativo da variação da incisão fluvial dos afluentes da Bacia do São Francisco.....	111
Figura 4.2.2. Paleocavidade com depósitos associados.....	112
Figura 4.2.3. Imagens referentes aos rios da área sul no setor .....	113
Figura 4.2.4. Variação da altura da escarpa do divisor hidrográfico.....	114
Figura 4.2.5. Caracterização da captura fluvial do rio São Domingos (Bacia do São Francisco) pelo rio Santa Maria (Bacia do Tocantins/Araguaia(Paraná)).....	115
Figura 4.2.6. Perfil mostrando as duas frentes de erosão existentes na área de estudo e os respectivos exemplos de relevos residuais.....	118
Figura 4.2.7. Modelos de evolução de escarpamento propostos por Gilchrist <i>et al.</i> , 1994 e Van Der Beek <i>et al.</i> , 2002.....	120
Figura 4.2.8. Bloco diagrama da evolução do relevo regional da área de estudo, destacando a unidade das Chapadas, que ocupavam uma área bem maior que atual.....	122

#### LISTA DE TABELA

Tabela 4.2.1. Taxa média de descida de alguns dos afluentes que drenam o divisor hidrográfico.....	116
--	-----

## SUMÁRIO

INTRODUÇÃO .....	14
1. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	17
1.1. Cursos D'água: os escultores da paisagem .....	17
1.2. Chapadas: o relevo tabular do interior do Brasil.....	24
1.3. Compartimentação Geomorfológica .....	28
2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	32
2.1. Geologia.....	34
2.1.1. Grupo Bambuí .....	38
2.1.2. Grupo Urucua .....	39
Paleoclimas e Clima .....	40
2.2. Geomorfologia.....	43
2.3. Vegetação .....	49
2.4. Hidrografia.....	49
3. MATERIAIS E MÉTODOS .....	51
3.1. Materiais.....	51
3.2. Métodos .....	53
3.2.1. Procedimentos técnico-operacionais.....	54
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	61
4.1. Resultados .....	61
4.1.1. Análise do Relevo .....	61
4.1.2. Análise da Drenagem .....	96
4.2. Discussão.....	107
4.2.1. Análise do Relevo .....	107
4.2.2. Análise da Drenagem .....	108
4.2.3. O papel da incisão fluvial na morfologia do relevo.....	110
4.2.4. Morfogênese do divisor hidrográfico das bacias do Tocantins/Araguaia e São Francisco .....	113
4.2.5. Relevos residuais: testemunhos da evolução regional do relevo .....	117
4.2.6. Síntese .....	118
CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	123
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	125

## INTRODUÇÃO

As formas de relevo que constituem a paisagem atual são resultantes da interação de inúmeros fatores associados tanto a forças endógenas (construtora das formas) como exógenas (responsáveis pela denudação destas). A respeito desta última, destaca-se o papel dos canais fluviais na transformação do modelado continental. Afinal, promovem a erosão das formas, o transporte e a deposição dos materiais, originando novas geoformas (SUMMERFIELD, 1991).

Os canais fluviais se organizam na paisagem de forma hierárquica através das bacias hidrográficas funcionando como um elemento integralizador e dinâmico, no qual alterações localizadas possuem respostas no todo. Assim, segundo Lana e Castro (2012), as formas são resultantes de uma busca contínua de equilíbrio. Neste contexto, dentre os elementos que compõem as bacias hidrográficas, os divisores correspondem a uma das áreas mais sensíveis à dinâmica de variação de nível de base locais, no caso de bacias interioranas, e geral, associados a bacias costeiras. Sordi *et al.* (2015a), destacam que grandes divisores hidrográficos são áreas chave para o entendimento do relevo continental, pois as bacias que possuem níveis de base mais rebaixados tendem a roubar áreas daquelas que possuem níveis de base mais elevados (CHEREM *et al.*, 2013).

Assim, algumas pesquisas vêm sendo desenvolvidas com o intuito de compreender e caracterizar a evolução dos principais divisores hidrográficos brasileiros. Entre os principais trabalhos, destacam-se: a) Sordi *et al.* (2015a), que estudou o tríplice divisor entre as bacias do Uruguai, Paraná e Itajaí – Açu, no estado de Santa Catarina; b) Marent (2016), que investigou a evolução do divisor entre as bacias do rio Grande (Paraná)/São Francisco, com as bacias do rio Doce/Paraíba do Sul, no sudeste mineiro; c) Cherem *et al.* (2013) que investigou o divisor hidrográfico entre os rios Doce/Paraíba do Sul/São Francisco.

Os estudos nos divisores supracitados estão inseridos no contexto do Brasil Extra-Amazônico<sup>1</sup>, assim eles compreendiam bacias interioranas e bacias costeiras. Desse modo, os autores identificaram que no divisor as bacias costeiras apresentaram

---

<sup>1</sup> Em termos de divisão tectônica existem dois Brasis separados pelos lineamentos Transbrasilianos, um situado a NW, Brasil Amazônico e outro a SE, Brasil Extra-Amazônico. O primeiro é predominantemente cratônico, com um relevo pouco ondulado. E o outro é formado pela combinação de faixas orogênicas, conferindo um relevo mais movimentado (BRITO NEVES, 1991).

uma maior agressividade erosiva do que as interioranas, uma vez que seus níveis de base correspondiam ao próprio oceano.

Considerando que os estudos em divisores hidrográficos regionais do Brasil contemplam a comparação da capacidade erosiva entre bacias costeiras e interioranas (FONSECA, 2010; CHEREM, 2013; SORDI, 2015; MARENT, 2016), ainda é necessário realizar estudos em divisores hidrográficos que analisem bacias interioranas entre si. Nesse sentido, surgem os seguintes questionamentos: Os divisores hidrográficos regionais de bacias interioranas se comportam da mesma maneira? Quais são os fatores geológicos e geomorfológicos que contribuem para evolução do relevo ao longo de divisores hidrográfico regionais interioranos?

Neste contexto situa-se a presente pesquisa que buscou compreender a morfogênese do divisor hidrográfico entre a bacia do Tocantins/Araguaia - sendo esta analisada a partir da sub-bacia do Paranã - e a bacia do São Francisco, atrelado a evolução do relevo regional e das formas de chapadas que são predominantes ao longo desse divisor.

A respeito dos objetivos específicos, a pesquisa procurou:

- caracterizar o relevo regional da área de estudo;
- mapear os relevos residuais (chapadas);
- compreender o comportamento erosivo dos afluentes que drenam o divisor hidrográfico;
- identificar de áreas mais sensíveis a processos de rearranjo de drenagem ao longo do divisor hidrográfico;
- modelar a evolução do relevo na área de estudo.

A hipótese inicial defende que a bacia do Tocantins (sub-bacia do Paranã) é mais agressiva, em termos erosivos, do que a do São Francisco. Como consequência, o degrau no relevo que configura o divisor hidrográfico tende recuar no sentido de oeste para leste. Assim, o resultado do recuo lateral das escarpas são os relevos residuais que demarcam antigas linhas de frente das chapadas.

Desse modo, este trabalho se justifica por apresentar uma discussão de caráter regional e fornecer um estudo base para área contemplada. Além disso, contribui para reflexões de temas como: evolução de divisores hidrográficos; papel da rede de

drenagem em moldar as formas constituintes das paisagens; influência dos níveis de base locais; morfogênese das formas de relevo do tipo chapadas.

## 1. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 1.1. Cursos D'água: os escultores da paisagem

A evolução da paisagem é lenta e controlada pela interação de forças endógenas e exógenas. Ambas as forças envolvem mecanismos térmicos e podem ser classificados como: (i) as forças endógenas são governada pela dinâmica termal do interior da terra, a responsável pela criação de montanhas e vulcões e; (ii) as forças exógenas, que incluem os processos climáticos - cuja a energia provém do sol - e que provocam o intemperismo e a erosão, bem como a deposição dos sedimentos (Figura 1.1.1) (PRESS *et al.* 2006).

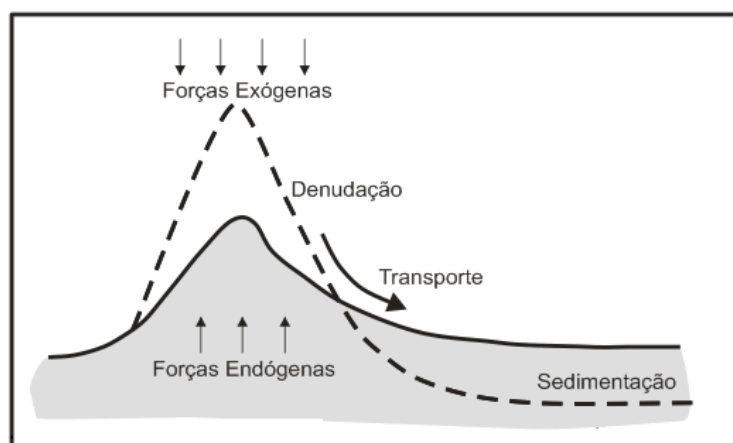


Figura 1.1.1. Equilíbrio dinâmico das forças endógenas e exógenas na esculturação do relevo.

Fonte: Adaptado de Casseti (2005).

Entre os agentes exógenos merece destaque o trabalho realizado pelos cursos fluviais. Eles exercem três funções principais: (i) erodem os próprios canais; (ii) transportam os materiais (sedimentos) oriundos do intemperismo das vertentes e; (iii) depositam estes materiais, originando novas formas de relevo (SUMMERFIELD, 1991).

Os cursos d'água se ordenam de forma hierárquica sobre os continentes, por intermédio da bacia hidrográfica. Summerfield (1991) e Botelho (1999) definem bacia hidrográfica como uma área da superfície terrestre, delimitada por divisores de água (interflúvios), na qual a água fornecida pela precipitação é transferida através de um

curso d'água principal e seus afluentes, para um outro curso d'água de ordem maior, para um lago ou para o oceano.

A organização hierárquica em bacias hidrográficas foi sugerida, entre outros autores, por Strahler (1957). Esse autor classifica os canais fluviais de acordo com seu posicionamento (ordem). Assim, cada tributário de uma rede de drenagem possui sua própria área de contribuição para o escoamento. A primeira ordem ocupa as porções de maior altitude (próximo às nascentes) e formam as cabeceiras de drenagem (montante). À medida que estes confluem com os demais canais da bacia, ao longo dos níveis topográficos inferiores, a ordem vai tornando-se superior (SUMMERFIED, 1991).

O conceito de nível de base foi introduzido primeiramente por Powell no século XIX ao estudar a evolução do rio Colorado e seus tributários nos Estados Unidos. Powell assinala o papel da ação erosiva no desmonte de um relevo dobrado, que se eleva acima do nível de base de erosão.

Davis (1899) associou a denudação fluvial ao desgaste erosivo dos continentes, formulando uma das principais teorias acerca da evolução do relevo: o "Ciclo Geográfico". Apesar do caráter fixista, essa teoria alavancou uma série de discussões e revisões sobre o tema. A partir das críticas à teoria de Davis (1899) surgiram as teorias de Penck (1953), King (1955), Hack (1960) e Büdel (1982), mas prevaleceu ao longo do tempo, a importância do nível de base para a dinâmica erosiva dos canais, visto que o mesmo interfere no potencial de transporte de um rio (LANA e CASTRO, 2012; PINTO, 2015).

Destaca-se que há um nível de base geral (os oceanos), onde o baixo ou nulo gradiente impossibilita a transformação de energia potencial em energia cinética. Também há os níveis de base locais (lagos; *knickpoints*; soleiras litológicas) ao longo dos perfis dos cursos d'água, que influenciam na dinâmica erosiva dos mesmos (SCHUMM, 1993). Marent (2016) destaca a importância dos *knickpoints*, como sendo níveis de base locais controladores da denudação de toda a porção dos altos cursos, onde estes ocorrem.

As variações no nível de base geral exercem pouca ou nenhuma influência nas porções continentais interioranas, visto que tais mudanças demandam de tempo para influenciar a dinâmica erosiva das bacias. Já alterações nos níveis de base locais

implicam em oscilações no gradiente dos canais, que podem ser acrescidos, (favorecendo a erosão) ou reduzidos (gerando agradação) (SCHUMM, 1993). Desse modo, as consequências das mudanças nos níveis de base locais são complexas. É necessário considerar outros elementos para entender os efeitos no sistema fluvial que, em alguns casos, podem ser mínimos e em outros podem ser significativos.

Assim, os elementos controladores dos sistemas fluviais podem ser subdivididos em três categorias: a) controle de nível de base (direção, magnitude, taxa e duração); b) controle geológico (litologia, estruturas e tectônica); c) controle geomorfológico (inclinação da superfície exposta, morfologia do vale e morfologia do rio) (SCHUMM, 1993). A primeira categoria diz respeito ao controle exercido pelo nível de base. Em relação à direção, mudanças no nível de base podem determinar se a resposta do sistema fluvial consistirá em agradar ou degradar. Por sua vez, a magnitude consiste na intensidade da variação do nível de base. Neste caso, quando o nível de base decai minimamente o canal se ajusta modificando o seu padrão ou aumentando a rugosidade do leito. Já quando o nível de base decai significativamente, o canal aumenta o seu poder de erosão, aumentando a incisão, e podendo levar a um rejuvenescimento de toda a rede de drenagem. A taxa diz respeito à velocidade da mudança do nível de base, ou seja, quando o rebaixamento do mesmo é lento, o canal tende a migrar lateralmente, enquanto que, quando é rápido, ocorre a incisão do canal. A duração está relacionada com as duas variáveis anteriores. Quando a duração é longa, a taxa de ajustamento é lenta, portanto os efeitos ao longo-tempo são sutis. Ao contrário, caso o rebaixamento do nível de base seja grande, rápido e em curto espaço de tempo, a resposta do sistema fluvial é significativa (SCHUMM, 1993).

O controle litológico, estrutural e tectônico pode limitar ou retardar o efeito da variação do nível de base ao longo da rede de drenagem. Isto ocorre quando o substrato rochoso é resistente constituindo assim, uma soleira litológica (SCHUMM, 1993). Caso ocorram pontos de ruptura de declive ao longo do canal, significa controle estrutural, a resposta erosiva será significativamente alterada, tornando-o mais eficiente em erodir (Figura 1.1.2). Quanto ao controle tectônico, Burbank e Anderson (2001) salientam que os canais fluviais são os elementos mais sensíveis aos impulsos tectônicos se comparados a outros elementos da bacia de drenagem, como interflúvios e encostas. Assim, a neotectônica pode reativar falhas que influenciam nos níveis de base locais de um canal, provocando a incisão dos mesmos.

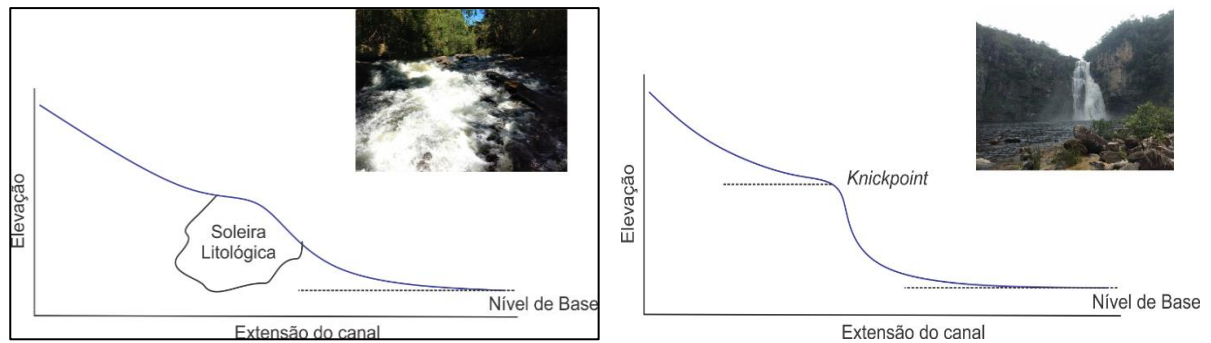


Figura 1.1.2. Controle exercido pela influência geológica: (A) barreira criada pela soleira litológica; (B) *Knickpoint* indicando controle estrutural.  
 Fonte: Elaborado pela autora.

O controle geomorfológico é importante por determinar o impacto da variação do nível de base. O rebaixamento do nível de base de forma abrupta (escarpa) gera um resultado diferente (incisão pronunciada), o que não ocorreria se o rebaixamento fosse gradual, ou com igualdade no gradiente do canal. Nesse sentido, a morfologia do vale determina a habilidade de um rio em se ajustar à variação do nível de base local. Assim, com o rebaixamento do nível de base local, o rio tende migrar lateralmente em vales de morfologia aberta. Já em vales estreitos a incisão fluvial tende aumentar. Logo, a morfologia do canal faz referência à habilidade do rio modificar o seu padrão (forma), causado pelo rebaixamento do nível de base local, sem que ocorra maior incisão (SCHUMM, 1993).

A partir dos estudos feitos por Schumm (1993) fica evidente o quanto é necessário considerar as particularidades das respostas fluviais frente à variação do nível de base. Neste contexto, Charlton (2007) afirma que os sistemas fluviais refletem as mudanças no nível de base da seguinte forma: o aumento do gradiente em seu baixo curso provoca o aumento da inclinação do canal, ou apenas de um trecho dele. Como resultado, o trecho a montante tende aumentar seu gradiente, tornando-se mais declivoso. Ao longo do tempo, a incisão se propaga rumo a montante, aumentando, assim, a carga de sedimento que é acumulado no extremo jusante do canal. Com isso, o gradiente tende a diminuir. Porém, a zona de incisão continua a migrar sentindo montante (como também a zona de agradação). O complexo resultado desse sistema

é a tendência a um equilíbrio dinâmico<sup>2</sup>, onde após um período de incisão, o trecho do canal fluvial incidido tende a perder gradiente graças ao acúmulo de sedimentos provenientes da erosão remontante. Porém, a incisão fluvial não se restringe ao canal, mas afeta a bacia hidrográfica como um todo, pois os rios estabelecem o nível de base local, que controla a erosão de toda a bacia. Desse modo, as alterações no nível de base são transferidas para a cabeceira de uma bacia, regulando assim a inclinação das vertentes.

Segundo Bishop (1995) entre as consequências das variações do nível de base também estão os processos de rearranjo ou reorganização da drenagem. Esses processos podem ser definidos como a união de sistemas fluviais previamente desconectados provocando assim, a divisão ou o desvio de um sistema já existente. O rearranjo de drenagem pode provocar a transferência tanto da área de uma bacia para outra, como também, das linhas de drenagem. Além disso, tais processos podem ser ascendentes (“*bottom-up*”) (quando a interceptação é ativa de um sistema fluvial adjacente como, por exemplo, retração de cabeceiras) ou descendentes (“*top-down*”) (quando o rio se desloca para outra bacia paralela, a partir do desvio por migração, tectonismo ou fluxos catastróficos) (BISHOP, 1995).

Os mecanismos responsáveis pelo rearranjo da drenagem podem ser classificados em três categorias: (i) captura fluvial, (ii) divisão e (iii) decapitação, sendo o primeiro o processo mais comum de ocorrer (Figura 1.1.3).

A captura fluvial é um processo no qual a cabeceira de drenagem apreende um curso à montante delimitando a área onde ocorreu essa apreensão (SUMMERFIELD, 1991). O sistema de drenagem que promove a captura possui uma maior agressividade na erosão remontante. Portanto, o fluxo da drenagem capturada é desviado por *bottom-up*<sup>3</sup>. Além disso, ela implica tanto na transferência de área como das linhas de drenagem. Alguns fatores na paisagem contribuem para que a captura ocorra. Entre eles destaca-se a associação da inclinação do terreno, com alta energia e com o avanço da vaga erosiva (BISHOP, 1995). Esse processo foi observado por

---

<sup>2</sup> Termo empregado por Gilbert no século XIX para designar as relações entre os processos e a resistência dos materiais em função da esculturação do relevo. Assim, as formas são resultantes da busca contínua de equilíbrio (LANA; CASTRO, 2012).

<sup>3</sup> *Bottom-up* se refere ao processo de baixo para cima, ou seja, quando um canal fluvial que corre em patamar topográfico mais baixo intercepta por erosão um outro pertencente a uma bacia hidrográfica adjacente que corre em patamar topográfico mais elevado.

Cherem (2013) no leste de Minas Gerais, em uma região de degrau no relevo entre as bacias hidrográficas do Paraíba do Sul/Doce/São Francisco. Nessa região, o recuo da escarpa age concomitante aos processos de captura fluvial. Por sua vez, Struth *et al.* (2015) ao estudar o rearranjo da drenagem na parte oriental da cordilheira andina na Colômbia, concluiu que o aumento progressivo da declividade regional é o principal mecanismo controlador das capturas. Isto ocorre porque ao aumentar a declividade regional, aumenta a energia do sistema e, por consequência, a agressividade dos sistemas fluviais.

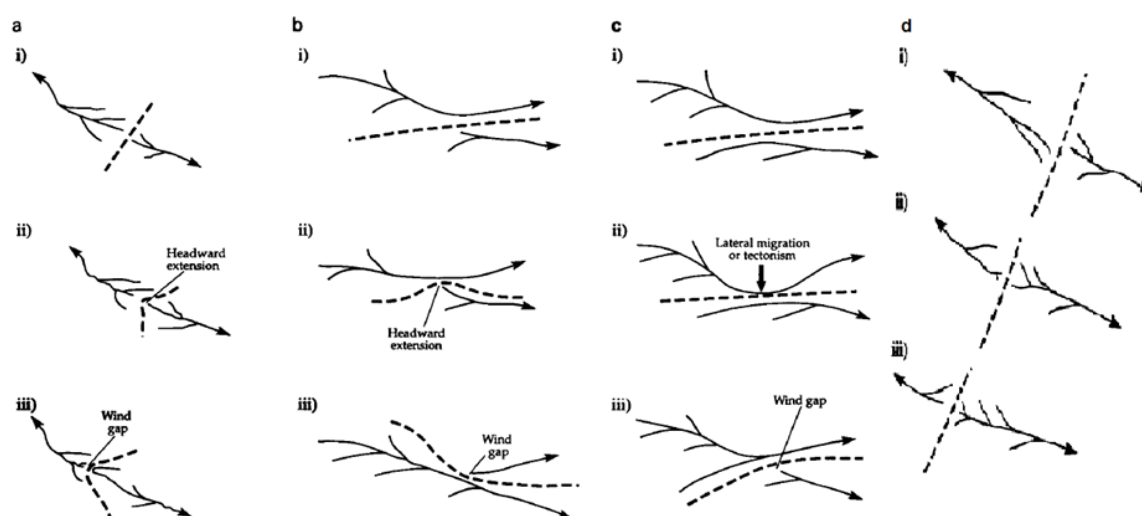


Figura 1.1.3. Estágio dos processos de rearranjo de drenagem. (a) captura fluvial; (b) e (c) divisão ou desvio; (d) decapitação. Fonte: adaptação de Bishop (1995).

Para Bishop (1995) existem dois tipos de evidências acerca das capturas fluviais: (i) aquelas baseadas na estratigrafia e (ii) aquelas baseadas na morfologia. O primeiro grupo de evidências baseia-se na modificação do tipo de sedimento transportado e depositado pelo sistema de drenagem capturado, comumente passível a datação. Já as evidências morfológicas podem ser no canal e/ou no vale. Assim, podemos listar como principais: afluentes “farpados”, canais decapitados, cotovelos de captura na rede de drenagem, canais desajustados e vales-secos.

Cherem *et al.* (2013) identificam que os processos de captura fluvial possuem estágios evolutivos distintos (Figura 1.1.4). Uma captura em estágio inicial possui uma influência pontual na paisagem e o perfil longitudinal do canal capturado é semelhante ao canal original (Figura 1.1.4: Vilas-Boas). Por sua vez, a captura em estágio intermediário promove um rebaixamento de um pequeno trecho do canal capturado, além da ocorrência de um pequeno vale decapitado e também de um canal desajustado (Figura 1.1.4: Carandaí). Por fim, na captura em estágio amadurecido, o

canal capturado já começa a perder suas características originais, inclusive começando a drenar a escarpa (Figura 1.1.4: São Vicente).

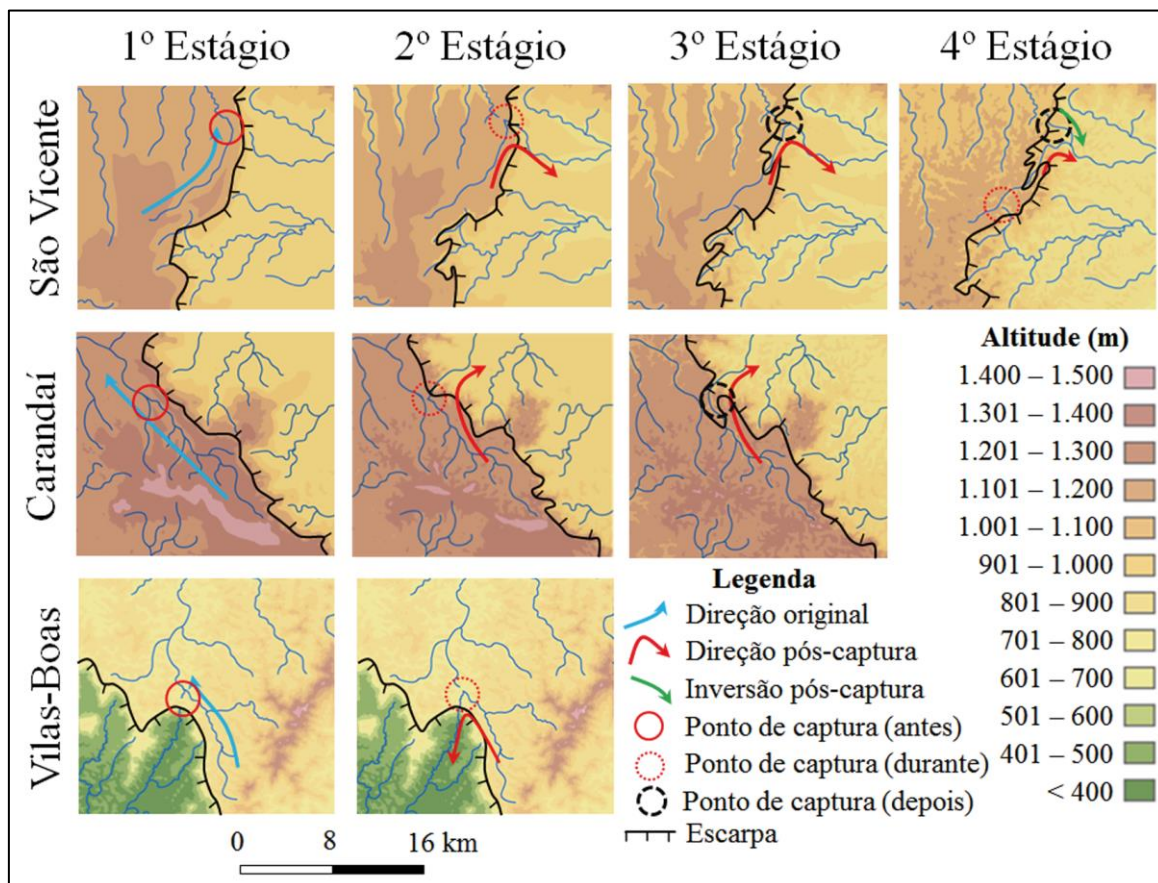


Figura 1.1.4 Os estágios evolutivos da três capturas identificadas por Cherem. Fonte: Cherem (2013).

Por sua vez, Sordi et al. (2015b) ao estudarem a evolução do relevo no Planalto de Santa Catarina mostram que existe uma relação entre *knickpoints* e capturas fluviais. Essa relação se faz presente em áreas onde se tem grande retomada erosiva por parte das bacias que drenam a escarpa de serras. Além disso, elas promovem a captura das bacias que drenam sobre o planalto. Neste contexto, os *knickpoints* são comuns no sopé das escarpas.

Outra forma de rearranjo de drenagem é a divisão. Este processo se caracteriza pelo redirecionamento de uma drenagem para a bacia hidrográfica adjacente por diversos fatores como, por exemplo, migração lateral do canal, tectonismo e avulsão em chuvas de alta magnitude (BISHOP, 1995). Esse tipo de rearranjo de drenagem envolve transferência de área, porém preserva as linhas de drenagem originais. Em

termos de evidência espera-se a ocorrência de *wind gap*<sup>4</sup>. Neste processo dificilmente ocorrerão cotovelos na drenagem e inflexões entre os canais em 90°. Isso dependerá da diferença de elevação entre os rios envolvidos no processo (BISHOP, 1995). Porém, Bishop (1995) acerca da divisão, também faz referência aos poucos casos em que os fluxos dos tributários envolvidos no processo são completamente desmembrados da drenagem original. Para que isso ocorra é necessário um declive maior e um divisor rebaixado que facilita o desvio do fluxo.

Já a decapitação consiste na apropriação ou abstração da área de drenagem de um rio para outro adjacente, sem transferência da linha da drenagem. Esse processo é mais comum em áreas de escarpamentos, que muitas vezes, coincidem com divisores hidrográficos. Nesse sentido, a decapitação é apontada como um dos processos responsáveis pela retração de escarpamentos e divisão da drenagem (BISHOP, 1995). Assim, afirma-se que tal processo envolve sistemas de drenagem adjacentes, um tem o aumento de cabeceira em detrimento da outra.

## **1.2. Chapadas: o relevo tabular do interior do Brasil**

As formas de relevo definidas como chapadas são elevações com topos planos, esculpidas em rochas sedimentares, mas que podem, excepcionalmente, ocorrer em rochas metassedimentares de baixo metamorfismo ou sedimentares vulcânicas. Em termos altimétricos é uma forma relativamente mais alta que seu entorno, com rupturas de declive bem demarcadas entre a sua superfície mais elevada e mais baixa. A declividade em sua superfície é predominantemente menor ou igual a 6°. Além disso, suas camadas podem ser levemente inclinadas, respeitando o mesmo limite de 6° no mergulho das mesmas. A sua extensão deve ter no mínimo 10 hectares (Figura 1.2.1) (MARTINS; SALGADO, 2016).

---

<sup>4</sup> Consistem em gargantas entalhadas por rios em altos estruturais e topográficos (BISHOP, 1995).

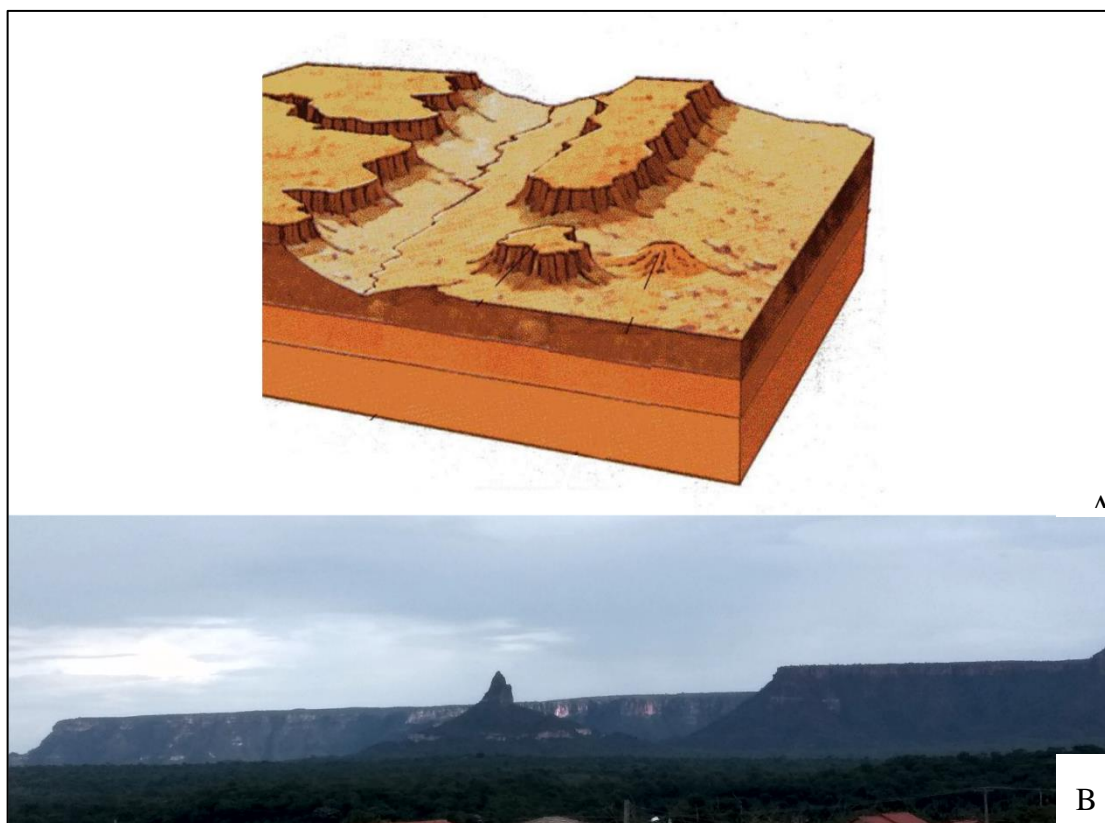


Figura 1.2.1. (A) Bloco esquemático caracterizando as formas de chapadas; (B) Foto exemplificando às chapadas e sua borda, próximo a São Domingos, GO.  
Fonte: (A) Vocabulário...,2011; (B) Fotografia da autora.

Em termos genéticos, as chapadas são resultantes de um progressivo encaixamento da rede de drenagem promovido pela mudança do nível de base da drenagem que flui em superfície. Assim, à medida que a incisão se acentua, ela possibilita a individualização dos platôs que, posteriormente tem sua evolução associada ao recuo lateral de suas bordas e a manutenção de sua altimetria (MARTINS; SALGADO, 2016) (Figuras 1.2.2). O continuar desse processo de recuo lateral das bordas de chapada pode gerar a formação de ampla superfície pontilhada de geformas residuais da erosão das chapadas, tais como: mesas, morros testemunhos, entre outros (Figura 1.2.3) (CASSETI, 2005).

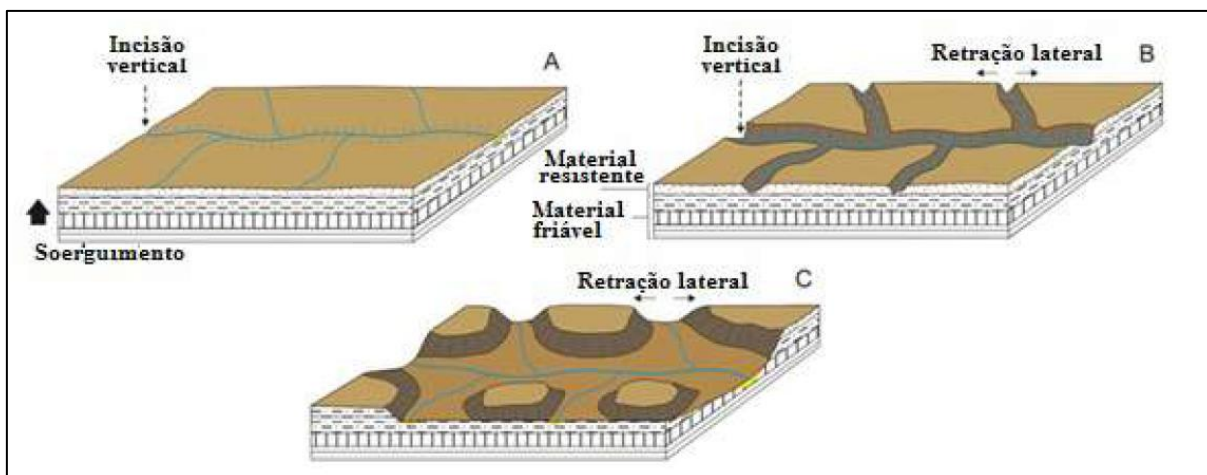


Figura 1.2.2. Modelo de evolução do relevo de chapadas:(A) Etapa inicial: encaixamento vertical da rede de drenagem; (B): Etapa intermediária: drenagem atinge o novo nível de base, promovendo o recuo lateral do vale; (C) Etapa Avançada: individualização das chapadas em dois relevos planos separados.

Fonte: Martins e Salgado (2016).

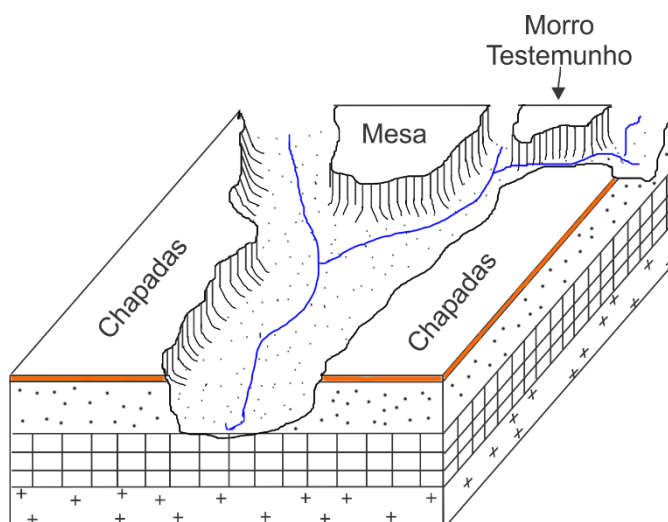


Figura 1.2.3. Formas mais comuns nos relevos sedimentares.

Fonte: Adaptado de Casseti (2005).

No Brasil, o relevo de chapadas é considerado recorrente. Segundo o IBGE (2006), há oito unidades de relevo desta morfologia (Figura 1.2.4): Chapada do Alto Rio Itapecuru; (ii) Chapadas e Planos do Rio Farinha; (iii) Chapadas do Alto Parnaíba; (iv) Chapadas do Rio São Francisco; (v) Chapadas do Rio Jequitinhonha; (vi) Chapadas de Irecê e Utinga; (vii) Chapada do Araripe; (viii) Parecis (MARTINS *et al.*, 2016). Entretanto, formas mais ou menos isoladas de Chapadas também ocorrem em

diversas outras paisagens do Brasil. Principalmente na porção norte da Bacia Hidrográfica do Rio Paraná, ao longo de toda a Serra Geral de Goiás e em diversas partes das bacias sedimentares do Parnaíba e do Parecis.

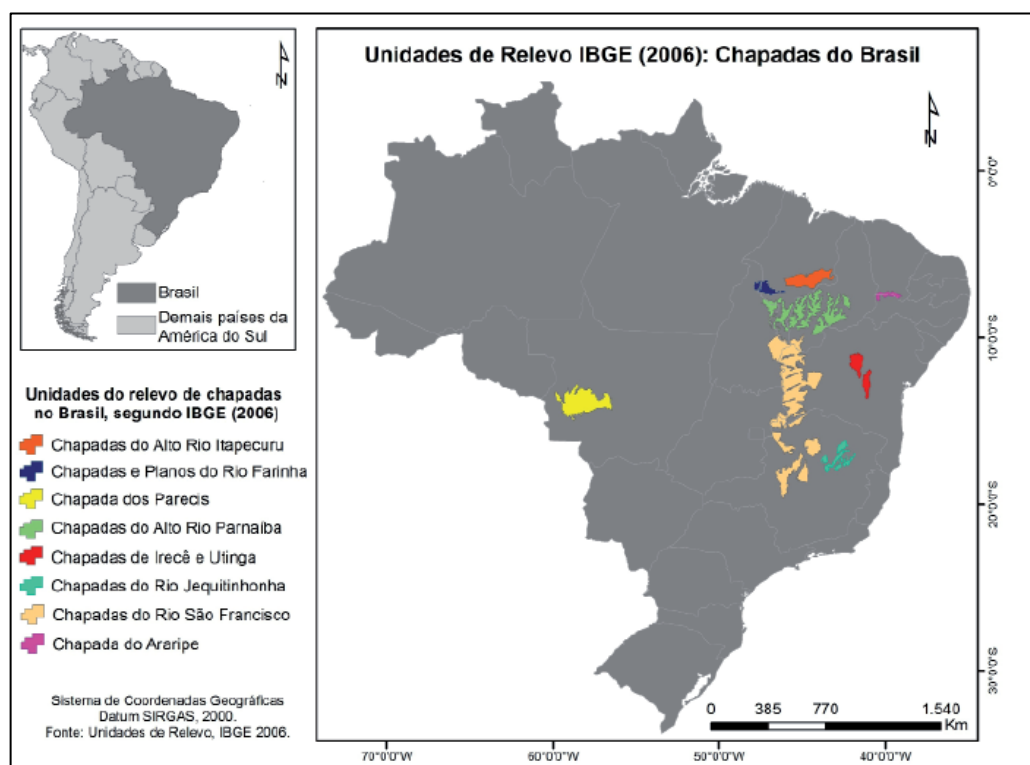


Figura 1.2.4. Unidade do relevo de chapadas no Brasil, segundo o IBGE (2006).  
Fonte: Martins *et al.* (2016).

Alguns autores, como Ab'Saber (1969) e Valadão (2009), consideram que as formas de relevo tabulares interioranas são testemunhos de superfícies de aplainamento. Assim, Valadão (2009) ao investigar o relevo do Brasil Oriental sugere três superfícies de aplainamento distintas, porém, com relação genética: *Sul-Americana*; *Sul-America I* e *Sul-America II*. Desse modo, a Superfície Sul-Americana, dentre outras regiões, faz referência às Chapadas do São Francisco, aquela que dentre as unidades do IBGE é a de maior ocorrência areal no território brasileiro (Figura 1.2.4).

### 1.3. Compartimentação Geomorfológica

A geomorfologia enquanto ciência tem como objeto de estudo as formas de relevo, incorporando em sua análise os materiais (consolidados ou inconsolidados), processos (naturais e/ou antrópicos), escala(s) temporal(is) (tempo presente e/ou profundo) e escala(s) espacial(is) (micro e/ou macro) (CHRISTOFOLETTI, 1980; ROQUE ASCENÇÃO & VALADÃO, 2016). Independente das temáticas escolhidas, a espacialização das formas, através de mapas, se faz útil para melhor compreensão das investigações geomorfológicas (MAGALHÃES; RODRIGUES, 2010). Nesse sentido, esforços por parte da ciência geomorfológica, principalmente da escola francesa, vêm sendo feitos desde do século passado, com destaque para a classificação taxonômica elaborada por Tricart (1965), que ao mesmo tempo, contempla uma análise genética e descritiva das formas de relevo (IBGE, 2009).

No Brasil, até 1968 pouco se tinha avançado quanto à cartografia geomorfológica. No ano seguinte, ocorreu o I Conferência Nacional de Geografia e Cartografia, onde as principais discussões, alavancadas principalmente por Aziz Ab'Saber e Ediorfe Moreira, delimitaram a base da cartografia geomorfológica brasileira. Essa base considerava como elementos essenciais: (i) base geológica; (ii) fixação, delimitação e descrição das formas; (iii) fixação da altimetria; (iv) representação dos domínios morfoestruturais/morfoclimáticos; (v) representação da dinâmica; (vi) cartografia das formas (IBGE,2009).

Em 1971 criou-se o projeto RADAMBRASIL, que tinha como objetivo mapear sistematicamente os recursos naturais brasileiros na escala de 1:1. 000.000. Dentro deste, o mapeamento das formas geomorfológicas foi coordenado por Getúlio Vargas Barbosa e Teresa Cardoso da Silva, que utilizaram a metodologia delineada por Tricart (1956) citado por IBGE (2009). Conforme o IBGE (2009), nesse trabalho, as formas de relevo são categorizadas em escala genética em:

- (i) domínios morfoestruturais, considera em escala regional a influência litológica/estrutural/tectônica no relevo;
- (ii) regiões geomorfológicas, formas resultantes da interação entre os domínios morfoestruturais e o clima de cada região;
- (iii) unidades geomorfológicas, agrupamento dos artefatos geomorfológicos com altimetria e fisionomia semelhantes;

- (iv) modelado, padrão de formas geometricamente semelhantes, compartilhando de uma mesma gênese, e processos atuantes, geralmente incorporam formas de relevo representados por símbolos lineares ou pontuais.

A aplicação desta metodologia gerou alguns problemas quanto ao ajustamento de diferentes táxons às escalas espaciais que cada um cobria. Assim, houve algumas mudanças que consistiram em representar as interfaces entre cada nível taxonômico (IBGE, 2009).

Ross (1992) fez uma releitura da taxonomia do relevo elaborada por Tricart (1965) com intuito de solucionar os problemas advindos das diversidades de formas de relevo que compõem a paisagem, em uma única representação gráfica. Para Ross (1992) o reconhecimento e a classificação das formas de relevo devem levar em conta a gênese, a idade e, se possível, a dinâmica atual. Assim, ele determina seis táxons que permitem agrupar relevos com características semelhantes. O primeiro táxon refere-se à morfoestrutura, ou seja, as grandes formas do relevo, que compõem superfícies geneticamente homogêneas. O segundo táxon compreende as formas de relevo, provindas da ação climática, que por sua vez, começa individualizar às morfoestruturas em morfoesculturas. Relevante ressaltar que as unidades morfoesculturais, em geral, não têm relação genética com as características climáticas atuais (CASSETI, 2005). O terceiro táxon compreende a atuação climática mais recente, considerando o tempo geológico, compondo os padrões de formas semelhantes. Neste, ocorre o quarto táxon, que são os tipos de forma de relevo, resultantes denudação ou da agradação. O quinto táxon compreende as vertentes inseridas nas formas de relevo. Por fim, o sexto táxon é composto pelas formas resultantes de processos erosivos ou deposicionais atuantes sobre as vertentes. A representação do sexto táxon só é possível em mapeamentos de detalhe (Figura 1.3.1) (ROSS, 1992).

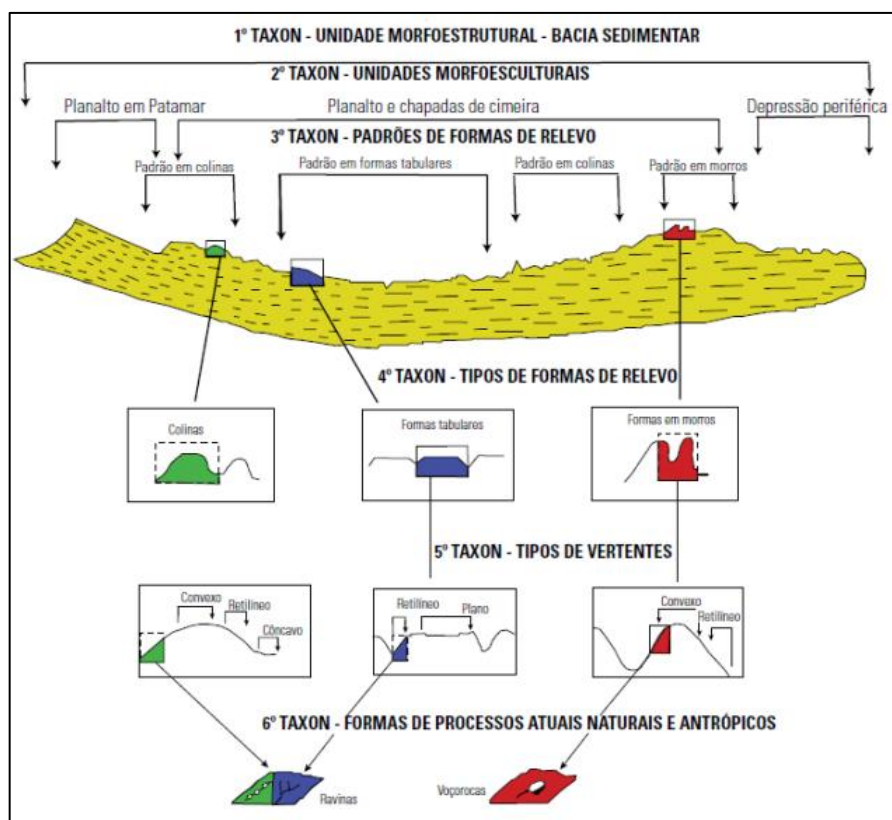


Figura 1.3.1. Unidades taxonômicas do relevo. Fonte: Modificado de Ross (1992) por Santos *et al.* (2015).

É importante sublinhar a questão da escala espacial adotada para o mapeamento, pois é ela que determina o grau de detalhamento da informação. Nesse sentido, escalas iguais ou maiores que 1:500.000 são adequadas para a representação de fenômenos morfoestruturais, ou seja, que consideram as influências geológicas (CASSETI, 2005). Neste sentido, para Ab'Saber (1969) a compartimentação do relevo corresponde ao primeiro nível da análise geomorfológica. O referido autor salienta que o primeiro passo para construção do conhecimento geomorfológico é a caracterização e descrição da topografia regional e, conseqüentemente, das suas formas, levando em consideração a influência geológica (erosão diferencial, estruturas e tectônica).

O segundo nível de tratamento vai além da sistematização da estrutura superficial da paisagem e considera os materiais (consolidados e inconsolidados). Desse modo, obtém-se a cronogeomorfologia que sustenta as primeiras interpretações acerca da seqüência dos processos paleoclimáticos (AB'SABER, 1969).

Enquanto que o segundo nível parte de um fato estático, afloramento/depósito, para entender a dinâmica passada, o terceiro nível denominado por Ab'Saber (1969) como fisiologia da paisagem, busca o entendimento da dinâmica atual e toda a complexidade que a mesma envolve, através de uma abordagem mais analítica e interdisciplinar. Essa investigação se apoia em métodos mensuráveis, como por exemplo, medição da taxa de erosão em uma vertente.

A organização metodológica proposta por Ab'Saber (1969) para a construção do conhecimento geomorfológico possibilitou um avanço para a geomorfologia brasileira. Afinal, a partir de então foi possível investigar as formas de relevo em diferentes escalas espaciais e temporais, concebendo assim, uma abordagem completa, que possibilita ao pesquisador transitar entre estes três níveis ou escolher algum destes para o estudo.

Neste sentido, com o passar do tempo, a análise geomorfológica se beneficiou dos avanços geotecnológicos advindos do sensoriamento remoto, processamento digital de imagens, geoprocessamento, assim como, da evolução dos Sistemas de Informações Geográficas (SIG). Cunha *et al.* (2003) destaca o aproveitamento desta evolução para a geomorfologia, visto que, facilita a leitura e a representação gráfica dos fatos geomorfológicos. Além disso, proporciona economia de tempo se comparado aos métodos tradicionais.

## 2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área foco deste estudo compreende a maior parte da Serra Geral de Goiás, mais especificamente a região localizada entre as coordenadas geográficas 16° 0' 1" e 12° 39' 38" de Latitude Sul e 47° 37' 46" e 43° 27' 54" de longitude Oeste. A área total do recorte possui 165.600 km<sup>2</sup> de extensão e envolve parte dos estados da Bahia, Goiás, Minas Gerais e Tocantins, abrangendo também parte do Distrito Federal. Situa-se na região de interflúvio de três das mais importantes bacias hidrográficas do Brasil: Tocantins - São Francisco – Paraná, esta última não considerada como objeto de análise (Figura 2.1).

Apesar de o foco de estudo ser o divisor hidrográfico entre as bacias do Tocantins/Araguaia (sub-bacia do Paranã) e do São Francisco, o recorte da área não se limita a este. Afinal, entende-se que as bacias hidrográficas funcionam como um sistema integrado de inter-relações entre seus componentes. Assim, para uma análise mais consistente, optou-se por incluir no estudo o curso médio do rio São Francisco, nível de base local dos afluentes que drenam o divisor em direção à leste. Já o nível de base do rio Tocantins é o rio Paranã e, portanto, ele marca o limite ocidental da área de estudo.

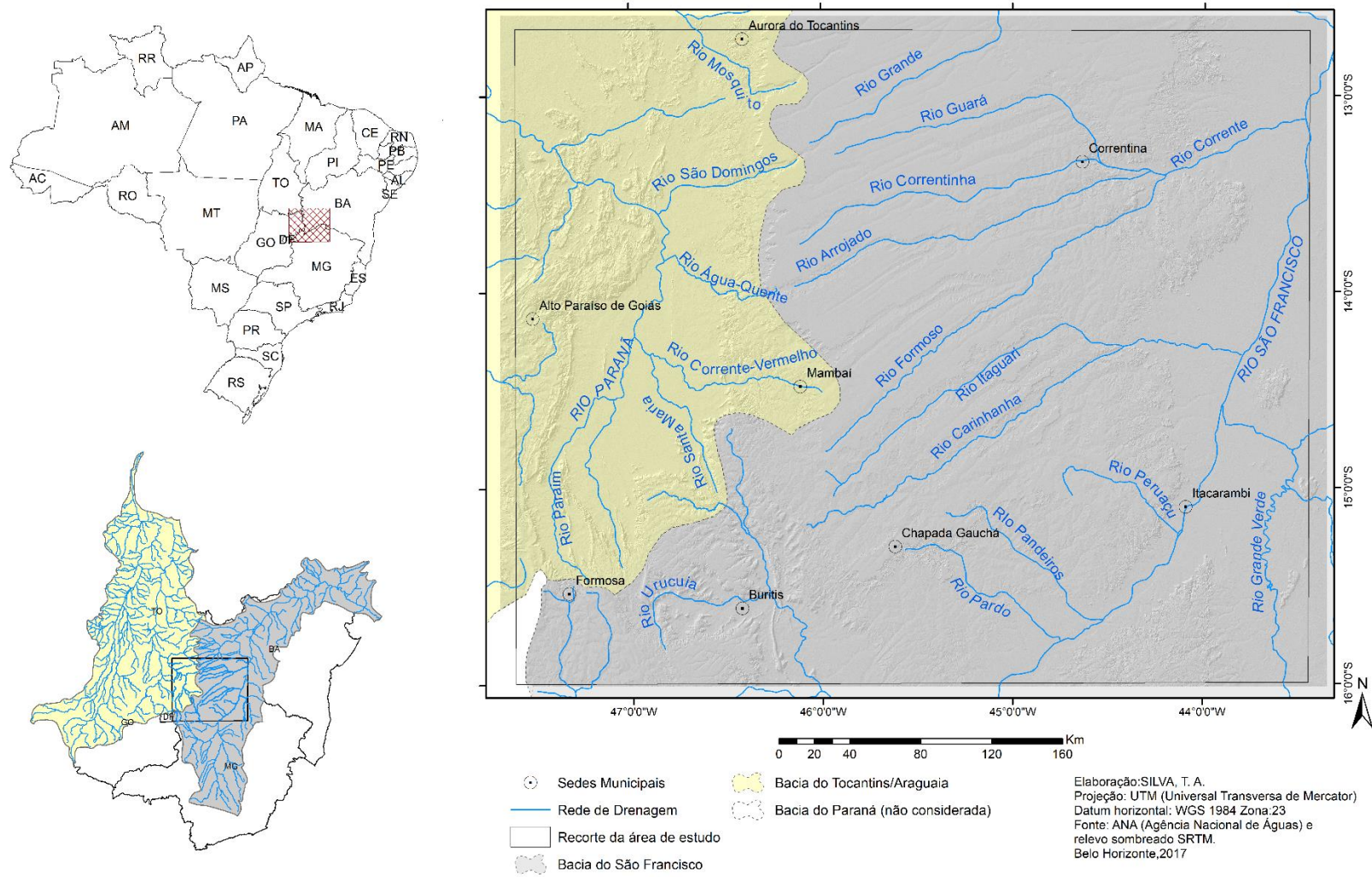


Figura 2.1. Mapa da localização da área de estudo Tamanho original: 40x26cm

## 2.1. Geologia

Em termos de compartimentação geotectônica destacam-se parte de duas grandes unidades: o Cinturão Brasília, pertencente ao Sistema Orogênico do Tocantins, e o Cráton do São Francisco. A primeira unidade é Neoproterozoica, enquanto que, a segunda é do período Paleoproterozoico. Ressalta-se que o Cráton do São Francisco é recoberto por unidades sedimentares e metassedimentares de diversas idades, com ocorrência pontual do embasamento cristalino no seu interior (Figura 2.1.1) (CPRM, 2004; HASUI, 2010; HASUI *et al.*, 2012).

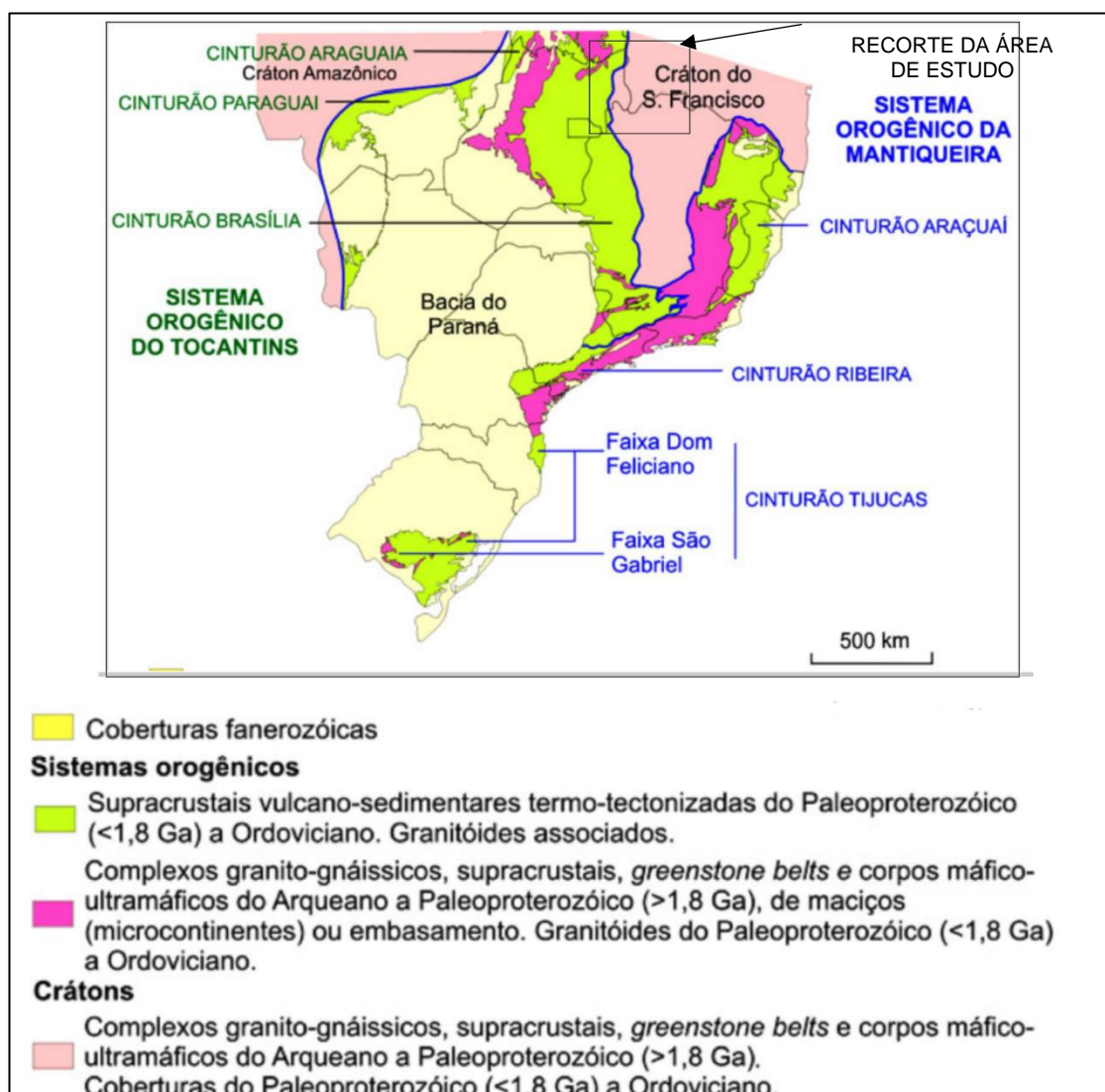


Figura 2.1.1. Compartimentação geotectônica.

Fonte: Adaptado de Hasui (2010).

Em termos estruturais, as direções mais comuns das falhas e lineamentos são W-E, SW-NE, SE-NW e N-S, estas resultantes do Ciclo Tectônico do Brasileiro. Nota-se que as estruturas que compõem a área em questão se concentram na porção oeste, relacionada ao Cinturão Brasília. É notório que as mesmas estão incorporadas nas rochas do embasamento cristalino, dos quartzitos (Grupos Araí e Paranoá) e das carbonáticas (Grupo Bambuí) (CPRM, 2004; HASUI, 2010). Ainda sob a perspectiva estrutural, os estudos realizados por Janoni *et al.* (2016) destacam evidências neotectônicas no oeste baiano. Para os referidos autores há três áreas (Santa Rita de Cássia, Barreiras e Correntina) de variação de intensidades de deformações tectônicas (Figura 2.1.2). Essas são evidenciadas através de lineamentos, anomalias e padrões de drenagem, além do deslocamento espacial de coberturas cenozoicas.

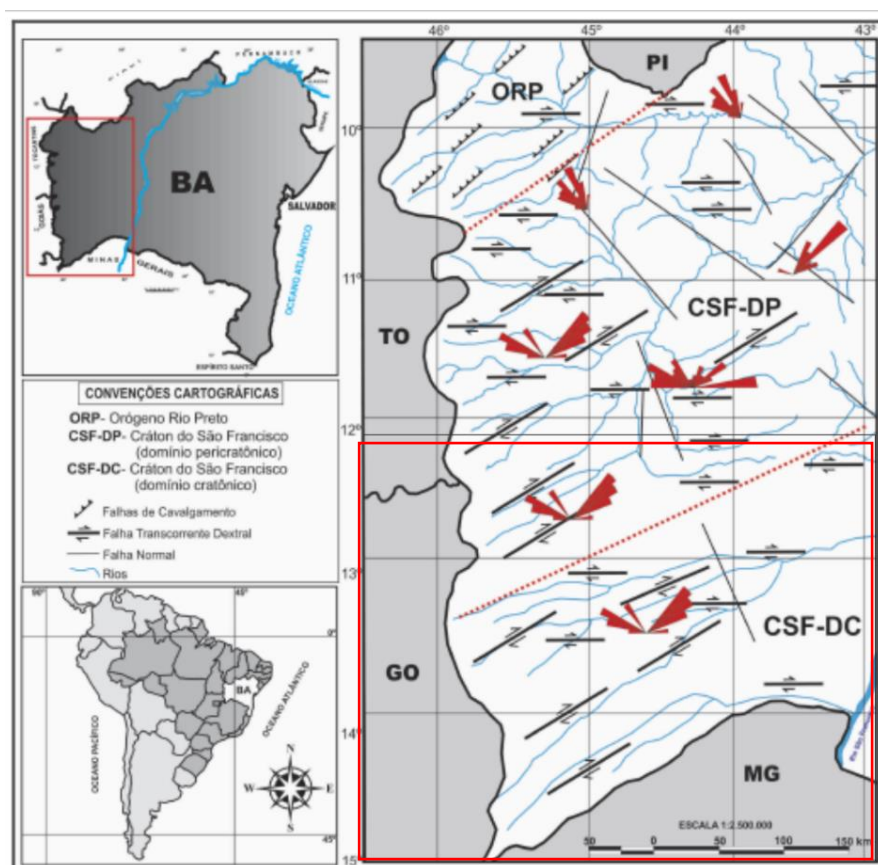


Figura 2.1.2. Arcabouço neotectônico do oeste Baiano. Em vermelho o recorte da área de estudo

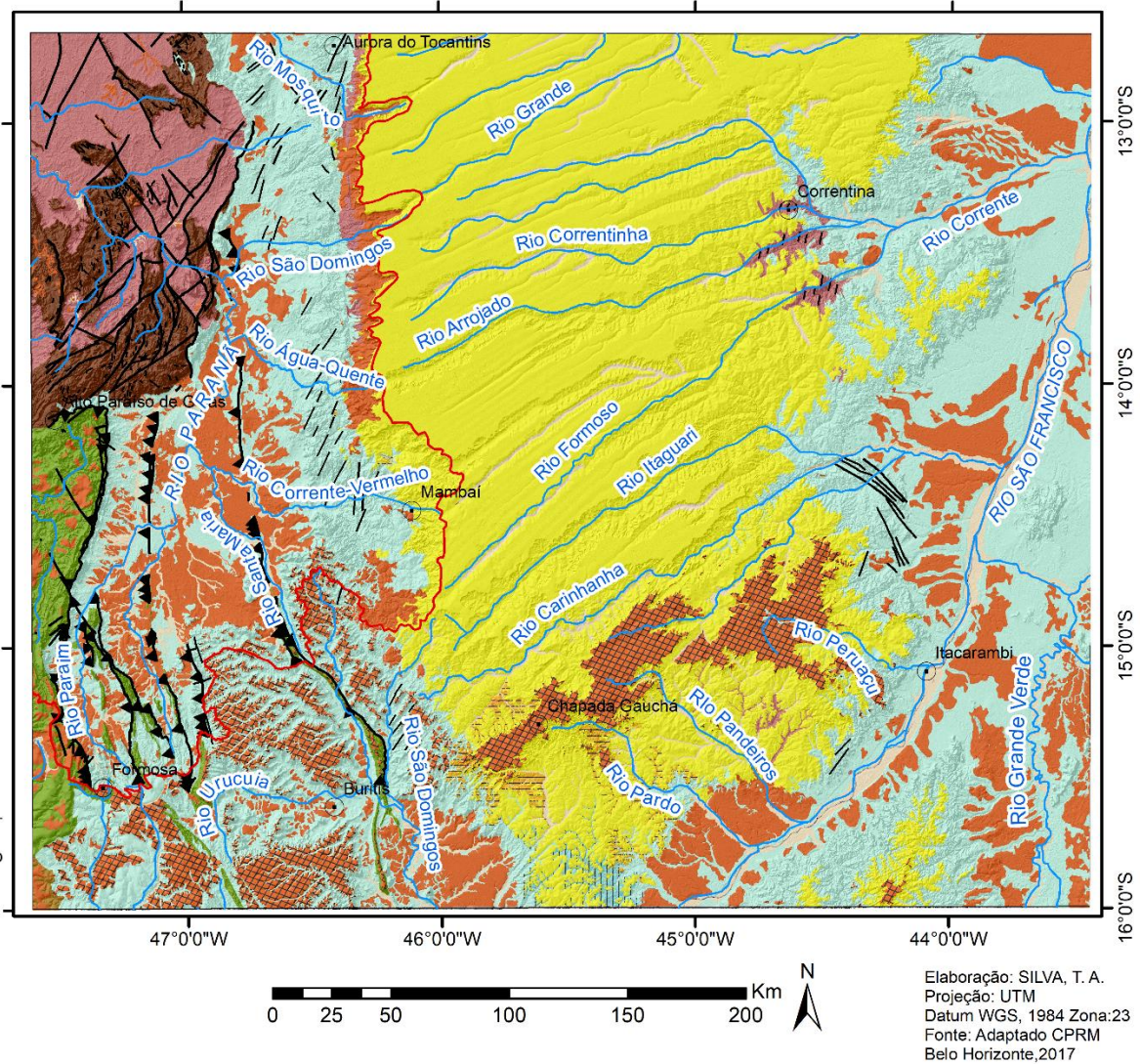
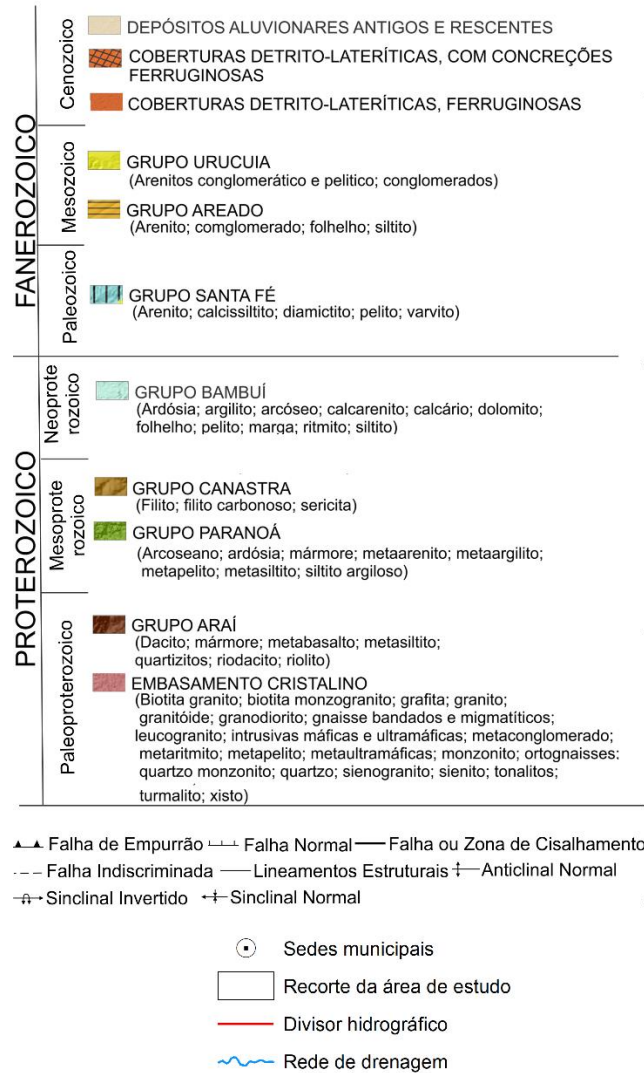
Fonte: Adaptado de Janoni *et al.* (2016).

Em termos litológicos, na porção oeste da área de estudo há rochas do embasamento cristalino, e dos grupos Araí, Canastra e Paranoá (Figura 2.1.3). De

forma isolada, próximo de Correntina (BA), Januária (MG) e São Domingos (GO) há porções do embasamento cristalino (CPRM, 2004). O Grupo Araí é composto principalmente por conglomerados e quartzitos da Formação Arraias e sustenta os relevos de maior cota altimétrica da área, associado à Chapada dos Veadeiros. O grupo Canastra é composto por intercalações de quartzitos e filitos diversos que podem alcançar até 2000 metros de espessura (Pereira *et al.*, 1994). Já o Grupo Paranoá corresponde a um conjunto de rochas metassedimentares que pode ser dividido em duas zonas relacionadas à Faixa Brasília (Campos *et al.*, 2013): (i) na Externa as feições sedimentares primárias estão preservadas e predominam conglomerados, ardósias, metarritmitos, metacalcários e metadolomitos; (ii) na interna o grupo apresenta maior metamorfismo e caracteriza-se pelos filitos carbonosos, quartzitos e metacarbonatos.

As unidades sedimentares e metassedimentares associadas ao Cráton do São Francisco correspondem a dois grupos principais (Figura 2.1.3): o Bambuí e o Urucuaia. Porém, observa-se a ocorrência de depósitos cenozoicos (coberturas detrito-lateríticas e depósitos aluvionares) recobrendo estes grupos (JANONI *et al.*, 2016).

**GEOLOGIA**



Elaboração: SILVA, T. A.  
 Projeção: UTM  
 Datum WGS, 1984 Zona:23  
 Fonte: Adaptado CPRM  
 Belo Horizonte, 2017

Figura 2.1.3. Mapa geológico da área de estudo. Tamanho original:30x19 cm. Fonte: Adaptado de CPRM, 2004

### 2.1.1. Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí corresponde à uma espessa sucessão carbonática, depositada sobre uma antiga plataforma epicontinental, elaborada sobre o Cráton do São Francisco no Neoproterozoico (LIMA, 2011). Em termos de litoestratigrafia, ainda não existe consenso sobre qual seria unidade basal. Alguns pesquisadores defendem a proposta de Dardenne (1978) que considera a Formação Jequitaí (diamictitos) como a unidade basal, enquanto outros (ZÁLAN; ROMEIRO-SILVA, 2007) defendem que a unidade basal é a Formação Sete Lagoas. Neste trabalho, consideraremos o modelo litoestratigráfico proposto por Dardenne (1978). Esse autor divide o Grupo Bambuí, da base para o topo, nas seguintes unidades (Figura 2.1.4):

- (i) Formação Jequitaí (diamictitos);
- (ii) Formação Sete Lagoas, (dolomitos, calcários e pelitos com estromatólitos bem preservados);
- (iii) Formação Serra de Santa Helena (folhelhos, siltitos e secundariamente arenitos);
- (iv) Formação Lagoa do Jacaré (siltitos, margas e calcários pretos);
- (v) Formação Serra da Saudade (folhelhos verdes, pelitos, siltitos e lentes de calcário);
- (vi) Formação Três Marias (siltitos e arcóseos depositados em ambientes aluvial a marinho raso).

Apesar de ocupar grande parte do Cráton do São Francisco, o Grupo Bambuí foi alvo de deformações de ordem tectônica, principalmente nas áreas marginais, durante a Orogênese Brasileira. Quanto à idade do Grupo Bambuí, ainda não há consenso. Dardenne (2000 *apud* GASPAR, 2006), apresenta um breve histórico das publicações relacionadas à datação do Bambuí. A maioria dos trabalhos converge para uma idade 600 Ma para as últimas deposições.

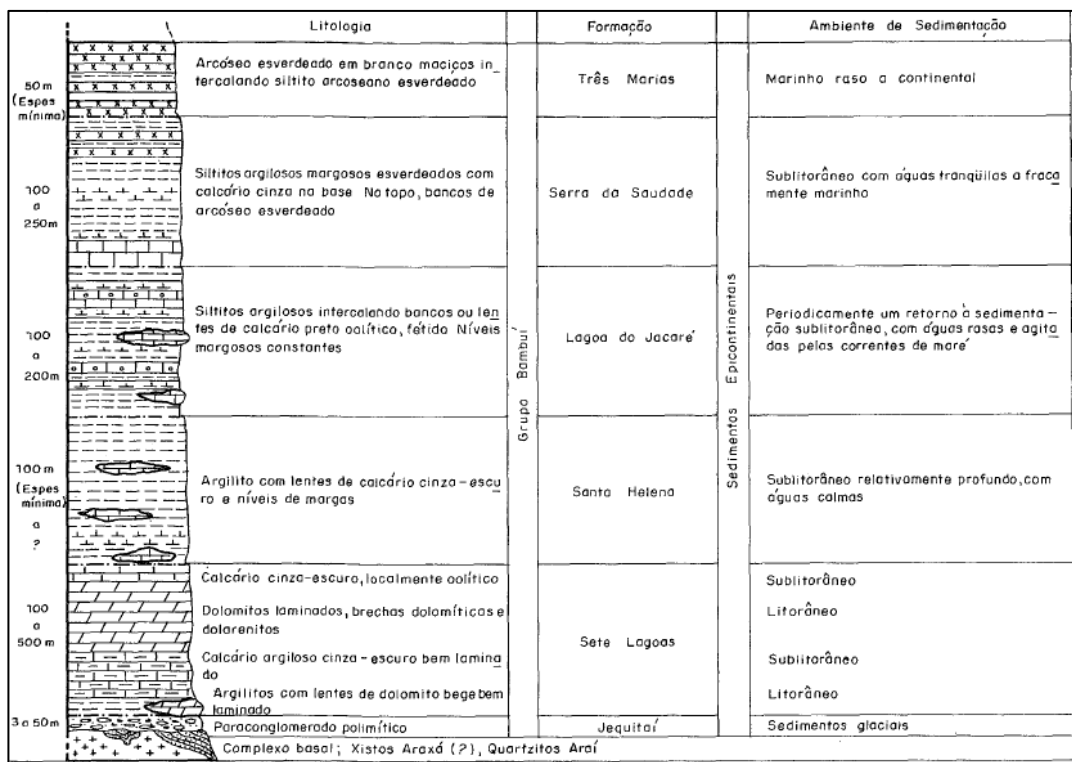


Figura 2.2.4. Coluna estratigráfica com as unidades do Grupo Bambuí.  
Fonte: DARDENNE et al., (1978) apud RADAMBRASIL (1982).

### 2.1.2. Grupo Urucua

O Grupo Urucua integra a Bacia Sanfranciscana. Essa bacia corresponde às coberturas fanerozoicas que recobrem o Cráton do São Francisco. Um modelo de evolução dessa bacia foi proposto a partir dos estudos detalhados da tectônica. Esse modelo sugere que houve um preenchimento de calha do tipo sag afetada apenas por incipientes processos tafrogênicos (CAMPOS; DARDENNE, 1997b).

Em termos estratigráficos a bacia possui cinco sucessões de deposição, separadas por importantes superfícies de erosão. A unidade mais antiga é o Grupo Santa Fé (permo-carbonífera). Ela possui sedimentos de origem glacial das formações Floresta e Tabuleiro. O Grupo Areado, que se divide nas formações Abaeté, Quiricó e Três Barras, é composto por sedimentos fluviais, lacustres, eólicos e deltaicos. O Grupo Urucua (neocretáceo) é composto por arenitos de origem desértica, distribuídos principalmente na porção norte da bacia sedimentar. Por fim, a Formação Chapadão que é composta por coberturas cenozoicas aluvionares, coluvionares e eluvionares, recobre todas as unidades já citadas (CAMPOS; DARDENNE, 1997a).

Dentre as cinco unidades da Bacia Sanfranciscana o Grupo Urucuia é o mais representativo, tanto em termos de volume de rocha, como de distribuição espacial. É composto basicamente pelas formações Posse e Araras (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). A fácies 1 da Formação Posse é composta por arenitos de granulometria muito fina à média, com boa maturidade textural e mineralógica, além de serem bem selecionados. Já a fácies 2 é constituída por arenitos brancos e ocres, finos, argilosos ou não, bem selecionadas e menos maduros que os da outra fácies. A Formação Serra das Araras é formada por arenitos, argilitos e conglomerados com coloração avermelhada. Os arenitos mostram-se polimodais, silificados, são maduros quanto à composição e imaturos texturalmente. Os conglomerados finos geralmente estão na base dos arenitos (CAMPOS; DARDENNE, 1997a). Os processos específicos que deram origem ao Grupo Urucuia estão associados à sedimentação fluvial em amplas planícies e à atuação eólica. Os prováveis eixos de sedimentação foram sul/norte (Alto Paranaíba - MG) e leste/oeste (Serra do Espinhaço Setentrional - BA).

As coberturas detrito lateríticas ferruginosas ocupam uma considerável parte da área de estudo. Sua gênese é resultante da neoformação dos minerais, sendo compostos por hidróxidos de ferro e alumínio, produtos da alteração pedogenética de rochas cristalinas. (BIGARELLA, 2007). Segundo Lanza (2012), essas coberturas são produtos da alteração pedogênica de rochas sedimentares e metamórficas. As coberturas detrito-lateríticas ferruginosas funcionam como uma couraça, protegendo a superfície da ação erosiva.

## Paleoclimas e Clima

Os paleoclimas da área de estudo, como de várias outras porções do território brasileiro, foram alvos de diversas variações durante o Quaternário. Estudos paleoambientais das dunas fixadas no médio rio São Francisco, na Bahia, realizados por Barreto (1996), indicam que a transição entre o Pleistoceno e o Holoceno foi marcada por um clima mais úmido, que progressivamente tornou-se mais seco principalmente a partir de 5000 anos A.P.

Estudos paleontológicos feitos por Lessa *et. al.* (1998) em grutas calcárias no estado da Bahia também indicam que as condições paleoambientais no final do Pleistoceno e início do Holoceno eram mais úmidas do que as atuais. Assim, a

cobertura vegetal predominante era arbórea. Oliveira (1997 *apud* LESSA *et. al.*, 1998) indicou em seus estudos que o clima assumiu condições mais secas a partir dos 4000 anos A.P., o que contribuiu para o aumento do cerrado e caatinga na região.

A partir de estudos paleontológicos da megafauna intertropical brasileira, Dantas (2012) reconstrói as condições ambientais pretéritas e as mudanças climáticas associadas. Assim, ele sugere diversas mudanças climáticas no intervalo de 350 a 9 mil anos para o Brasil intertropical, que inclui a área foco desta análise. Na primeira fase, de 400 a 130 mil anos, predominava um clima mais úmido, portanto, as coberturas vegetais de cerrado e de caatinga davam lugar a uma vegetação arbórea. Possivelmente, os biomas amazônico e atlântico estavam interligados. Na segunda fase, de 93 a 47 mil anos, o clima se encontrava mais seco, com pequenos intervalos de umidade, assim, áreas de cerrado e caatinga aumentaram consideravelmente. Entre 40 e 10 mil anos, o clima tornou a ficar mais úmido com expansão da vegetação arbórea. Na última fase, a partir de 9 mil anos, o clima voltou a ficar mais seco e voltou a predominar o cerrado e a caatinga.

O clima atual na área de estudo, segundo a classificação de Köppen, se caracteriza em dois tipos principais: (i) Tropical com invernos secos e verões úmidos – do tipo *Aw*; (ii) Semiárido – do tipo *Bsh*, com baixa precipitação anual e médias anuais de temperatura elevadas (GASPAR, 2006).

A Figura 2.2 mostra quatro clinogramas: a) dois na porção ocidental (Alto Paraíso de Goiás e Formosa – GO); b) dois na porção oriental (Correntina – BA e Januária – MG). A porção mais a NE é classificada como semiárido. Os dados levantados para região de Correntina – BA mostram que a média anual pluviométrica entre 2007 e 2016 foi de 680,5mm (Figura 2.2 B). De junho a setembro desse período, o volume de chuva na região foi igual a 0mm. As temperaturas nessa região apresentam máximas entre 28 a 30°C e mínimas de 16 a 17°C (INMET, GOIÁS, 2006).

A região SW, representada pelo município de Januária - MG mostra-se com um volume de chuva anual médio de 914mm (Figura 2.2 D). As temperaturas máximas são de 35°C, e as mínimas são 14°C. O setor a oeste da Serra Geral de Goiás é caracterizado pelos clinogramas dos municípios de Alto Paraíso de Goiás e

Formosa – GO, onde a precipitação média é de 1437mm e 1272mm, respectivamente (Figura 2.2 A e C). A temperatura máxima em Alto Paraíso de Goiás é 31°C, e a mínima 14°C. Em Formosa – GO a temperatura máxima é 31°C, e a mínima 15°C (INMET, GOIÁS, 2006).

Observa-se que a área de estudo inclui dois regimes climáticos distintos: a) o semiárido, na porção nordeste e b) o subúmido, na parte oeste e sul. Ressalta-se que as variáveis climáticas são importantes na evolução do relevo e da rede de drenagem, porém elas não são focos de análise.

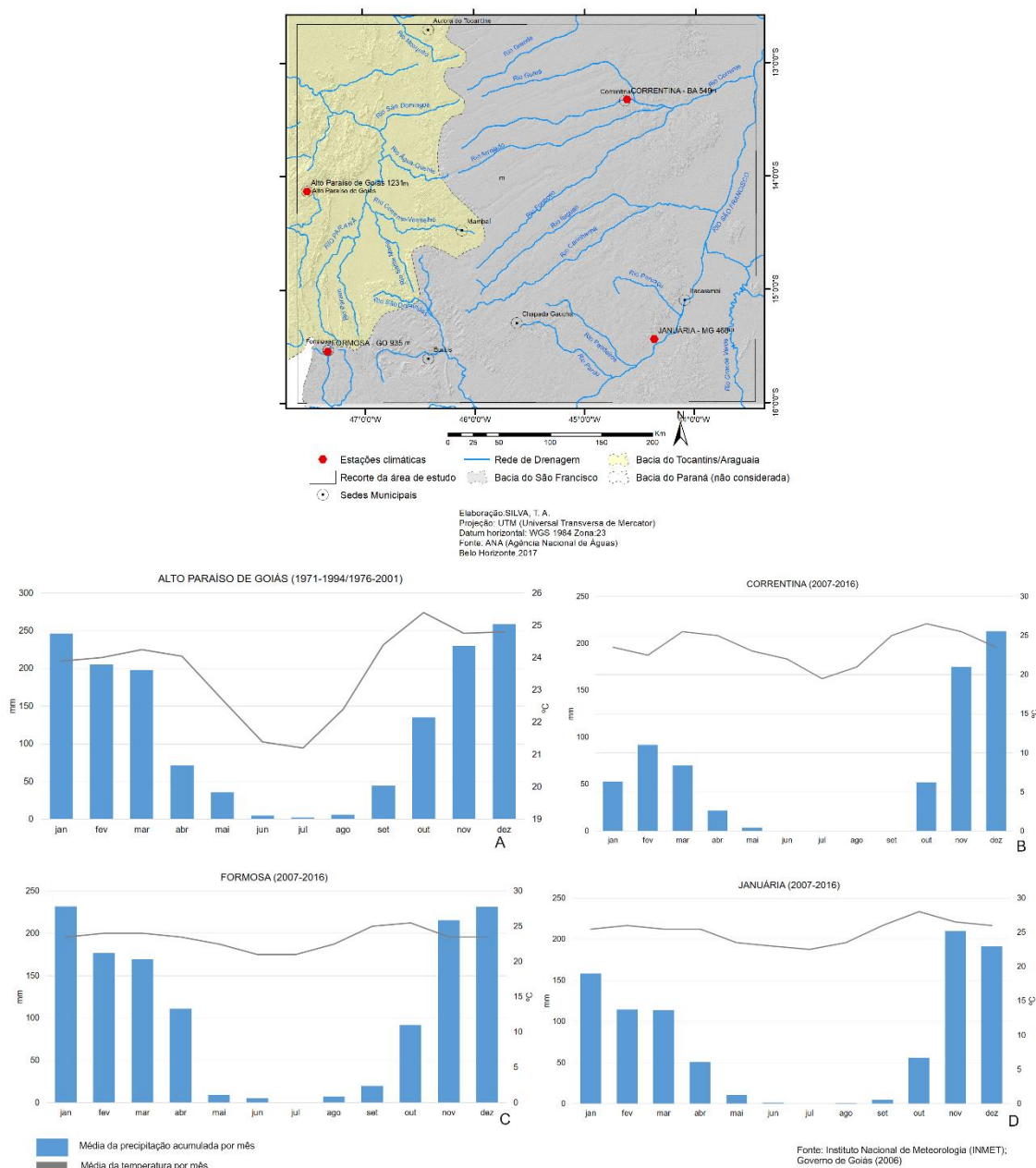


Figura 2.2. Mapa da localização das estações meteorológicas utilizadas e, os respectivos clinogramas elaborados a partir dos dados adquirido de cada estação. (A) Alto Paraíso de Goiás; (B) Correntina; (C) Formosa; (D) Januária.

## 2.2. Geomorfologia

Segundo a classificação do IBGE (2006) a área de estudo engloba quatro grandes domínios morfoestruturais: (i) Crátons Neoproterozoicos, (ii) Cinturões Móveis Neoproterozoicos, (iii) Bacias e Coberturas Sedimentares Fanerozoicas e, (iv) Depósitos Sedimentares Quaternários. A seguir apresentam-se cada um desses megadomínios com suas respectivas unidades (Figura 2.3.1).

### 2.2.1. Crátons Neoproterozoicos

Os Crátons Neoproterozoicos, segundo o IBGE (2006), correspondem às unidades morfológicas elaboradas sobre o cráton de idade neoproterozoica. As principais unidades morfológicas cratônicas na área de estudo são (Figura 2.3.1): (i) Patamares do São Francisco/Tocantins e Serra da Saudade; (ii) Depressão do Alto-Médio rio São Francisco e Baixadas dos rios Jacaré/Salitre; (iii) Depressão Sertaneja e do Paranaguá.

Os Patamares do São Francisco/Tocantins e Serra da Saudade são considerados relevos planos ou ondulados, elaborados em diferentes classes de rochas. Esses patamares constituem superfícies intermediárias ou degraus entre áreas de relevos mais elevados e áreas topograficamente mais baixas. Na área de estudo, destacam-se algumas formas de relevo nessa unidade morfológica. Assim, registram, por exemplo, as áreas que bordejam as Chapadas do São Francisco, que são unidades de transição entre a chapada e as depressões. Essas áreas se desenvolvem em rochas dos grupos Bambuí e Urucuaia. Ressalta-se que, em geral, as médias altimétricas dessa unidade são entre 500 a 800m. Essa área destaca-se como a principal unidade de desenvolvimento do relevo cárstico (RADAMBRASIL, 1982).

A Depressão do Alto-Médio rio São Francisco e as Baixadas dos rios Jacaré/Salitre é uma unidade de direcionamento N-S e de formato alongado. Localiza-se entre os Patamares do São Francisco e o Planalto de Diamantina. Em geral, essa área apresenta relevos aplainados com altitudes médias entre 400 e 750 m. Esses domínios estão moldados sobre rochas do embasamento cristalino e do Grupo Bambuí. Observa-se que nessas áreas há pouca dissecação, a rede de drenagem é, predominantemente, intermitente e subordinada à bacia do rio São Francisco (RADAMBRASIL, 1982).

A Depressão Sertaneja e de Paranaguá ocorre no extremo Nordeste da área de estudo sobre o embasamento cristalino. Essa depressão está em contato com as Chapadas do São Francisco, Patamares dos Rios São Francisco/Tocantins, Depressão Alto-Médio Rio São Francisco, Serras do Espinhaço/Tabatinga e Depósitos aluvionares do Rio Preto e Grande. A amplitude altimétrica na Depressão

Sertaneja e de Paranaguá é entre 400 a 600m. Ela apresenta morfologia plana à suavemente ondulada.

### 2.2.2. *Cinturões Móveis Neoproterozoicos*

Os Cinturões Móveis Neoproterozoicos são representados por duas unidades de relevo na área de estudo (Figura 2.3.1): (i) a Depressão dos Altos Rios Tocantins/Araguaia e (ii) o Planalto Central Brasileiro. Essas unidades de relevo estão localizadas na porção oeste da área de estudo.

A Depressão dos Altos Rios Tocantins/Araguaia possui forma alongada no sentido N-S e separa os Patamares São Francisco/Tocantins do Complexo Montanhoso Veadeiros- Araí. Essa depressão compreende as altitudes que variam de 300 a 800m, sendo as cotas mais comuns entre 400 e 600m. As maiores altitudes ocorrem na zona de contato desta unidade com o Complexo Montanhoso Veadeiros - Araí. As menores altitudes dessa depressão são próximas dos rios Paranã e Palmas. Em termos litológicos, a Depressão dos Altos Rios Tocantins/Araguaia está modelada sobre rochas do Grupo Bambuí e do embasamento cristalino. Nessa área ocorre a acumulação de sedimentos arenosos próximo à confluência dos rios Paranã e Palmas (RADAMBRASIL, 1982).

O Planalto Central Brasileiro ocorre de forma isolada no extremo oeste da área de estudo. Segundo o IBGE (2006) esse planalto pode ser definido como um conjunto de relevos planos ou dissecados, de altitude elevada, limitados, pelo menos por um lado, por superfícies mais baixas, onde os processos de erosão superam os de sedimentação. Esse planalto é formado por rochas dobradas do Grupo Araí, e também por rochas dos Grupos Paranoá e Bambuí, que estão dobradas e arrastadas sobre o Grupo Araí.

A morfologia resultante da dissecação na área de estudo são cristas, facetas triangulares, sulcos e escarpas estruturais. Além disso, destacam-se a ocorrência de áreas planas e com pouca dissecação. As maiores altitudes na área de estudo possuem 1650 m e estão associadas à Serra de Santana e à Chapada dos Veadeiros (RADAMBRASIL, 1982).

### *Bacias e Coberturas Sedimentares Fanerozoicas*

As *bacias e coberturas sedimentares fanerozoicas* corresponde ao domínio morfoestrutural que estão associadas predominantemente às litologias sedimentares de idade Fanerozoica. Na área de estudo a unidade que integra este domínio morfoestrutural é denominado Chapada do São Francisco (Figura 2.3.1).

As Chapadas do São Francisco ocupam a maior parte da área de estudo e localizam-se na porção central desta área. Essas chapadas integram o divisor hidrográfico entre as bacias hidrográficas do São Francisco, Tocantins/Araguaia e Parnaíba. Essa unidade geomorfológica se desenvolve nos arenitos do Grupo Urucuia. O contexto litológico local favorece a intensa dissecação do relevo, pois permite a ação erosiva de forma mais eficiente. Observa-se na paisagem residuais, que correspondem a antigos limites das chapadas. Em geral essas feições possuem entre 500 m e 1200 m. As maiores altitudes das chapadas estão na Serra Geral de Goiás/Tocantins. Essa serra corresponde a uma escarpa erosiva, que demarca o limite ocidental da unidade. Ela possui desnível de até 200 m e apresenta diversos depósitos coluvionais no sopé das encostas (RADAMBRASIL, 1982).

Ao categorizar os relevos moldados sobre litologias e estruturas sedimentares, deve-se se ater a inclinação dos topos dessas formas. Assim, formas que apresentam nenhuma ou fraca inclinação das camadas são definidas como estruturas acinais (WINGE, 2018). Segundo o IBGE (2006) essas feições geomorfológicas são definidas como chapadas, que *“são conjuntos de formas de relevo de topo plano, elaboradas em rochas sedimentares, em geral limitadas por escarpas”* (IBGE,2006, p. 30).

Já quando as formas de relevo sedimentares apresentam inclinação são definidas como estruturas homoclinais (WINGE, 2018). Para o IBGE (2006, p. 71) esse relevo é designado como cuesta, que é uma *“forma de relevo assimétrico com desnível abrupto resultante de recuo erosivo de camadas sedimentares, (...) apresentando frente escarpada (front) e reverso com fraca declividade”*.

O relevo sedimentar da área de estudo é definido como chapadas pelo IBGE (2006). Porém, o mesmo apresenta um padrão paralelo na rede drenagem e, uma das bordas é mais escarpada que a outra. Portanto, tais características indicam que a estrutura sedimentar é um homoclinal. Contudo, como o objetivo da análise não foi

alavancar discussões conceituais, a pesquisa considerou a classificação do órgão oficial, que define o relevo da área de estudo como chapadas.

### 2.2.3. *Depósitos Sedimentares Quaternários*

O domínio dos depósitos sedimentares quaternários engloba formas oriundas da ação fluvial. As unidades desse domínio morfoestrutural presentes na área de estudo são os depósitos do rio São Francisco e do Alto rio do Paranã (Figura 2.3.1). Assim, os sedimentos Quaternários são representados pelos aluviões pouco consolidados ou inconsolidados de espessuras variadas.

De modo geral, as planícies são formas de relevo planas ou suavemente onduladas, comumente estão posicionadas à baixas altitudes, onde os processos de sedimentação superam os de erosão. Na área de estudo, as planícies ocorrem associadas ao rio São Francisco e ao alto curso do rio Paranã (IBGE, 2006). A Planície do São Francisco localiza-se próxima ao trecho médio do rio São Francisco e de seus principais afluentes da margem esquerda, como os rios Grande e Corrente. Essa planície possui largura variável, sendo mais contínua nas margens do canal fluvial principal. A Planície do Alto do Paranã corresponde a uma área onde o material sedimentar encontra-se inconsolidado e localizado isoladamente no alto curso do rio Paranã (RADAMBRASIL, 1982).

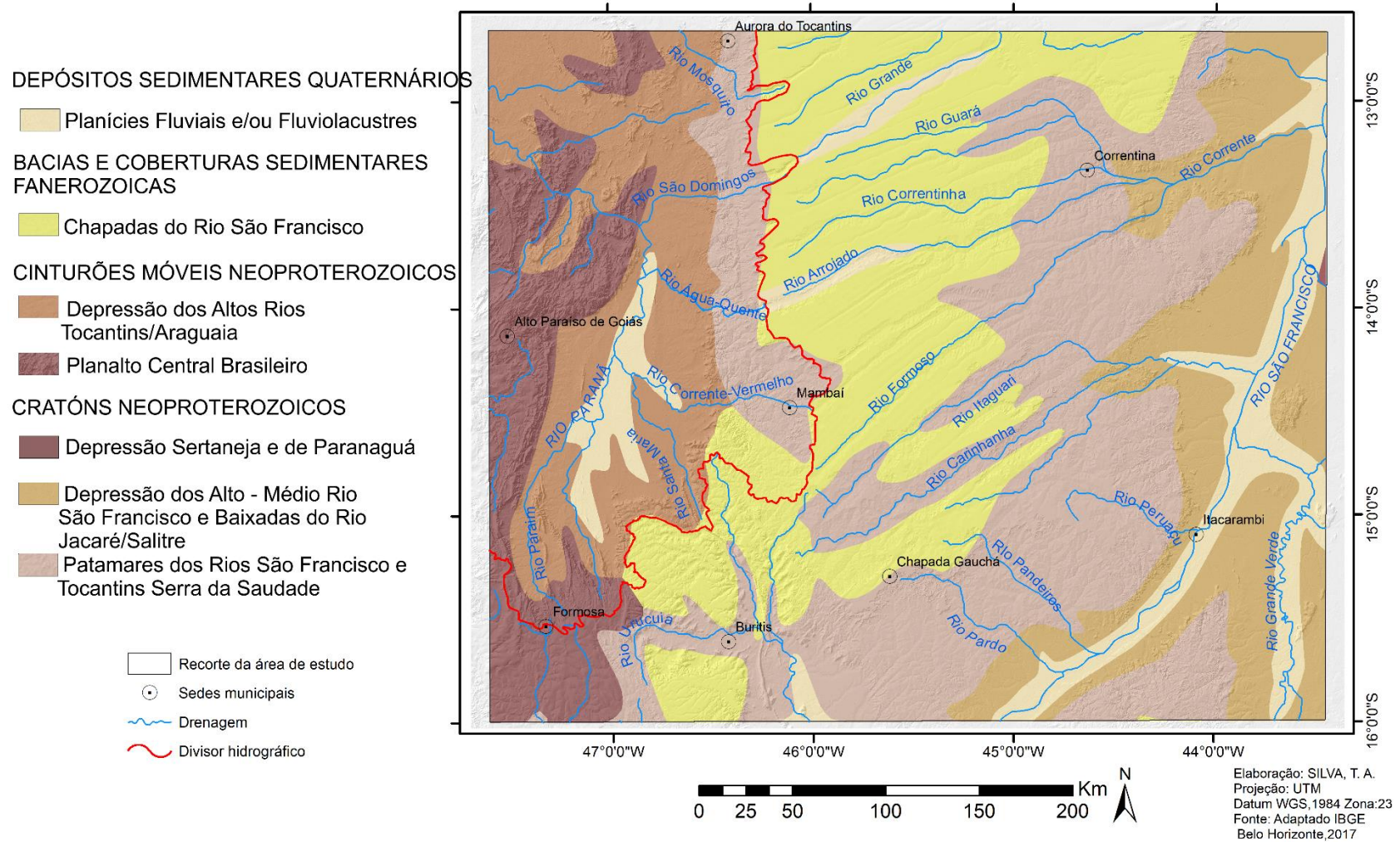


Figura 2.3.1. Mapa da compartimentação geomorfológica da área de estudo Tamanho original:30x19cm. Fonte: Adaptado: IBGE,2006.

### 2.3. Vegetação

Em termos de área, o cerrado de porte arbóreo aberto, parque e gramíneo-lenhoso é a vegetação natural mais recorrente. No geral, ele se associa às litologias areníticas do Grupo Urucuia (RADAMBRASIL,1982). Já as manchas de Floresta Estacional Semidecidual se distribuem em toda área, com tamanhos variados. Concentram-se principalmente nas áreas de ocorrência de rochas calcárias e, em cotas mais elevadas, associadas às chapadas. A Floresta Estacional Decidual ocorre de forma abrangente no vale do São Francisco e, secundariamente, está também presente no vale do Paranã (RADAMBRASIL,1982).

Entretanto a maior concentração da vegetação original foi substituída por usos antrópicos, principalmente pastagens e atividades agrícolas. Observa-se o uso dos solos predominantemente para o cultivo de soja, algodão, milho, café e frutas irrigadas. A pecuária e a cultura de pinheiros e eucaliptos ocorrem principalmente na porção sul da área de estudo (MARTINS *et al.*, 1993).

### 2.4. Hidrografia

A área de estudo compreende um dos principais divisores hidrográficos do Brasil: a Serra Geral, que constitui um interflúvio entre as bacias dos rios São Francisco e do Tocantins/Araguaia. Em seu extremo sul abrange ainda o tríplice divisor hidrográfico entre essas duas bacias e a do rio Paraná. A bacia do rio Paraná está desconsiderada na análise deste estudo, devido a sua pouca representatividade territorial no recorte.

A bacia do rio Tocantins/Araguaia é representada pelos afluentes da margem direita do alto rio Tocantins. As nascentes dos afluentes da bacia do Tocantins estão dispostas por toda borda oeste da Serra Geral de Goiás. Elas são alimentadas pelo fluxo do Sistema de Aquífero Urucuia (GASPAR, 2006) e desaguam no rio Paranã, nível de base local e um dos formadores do rio Tocantins.

A bacia do rio São Francisco é representada pelos afluentes da margem esquerda do médio do rio São Francisco. Esses afluentes possuem padrão de drenagem paralelo a subparelo (RAMOS; SILVA 2002). A baixa densidade de drenagem (0,1 a 0,2 km/km<sup>2</sup>) desses afluentes está associada à alta capacidade de infiltração da cobertura de solo e dos arenitos do Grupo Urucuia. Além disso, existe

um distanciamento considerável entre os rios (CAMPOS,1996). Destacam-se outras sub-bacias pertencentes ao rio São Francisco, situadas na porção sul da área de estudo: as bacias dos rios Urucuia, Pardo e Peruaçu. Essas drenagens são perenes, fluem na direção N-S, NW-SE respectivamente. Elas possuem densidade de drenagem maior que aquelas localizadas no oeste baiano.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1. Materiais

A pesquisa desenvolvida se apoiou em levantamentos bibliográficos a respeito do tema discutido. Além disso, foram adquiridos dados cartográficos e produtos de sensoriamento remoto, por meio digital. Esses dados vetoriais foram utilizados para a geração dos mapas, perfis (topográficos e longitudinais), e bloco diagramas da área em questão.

Os dados vetoriais utilizados foram:

- divisão político-administrativa brasileira de escala 1: 6.000.000 do banco de dados do IBGE<sup>5</sup>;
- sedes municipais na escala 1:1.000.000 fornecidas pela ANA<sup>6</sup>;
- estradas de rodagem disponibilizadas pelo DNIT<sup>7</sup>;
- limite das bacias hidrográficas dos rios Tocantins/Araguaia São Francisco, na escala 1:1.000.000 oriundas do banco de dados da ANA<sup>8</sup>;
- rede de drenagem das bacias citadas anteriormente, nas escalas 1:1.000.000 e 1:250.000 disponibilizada pela ANA<sup>9</sup>;
- geologia do ano de 2004, concedidas, por meio digital, pela CPRM<sup>10</sup>

Quanto aos dados matriciais, a pesquisa contou com sessenta imagens orbitais do sensor SENTINEL – 2, missão Copernicus, com resolução espacial de 10m, das bandas 02 (azul), 03 (verde) e 04 (vermelho) de comprimento de onda igual a 490nm, 560nm e 665nm, respectivamente, disponibilizadas pela *European Space Agency* (ESA) através do *Amazon S3*<sup>11</sup> (Figura 3.1.1). Além disso, foram utilizadas vinte cinco

---

<sup>5</sup> Disponível em <[https://downloads.ibge.gov.br/downloads\\_geociencias.htm](https://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm)>

<sup>6</sup> Disponível em <<http://www.ana.gov.br/bibliotecavirtual/solicitacaoBaseDados.asp>>

<sup>7</sup> Disponível em <<http://www.dnit.gov.br/planejamento-e-pesquisa/dnit-geo>>

<sup>8</sup> Disponível em <<http://www.ana.gov.br/bibliotecavirtual/solicitacaoBaseDados.asp>>

<sup>9</sup> Disponível em <<http://www.ana.gov.br/bibliotecavirtual/solicitacaoBaseDados.asp>>

<sup>10</sup> Disponível em <<http://geosgb.cprm.gov.br/>>

<sup>11</sup> Disponível em <<http://sentinel-s2-l1c.s3-website.eu-central-1.amazonaws.com/>>

imagens de radar, produtos da *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)*, de resolução espacial igual a 90m fornecidas pela USGS em meio digital<sup>12</sup> (Figura 3.1.2).

218585	8599891	23LKF 19/07/2016	23LLF 19/07/2016	23LMF 19/07/2016	23LNF 19/07/2016	23LPF 16/06/2016
		23LKE 19/07/2016	23LLE 19/07/2016	23LME 19/07/2016	23LNE 19/07/2016	23LPE 16/06/2016
		23LKD 19/07/2016	23LLD 19/07/2016	23LMD 19/07/2016	23LND 19/07/2016	23LPD 16/06/2016
		23LKC 19/07/2016	23LLC 19/07/2016	23LMC 19/07/2016	23LNC 19/07/2016	23LPC 16/06/2016 8230466 667512

Figura 3.1.1. Mosaico das imagens do sensor SENTINEL – 2, com o recorte da área de estudo e as datas de aquisição do sensor. Elaborado pela autora.

<sup>12</sup> Disponível em <<https://earthexplorer.usgs.gov/>>

S13W44 218585	S13W47	S13W46	S13W45	S13W44
S14W048	S14W047	S14W46	S14W45	S14W44
S15W048	S15W47	S15W46	S15W45	S15W44
S16W48	S16W47	S16W46	S16W45	S16W44 8230468
S17W048	S17W047	S17W046	S17W045	S17W044 667512

Figura.3.1.2. Mosaico das vinte imagens do sensor SRTM, com o recorte da área de estudo. Elaborado pela autora.

### 3.2. Métodos

O embasamento teórico-metodológico utilizado na pesquisa parte dos níveis de tratamento do relevo delineados por Ab'Saber (1969). Afinal, esta pesquisa possui caráter regional e a abordagem se restringiu ao primeiro nível de análise, que é a compartimentação do relevo. Sublinha-se, entretanto, que a análise realizada neste trabalho foi além da compartimentação, pois inclui outras variáveis, como a evolução do relevo. Assim, este estudo mantém como elemento de análise a escala espacial pequena e trata com maior peso a influência dos elementos geológicos.

No contexto da hipótese apresentada, a presente pesquisa partiu de fundamentos teórico e metodológicos, utilizando-se de uma série de procedimentos que visaram questionar, discutir e analisar tais hipóteses.

Dessa forma, a execução da pesquisa pode ser compreendida a partir das seguintes etapas que ocorreram de forma integrada:

- Levantamentos teóricos;
- Procedimentos técnico-operacionais;
- Procedimentos de campo.

### 3.2.1. *Procedimentos técnico-operacionais*

Os procedimentos técnico-operacionais foram executados exclusivamente em gabinete e incluiu a geração de dados através das técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento. O primeiro passo envolveu o pré-processamento dos dados *raster* e vetoriais, e consistiu na transformação das coordenadas geográficas em coordenadas métricas, na projeção *Universal Transverse Mercator* (UTM), *datum* horizontal WGS1984, zona 23S. A posteriori a análise prosseguiu com a geração de: (i) Modelo Digital de Terreno (MDT); (ii) perfis topográficos regionais; (iii) compartimentação do relevo; (iv) mapeamento de residuais; (v) aplicação do Índice de *Hack* (RDE); (vi) perfis longitudinais dos cursos d'água; (vii) identificação de anomalias de drenagem; (viii) bloco diagrama com a evolução do relevo.

#### 3.2.1.1. *Modelo Digital do Terreno (MDT)*

A partir da união das imagens SRTM criou-se um mosaico no QGIS 2.14. Posteriormente utilizou-se esse mosaico para geração do MDT no Global Mapper 18, com exagero vertical de 10 vezes. O MDT apresenta informações sobre os dados de elevação da área e constituiu a base da maioria dos outros dados gerados. Permitiu a primeira caracterização das atuais formas de relevo da área de estudo e suas possíveis evoluções.

#### 3.2.1.2. *Perfis topográficos regionais*

Segundo Demek (1967), na análise regional das formas de relevo, os perfis geomorfológicos-geológicos permitem a identificação de padrões regionais das formas de relevo e a influência das litologias na esculturação dessas geoformas. O

MDT foi o dado de entrada para a elaboração dos perfis no ambiente do Global Mapper 18, com exagero vertical igual a 10, que é o exagero indicado para áreas de relevo predominantemente suave. Como complemento da análise, a litologia foi incorporada aos perfis através da sua vetorização no *software* CorelDraw X8.

Assim, foram elaborados seis perfis de sentido E-W (com extensão aproximada de 450km cada um) e três perfis N-S (com dimensão próxima a 350km). A organização espacial de todos perfis pautou-se em observações do relevo, que foram feitas em primeira instância no MDT. Essa etapa objetivou representar as particularidades das formas de relevo no perfil. Portanto, não seguiu intervalos rígidos entre o local de um perfil e outro.

No tocante aos perfis topográficos de direção E-W, a sua elaboração teve como objetivo verificar se os níveis de base locais, que são controlados pelos rios Paranã e São Francisco, apresentavam níveis altimétricos muito discrepantes. Além disso, esses perfis contribuíram para a caracterização das formas de relevo. No caso dos perfis topográficos de direção N-S, o objetivo de sua realização e localização visou caracterizar as formas de relevo, a fim de averiguar as possíveis diferenças entre o setor norte e o sul da área de estudo.

Foi confeccionado um perfil topográfico do divisor hidrográfico, que possui aproximadamente 815 km de extensão. A execução de perfil teve como objetivo verificar se há manutenção das cotas altimétricas ao longo do divisor hidrográfico, das bacias dos rios Tocantins (Paranã) e São Francisco. Além disso, foi inserida a litologia ao longo de toda a extensão desse perfil. Desse modo, foi possível averiguar se sua morfologia sofre influência da variação litológica. Ressalta-se que o divisor hidrográfico se trata de um degrau na paisagem.

### 3.2.1.3. *Compartimentação do relevo*

A realização da compartimentação do relevo teve o intuito de verificar o panorama atual das geoformas na área de estudo. Dessa forma, levou-se em consideração os seguintes aspectos: (i) os padrões altimétricos; (ii) a declividade; (iii) a textura das formas de relevo; (iv) a geologia. Além disso, realizaram-se observações e descrições de campo.

Os padrões altimétricos foram analisados através do mapa hipsométrico. Esse mapa foi elaborado no ArcGis10.1 e incluiu a reclassificação altimétrica do MDT em oito classes. A escolha dessa quantidade de classes foi motivada pela leitura de outros trabalhos de escala regional (FONSECA, 2010; MARENT, 2016), que elaboram produtos semelhantes e obtiveram êxito nas observações.

A declividade foi analisada a partir do mapa clionográfico. Esse mapa foi confeccionado no ArcGis 10.1, foi expresso em porcentagem, subdivididas em cinco classes.

A textura das formas de relevo, observada em produtos de sensoriamento remoto/cartográfico, diz respeito ao grau de dissecação que o mesmo se encontra. Esta variável foi considerada de forma qualitativa na padronização das geoformas, através da análise tridimensional do MDT. Deste modo, um relevo que apresenta alta rugosidade possui uma maior dissecação, enquanto que uma baixa rugosidade representa menores taxas de dissecação.

No que concerne à geologia, a análise do mapa geológico (CPRM, 2004) permitiu inferir a padronização de unidades morfológicas, a partir das diferentes resistências dos grupos litológicos frente ao intemperismo. Além disso, verificou-se o condicionamento estrutural para as formas de relevo e para a rede de drenagem.

Esse conjunto de dados, amparados pela observação de campo, resultou na elaboração do mapa dos compartimentos através do *software* ArcGis 10.1. Nele, as unidades geomorfológicas e as feições de escarpas foram vetorizadas. Além disso, o mapa dos compartimentos permite observar as áreas que estão mais rebaixadas ao longo do divisor de águas, considerando a variação da altura em relação à escarpa.

#### 3.2.1.4. *Mapeamento de relevos residuais*

Esta análise teve como objetivo espacializar as formas residuais do relevo da área de estudo, para assim, investigar onde essas geoformas são mais recorrentes. A identificação dessas feições teve como base as imagens ópticas do Sentinel-2. Para tanto, criou-se no ArcGis 10.1 uma composição de bandas que representassem a cor verdadeira (*Red, Green, Blue* - RGB). Não foi possível utilizar-se do mosaico criado com a união das vinte imagens, produtos da composição RGB, devido ao tamanho exorbitante da mesma, próximo a 177GB. Portanto, trabalhou-se individualmente com

cada imagem. Tal alternativa, não comprometeu a identificação dos relevos residuais, que foram pontuados e classificados quanto às unidades litológicas que pertenciam.

Por intermédio de interpolação geoestatística, criou-se o mapa da densidade dos pontos, que representam os residuais. Assim, calculou-se a partir da ferramenta *Point Density* do ArcGis 10.1 a quantidade de pontos por unidade de área. Definiu-se cada unidade de área a partir do raio de alcance de 12.000 m para cada pixel. O valor do raio foi definido a partir do método de tentativa e erro, sendo que este valor apresentou melhor representatividade dos dados em escala regional.

#### 3.2.1.5. *Perfis Longitudinais dos cursos d'água*

Os perfis longitudinais dos cursos d'água foram confeccionados com o objetivo de: a) verificar os canais encontra-se em equilíbrio ou não; b) indicar rupturas de declive (*knickpoints*); c) averiguar a influência da litologia na morfologia do mesmo. Foram elaborados doze perfis, sendo seis em drenagens da bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná), e seis na bacia do São Francisco.

Esses perfis foram gerados no ambiente do ArcGis10.1 a partir do MDT. A posteriori, os resultados obtidos no ArcGis 10.1 foram convertidos e exportados para o Excel 2013, onde os perfis foram elaborados novamente e editados. Por fim, os perfis foram inseridos no *software* CorelDraw X8, onde se efetuou a inclusão da geologia. Ressalta-se que os limites entre os grupos litológicos foram desenhados manualmente, através da observação dos perfis gerados no Global Mapper 18. A escolha dos perfis gerados no ambiente do Excel 2013 teve como parâmetro a estética. Afinal os produtos apresentados por este *software* mostraram-se melhores visualmente do que aqueles gerados unicamente no ArcGis 10.1 e no Global Mapper 18.

#### 3.2.1.6. *Aplicação do Índice de Hack*

A aplicação do Índice de Hack (RDE) teve como objetivo gerar dados quantitativos acerca do comportamento enérgico das drenagens da área em questão. Assim, tornou-se possível condensar as discussões sobre a disputa de área entre as bacias do Tocantins (Paraná) e São Francisco.

Os procedimentos para geração dos do RDE foram executados no ArcGis 10.1, através da ferramenta *knickpoints* idealizada por Queiroz *et al.* (2015), e disponível em <<http://www.neotectonica.ufpr.br/2013/index.php/aplicativos>>. Essa ferramenta trata-se de um algoritmo, semelhante à equação descrita por Etchebehere *et al.* (2004), que tem como dado de entrada o MDT. Os dados gerados são representados espacialmente através de pontos, que incorporam quatro valores distintos, na forma de tabela: RDE (total), RDE (trecho), a relação entre o RDE (trecho) e RDE (total) e a ordem das anomalias dos canais.

Queiroz *et al.* (2015) chamam a atenção para a escolha da escala espacial e da equidistância das curvas de nível, pois elas implicam na quantidade de *knickpoints* identificados. Neste trabalho, a escala espacial mais congruente, mediante a realização de testes, foi 1:500.000, com equidistância de 100m.

Como mencionado anteriormente, o foco desta análise foi o comportamento enérgico da rede de drenagem, portanto os dados considerados foram os referentes ao RDE (total). A representação dos resultados obtidos foi feita a partir de mapa pontual e zonal, divididos em 6 classes. A escolha da quantidade de classes foi inspirada no trabalho realizado por Fonseca (2010).

A extrapolação dos valores pontuais em zonais foi feita a partir do interpolador geoestatístico, a Krigagem, realizada no ArcGis 10.1. Esse interpolador é comumente utilizado para identificar padrões espaciais sobre a superfície terrestre, como também determinar autocorrelação espacial entre dados pontuais. Desse modo, é possível estimar pontos não amostrados (JAKOB, 2002). Para esse trabalho, adotou-se a Krigagem do tipo ordinária (linear) com função de Kernel constante.

#### 3.2.1.7. Identificação de anomalias de drenagem

Segundo Howard (1967), as anomalias são frutos de um desvio local da drenagem ou de seu padrão em relação à organização estrutural ou topográfica regional. Assim, elas podem indicar a ocorrência de algum fenômeno perturbador da dinâmica natural da drenagem. Em geral, essas anomalias estão ligadas a neotectônica e/ou às capturas de drenagem.

Desse modo, a identificação de anomalias de drenagem na área em estudo teve como propósito espacializar as mesmas e, posteriormente, averiguar a influência da neotectônica e/ou captura fluvial. A anomalia identificada nesse trabalho foram os

cotovelos. O processamento de dados incluiu as bases vetoriais da rede de drenagem em escala 1:250.000 e 1:1.000.000. No ambiente do ArcGis 10.1, os cotovelos foram circulados.

#### 3.2.1.8. *Procedimentos de campo*

Os trabalhos de campo foram fundamentais para o alcance dos objetivos da pesquisa, pois permitiram o levantamento de observações inéditas e a verificação dos dados gerados em gabinete. Essa etapa contou com registros fotográficos, observações e descrições da paisagem.

Foram realizadas duas campanhas de campo. O primeiro campo ocorreu em fevereiro de 2017, teve duração de sete dias e contemplou o extremo oeste ao divisor hidrográfico. Essa etapa incluiu os municípios de Alto Paraíso de Goiás (GO), Cavalcante (GO), Monte Alegre de Goiás (GO), Campo Belos (GO), São Domingos (GO), Guarani de Goiás (GO), Posse (GO) e Mambaí (GO). Ressalta-se que o objetivo deste campo foi de reconhecimento da área de estudo, contribuindo para a realização das primeiras observações quanto à organização do relevo, à influência das litologias nos mesmos e o comportamento das principais drenagens. Ressalta-se que essa etapa foi crucial para a definição da área de estudo (Figura 3.2.1).

A segunda campanha de campo realizou-se entre os meses de agosto e setembro de 2017, teve duração de 14 dias, envolveu a maior parte da área de estudo e teve 40 pontos caracterizados. Os principais municípios incluídos nesse trabalho de campo foram: Januária (MG), Pedra de Maria Cruz (MG), Itacarambi (MG), Chapada Gaúcha (MG), Bonito de Minas (MG), Manga (MG), Cocôs (BA), Coribe (BA), Correntina (BA), Posse (GO), Iaciara (GO), Mambaí (GO), Alvorada do Norte (GO), Simolândia (GO), Formoso (MG), Buritis (MG) e Arinos (MG) (Figura 3.2.1). O objetivo desse campo foi verificar se os dados gerados em gabinete, tais como: compartimentação geomorfológica; perfis longitudinais dos canais, dentre outros, estavam de acordo com a realidade. A partir desse campo foi possível obter observações quanto à evolução do relevo, suas características morfológicas, assim como verificar o papel da rede de drenagem e da litologia na sua evolução.

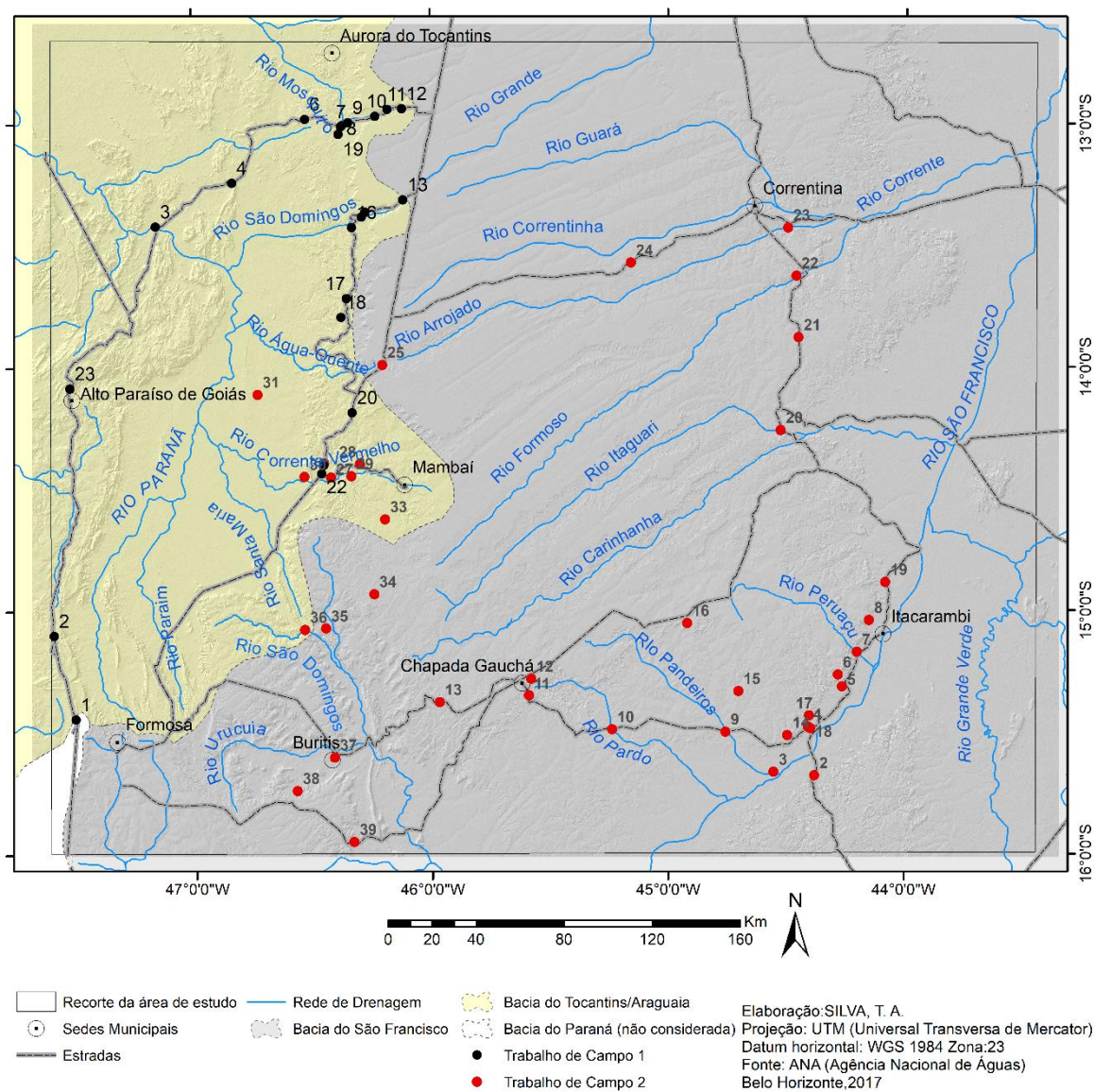


Figura.3.2.1. Mapa com os pontos de campo. Elaborado pela autora.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Com o intuito de contribuir para a compreensão das análises feitas na pesquisa, optou-se por separar os resultados das discussões. Assim, os resultados trazem a descrição detalhadas dos dados gerados e das observações de campo. Já as discussões abordam as interpretações dos dados obtidos e fomentam a problematização com a literatura científica vigente.

### 4.1. Resultados

Os resultados foram categorizados em: a) análise do relevo e b) análise da drenagem. A análise do relevo abrange os perfis topográficos regionais, a compartimentação geomorfológica e a espacialização dos relevos residuais. A análise da drenagem inclui a confecção dos perfis longitudinais, a distribuição espacial do Índice de Hack ou RDEt e o mapeamento das anomalias de drenagem.

#### 4.1.1. Análise do Relevo

##### 4.1.1.1. Perfis Topográficos Regionais

Elaboraram-se dez perfis topográficos ao todo, sendo seis no sentido E-W (AB, CD, EF, GH, IJ e KL), três de orientação N-S (MN, OP e QR) e um do divisor hidrográfico entre as bacias do Tocantins/Araguaia (Paraná) e São Francisco (DH'DH'') (Figura 4.1.1 e 4.1.2). Destaca-se que, as cotas altimétricas máximas nas respectivas bacias analisadas é de 1165m para a bacia do São Francisco próximo à Formosa - GO, e, 1671m para a bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná) em Alto Paraíso de Goiás - GO.

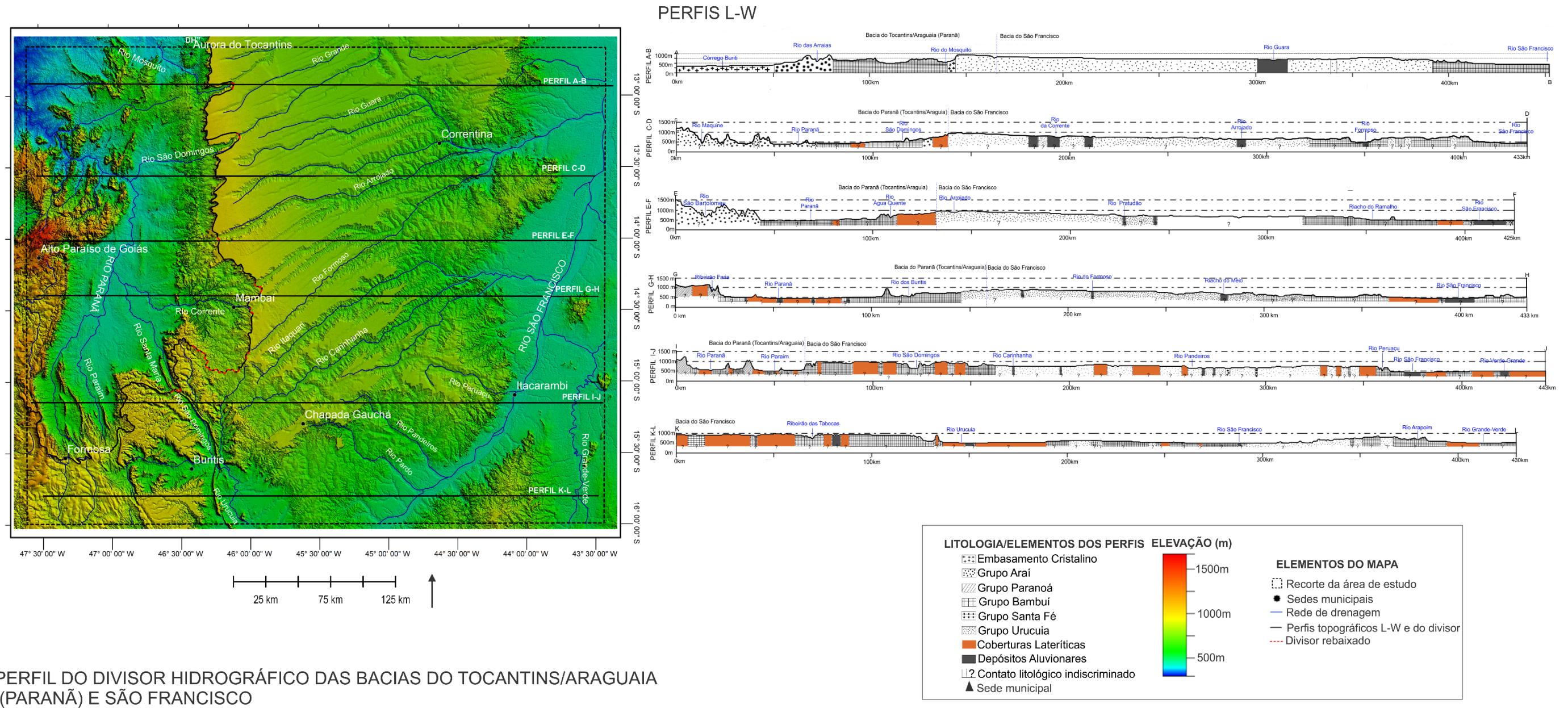


Figura 4.1.1. Perfis topográficos regionais no sentido E-W e do divisor hidrográfico das bacias do Tocantins/Araguaia (Paraná) e São Francisco.

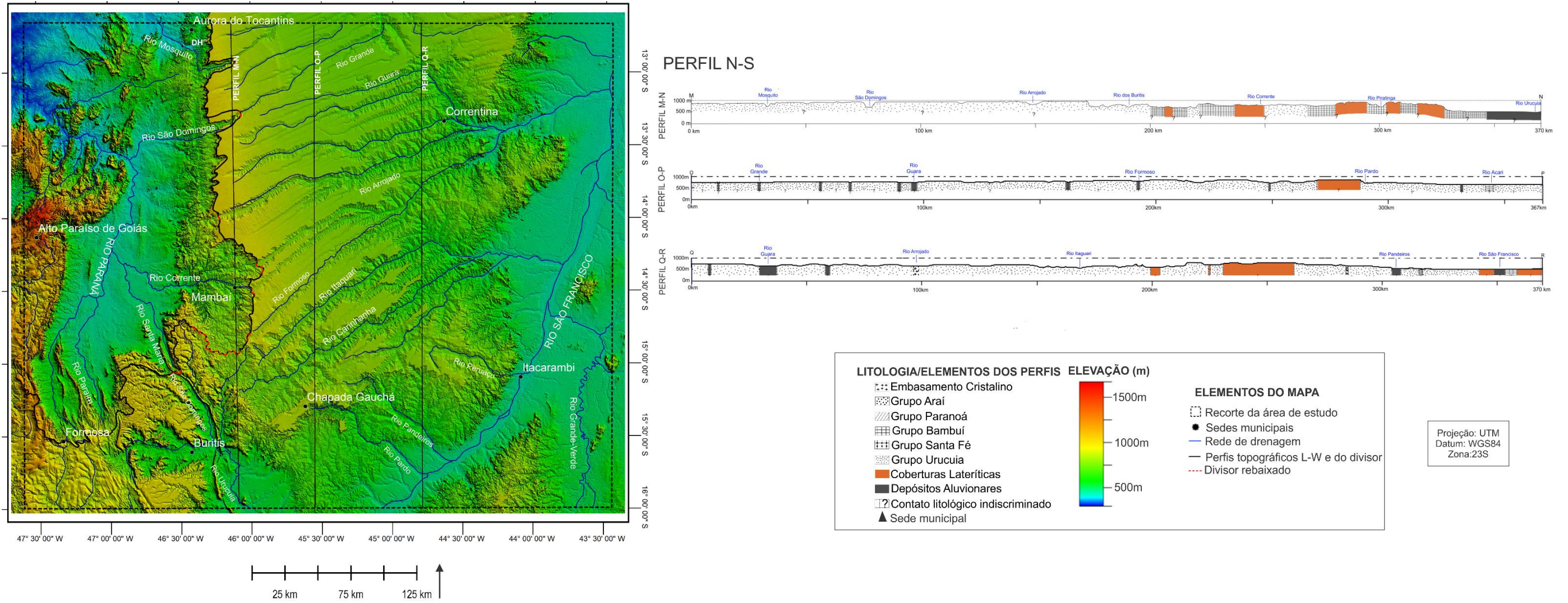


Figura 4.1.2. Perfis topográficos regionais no sentido N-S.

### *Perfil A-B*

O perfil A-B ocupa o setor mais a norte da área de estudo e sua extensão de aproximadamente de 452 km. Em termos altimétricos, o ponto mais baixo desse perfil está associado ao afluente do rio Paranã e possui 316 m. Já o mais alto do perfil é afiliado aos quartzitos do Grupo Araí e está a 987m de altitude.

Há três regiões deprimidas intercaladas com topografias mais elevadas ao longo do perfil. A primeira área deprimida marca os primeiros quilômetros do perfil, está esculpida sobre as rochas do embasamento cristalino e suas cotas altimétricas são inferiores a 500m. Essa morfologia é interrompida por relevo mais acidentado sobre os quartzitos, que são relevos residuais, que abrigam as maiores cotas altimétricas do perfil. Após os residuais quartzíticos a morfologia do perfil torna-se mais suave e deprimida, com altitudes inferiores a 750m. Nesse caso, a litologia predominante incorpora rochas carbonáticas do Grupo Bambuí. Esse padrão morfológico é interrompido de forma abrupta por uma escarpa que demarca um grande degrau no relevo. A partir dessa escarpa o modelado desenvolve-se sobre os arenitos do Grupo Urucuia e configura as Chapadas do São Francisco. Essas chapadas representam um relevo plano e contínuo que declina suavemente para leste, rumo à calha do rio São Francisco. O contato entre as litologias do Grupo Urucuia e Bambuí já na bacia hidrográfica do rio São Francisco não é caracterizado morfológicamente, porém a altitude decai quando se aproxima da calha desse rio.

A área representada no perfil A-B é drenada por afluentes dos rios Paranã e São Francisco. Nota-se que a escarpa na forma de degrau no relevo limítrofe entre as bacias do Tocantins (sub-bacia do Paranã) /São Francisco não coincide com divisor hidrográfico. Isso ocorre porque o rio Mosquito, afluente do Paranã, provocou a abertura de uma reentrância na borda da chapada que demarcava o interflúvio (Figuras 4.1.1 e 4.1.3).

O nível de base local da bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná) não foi contemplado neste perfil. Porém, a altitude dele é semelhante ao dos seus afluentes, que drenam o começo do perfil e equivale a aproximadamente 320 m. O rio São Francisco, nível de base local de sua bacia hidrográfica, está a 420 m de altitude. Assim, a diferença entre os níveis de base locais das referidas bacias é de 100m.



Figura 4.1.3. Reentrância na borda das chapadas provocada pela ação erosiva do rio Mosquito, afluente do rio Paranã. Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza – ponto 12 – trabalho de campo 1 (Figura.3.2.1).

#### *Perfil C-D*

O perfil C-D possui cerca de 433 km de extensão. Em termos altimétricos sua menor cota tem 390 m e está associada ao rio Almas, afluente do rio Paranã, que corre encaixado nas estruturas e litologias do Grupo Araí. A altitude máxima nesse perfil é de aproximadamente 1228 m e está associada aos quartzitos (Figura 4.1.1).

Os quilômetros iniciais desse perfil são marcados por morfologia acidentada, desenvolvida sobre os quartzitos do Grupo Araí e com cotas altimétricas entre 900 e 1200m. Esta morfologia se alterna com formas mais suaves esculpidas sobre o embasamento cristalino (Figura 4.1.4). Observa-se a ocorrência de alguns domos associados a rochas intrusivas plutônicas.

Nota-se que a partir desse perfil, a Depressão do Paranã torna-se recorrente nos demais perfis, exceto no K-L. A Depressão do Paranã corresponde ao vale do rio homônimo e está associado às rochas do Grupo Bambuí. Observa-se ao longo do perfil C-D que à medida que se aproxima da escarpa que dá início às Chapadas do São Francisco (Serra Geral de Goiás), o relevo aumenta sua cota altimétrica gradativamente. Registra-se também que em termos litológicos, ocorre a variação entre rochas do embasamento cristalino e as coberturas detrito lateríticas ferruginosas. Estas estão presentes no sopé da Serra Geral de Goiás e área limítrofe das bacias encontra-se no contato entre elas e os arenitos do Grupo Urucuia. A partir

do topo do escarpamento, a litologia predominante é composta pelos arenitos do Grupo Urucuia. À exemplo do que ocorre no Perfil A-B, as chapadas configuram uma morfologia plana que declina suavemente rumo ao rio São Francisco. Nos quilômetros finais das chapadas do São Francisco, passam a predominar rochas do Grupo Bambuí. Ao atingir as rochas do Grupo Bambuí o relevo fica mais dissecado pela drenagem, que nesse perfil é representada pelo rio Formoso. À leste do rio Formoso observa-se a ocorrência de relevos residuais areníticos. Essa morfologia é interrompida por uma escarpa, que dá início a uma região deprimida associada ao rio São Francisco.



Figura 4.1.4. Rio Paranã correndo sobre o embasamento cristalino. Observa-se as serras quartzíticas ao fundo. Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza - ponto 03 – trabalho de campo 1 (Figura.3.2.1).

O rio Paranã e seus afluentes encontram-se controlado pelas estruturas da Faixa Móvel Brasília, no sentido NW-SE configurando gargantas (Figura 2.1.1). No tocante ao nível de base local, o rio Paranã corre em altitude de 395m, enquanto que o rio São Francisco flui entorno de 428m.

### *Perfil E-F*

O perfil E-F possui extensão de 425 km e ocupa a porção mais central da área de estudo. A cota mínima nesse perfil está associada à calha do rio Paranã, situada a 421m de altitude. Já a altitude máxima nesse perfil encontra-se sobre os quartzitos do Grupo Araí, com aproximadamente 1562m e constitui um dos pontos mais altos da Chapada dos Veadeiros, assim como o ponto mais alto da área em análise (Figura 4.1.1).

Nos primeiros 43 km do perfil, os quartzitos são as rochas predominantes e compõem a porção mais elevada e movimentada do perfil (Figura 4.1.5.). Essa morfologia é interrompida por uma escarpa, seguida por um relevo rebaixado e de morfologia plana a levemente ondulada, que configura a Depressão do Paranã. Essa depressão possui as cotas altimétricas mais baixas do perfil e está assentada sobre as formações do Grupo Bambuí e pontualmente sobre coberturas detrito-lateríticas ferruginosas. Depois de 100 km do perfil no sentido leste há uma escarpa que põe fim na depressão do Paranã. A partir de então se inicia um relevo de cota altimétrica superior a 800m, que aumenta gradativamente no sentido ao divisor hidrográfico, salvo na área de incisão vertical do rio Água Quente. As litologias dessa área são, predominantemente, os carbonatos do Grupo Bambuí e as coberturas detrito lateríticas ferruginosas. Nota-se que o divisor hidrográfico neste perfil não é tão demarcado por uma escarpa pronunciada.



Figura 4.1.5. Morfologia moldada sobre os quartzitos do Grupo Araí no Parque Nacional das Chapadas dos Veadeiros (GO). Nota-se os picos quartzíticos ao fundo. Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza - Trajeto - Trabalho de campo 1 (Figura.3.2.1).

A partir do divisor hidrográfico, os arenitos tornam-se a litologia recorrente sob as chapadas do São Francisco. Posteriormente, no sentido leste, a mudança de litologia, que passam a ser as carbonáticas do Grupo Bambuí, não causa mudanças morfológicas no perfil. A partir do riacho do Ramalho o relevo torna-se plano. Quanto aos níveis de base locais, o rio Paranã corre em altitude próxima a 421m e o rio São Francisco drena a 430m.

### *Perfil G-H*

O perfil G-H abrange 433 km de extensão. O seu ponto altimétrico mínimo é a calha do rio São Francisco, que possui aproximadamente 437m. O ponto mais alto desse perfil (1160 m) encontra-se sobre os quartzitos do Grupo Paranoá e está situado no extremo oeste do perfil (Figura 4.1.1).

Nos quilômetros iniciais do perfil, observa-se o relevo de maior altitude, que se encontra sobre rochas do Grupo Paranoá e as coberturas detrito lateríticas ferruginosas. Esse relevo é interrompido por uma escarpa, que é seguida pelo relevo rebaixado da depressão do Paranã. A litologia na qual essa depressão está assentada é composta pelas rochas do Grupo Bambuí, coberturas detrito lateríticas ferruginosas e depósitos aluvionares. Notam-se alguns relevos residuais na depressão do Paranã (Figura 4.1.6). Nesse perfil, o relevo aumenta progressivamente de altitude no sentido leste. O limite entre às bacias do Tocantins/Araguaia (Paraná) e São Francisco não está associado à mudança litológica, nem a degrau no relevo. Assim sendo, a região limítrofe entre as bacias ocorre sobre os arenitos do Grupo Urucuia. As chapadas mostram-se mais dissecadas pelos afluentes do rio São Francisco. Desse modo, apesar de haver uma tendência geral de declínio altimétrico para o sentido leste, a morfologia assume menor intercalação de residuais.



Figura 4.1.6. Relevo residual na depressão do Paranã próximo a Monte Alegre.  
 Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza - Trabalho de campo 2 - ponto 30 (Figura.3.2.1).

A partir dos 300 km do perfil há predominância das rochas carbonáticas, coberturas detrito-lateríticas ferruginosas e depósitos aluvionares do rio São Francisco. Nessa área, observa-se a morfologia predominantemente plana e rebaixada, salvo por relevos residuais persistentes na margem esquerda e direita do rio São Francisco.

#### *Perfil I-J*

O perfil I-J possui extensão total de 443 km. A cota altimétrica mínima (443m) está associada à calha do rio São Francisco e a máxima (1265 m) encontra-se associada aos quartzitos do Grupo Paranoá.

O relevo dos primeiros quilômetros do perfil, abriga as maiores cotas altimétricas, sendo sustentado pela rochas do Grupo Paranoá. Este se altera para uma depressão, a Depressão do Paranã, a partir de uma escarpa. A litologia que compõem a depressão do Paranã se alterna entre às rochas do Grupo Bambuí e as coberturas detrito lateríticas ferruginosas. Além disso, na Depressão do Paranã há a ocorrência de relevos residuais associados às rochas do Grupo Paranoá (Figura 4.1.1). Próximo ao quilômetro 65 do perfil há o divisor hidrográfico entre às bacias do rio Tocantins (Paraná) e São Francisco. Este divisor está associado a um degrau escarpado e a partir dele a morfologia assume cotas altimétricas entre 800-1000m e é sustentada por rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, coberturas detrito lateríticas

ferruginosas e arenitos do Grupo Urucuia. Registra-se a ação do rio São Domingos (afluente do rio Urucuia), que disseca o relevo no vale do São Francisco (Figura 4.1.7).



Figura 4.1.7. Vale do rio São Domingos confinado entre a Serra de São Domingos e o relevo sustentado pelas coberturas ferruginosas.

Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza – Trabalho campo 2 ponto 36 (Figura.3.2.1).

A morfologia associada aos arenitos mostra-se também mais dissecada e com manutenção da cota altimétrica. Isso demonstra que o declínio de a altitude rumo à calha do rio São Francisco é mais sutil que nos perfis analisados anteriormente. Próximo ao quilômetro 350, há um degrau no relevo, que demarca o fim dessa superfície e representa o início da depressão do São Francisco. Essa depressão, altimetricamente, está associada às rochas do Grupo Bambuí, às coberturas detrito lateríticas ferruginosas e aos depósitos aluvionares do rio São Francisco.

O rio Paranã drena uma área na altitude de 554m, uma vez que, este perfil corta o mais adjacente a suas cabeceiras. Já o rio São Francisco encontra-se a aproximadamente 443m de altitude.

#### *Perfil K-L*

Este perfil ocupa o extremo sul da área em questão e possui aproximadamente 430 km de extensão. O ponto altimétrico mínimo (456 m) deste perfil encontra-se na

calha do São Francisco. O ponto mais alto do perfil (992 m) está relacionado a um relevo desenvolvido sobre as coberturas detrito lateríticas ferruginosas (Figura 4.1.1).

No começo do perfil o relevo apresenta cotas altimétricas mais elevadas e está associado a rochas do Grupo Bambuí e a coberturas detrito lateríticas ferruginosas. A alternância entre essas duas litologias configura um relevo dissecado. Assim, nos fundos dos vales fluviais predominam-se às rochas carbonáticas e nos topos as coberturas lateríticas. Essa morfologia encerra-se com um escarpamento, seguido de um relevo residual associado ao Grupo Paranoá e coberturas detrito lateríticas ferruginosas, que é a Serra de São Domingos. A partir de então, a morfologia torna-se deprimida, associada ao rio Urucuia e há predominância de coberturas detrito lateríticas ferruginosas (Figura 4.1.8). A partir do quilômetro 188, a litologia passa a ser composta por rochas do Grupo Bambuí, arenitos do Grupo Urucuia e calcários do Grupo Santa Fé. Essa área é marcada por uma morfologia sutilmente elevada. Progressivamente, a morfologia reduz sua altitude, dando lugar novamente a uma superfície rebaixada, agora relacionada ao rio São Francisco. Na depressão do rio São Francisco há predominância de rochas do Grupo Bambuí, coberturas detrito lateríticas ferruginosas e depósitos aluvionares.

Após a calha do São Francisco, próximo ao quilômetro 300, o relevo progressivamente torna-se mais dissecado e com maiores altitudes. Essa área configura um relevo residual associado aos arenitos do Grupo Urucuia e formações pelíticas do Grupo Bambuí. A cota altimétrica desse residual é aproximadamente 900m. O perfil encerra-se com a depressão do rio Verde Grande, afluente da margem direita do São Francisco. Os canais fluviais que drenam o perfil pertencem somente à bacia do Rio São Francisco.



Figura 4.1.8. Paisagem composta pela alternância entre a Depressão do Urucuia e os relevos sustentados por coberturas ferruginosas.

Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza - Trabalho de campo 2 - ponto 38 (Figura.3.2.1).

*DH' – DH'' Perfil do divisor hidrográfico entre as bacias Tocantins/Araguaia (Paraná) e São Francisco*

Na área de estudo, o divisor hidrográfico possui 815 km de extensão. A cota altimétrica mais elevada (1250m) ocorre no início do mesmo (Sul) e a menor cota está associada ao vale dos rios São Domingos (bacia do São Francisco) e Santa Maria (bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná)). Ressalta-se que o divisor não corresponde às cotas altimétricas mais elevadas da área de estudo (Figura 4.1.1).

Esse divisor hidrográfico é moldado sobre as coberturas detrito lateríticas ferruginosas, arenitos do Grupo Paranoá, calcários do Grupo Bambuí e arenitos do Grupo Urucuia. Nota-se que a manutenção das cotas altimétricas elevadas ao longo do perfil não ocorre. Observa-se que a altimetria do divisor hidrográfico decai significativamente em algumas regiões, configurando o rebaixamento do mesmo, como resposta a incisão fluvial dos cursos d'água de ambas as bacias (Figura 4.1.9).



Figura 4.1.9. Alguns dos pontos ao longo do divisor hidrográfico em que o mesmo encontra-se rebaixado. (A) Divisor entre os rios Arrojado (BSF) e Água Quente (BTA); (B) Divisor entre o rios Grande (BSF) e São Domingos (BTA).  
 Fonte: Arquivo da autora - (A) Trabalho de Campo 2 – ponto 25; (B) Trabalho de campo 1 – ponto 13 (Figura.3.2.1).

Os quilômetros iniciais do perfil desse divisor são marcados por um relevo de cota altimétrica superior a 1200m, associado a coberturas detrito lateríticas ferruginosas e arenitos do Grupo Paranoá. Apesar da litologia se manter, a morfologia decai significativamente próxima ao município de Formosa (GO). Posteriormente, há ocorrência de rochas carbonáticas e a morfologia muda, configurando as porções mais baixas do divisor em uma alternância entre formas mais elevadas e rebaixadas. Próximo a 375 km, os arenitos passam a ser o tipo litológico predominante. Porém isto não assegura uma morfologia contínua, visto que a incisão fluvial, principalmente dos afluentes do Paranã, esculpe vales ao longo do divisor.

### *Perfil M-N*

O perfil M-N apresenta a variação morfológica de sentido N-S, possui extensão de 370 km e localiza-se próximo ao divisor hidrográfico das bacias do Tocantins (Paraná) e São Francisco. A cota mínima desse perfil é de 496m e está associada ao rio Urucua. A altitude máxima do perfil é 976m e está relacionada à borda das chapadas (Figura 4.1.2).

O perfil é marcado por dois padrões morfológicos. Ao norte é caracterizado por relevo plano, com aumento de altitude no sentido N-S e é esculpido em arenitos do Grupo Urucua. Ele é interrompido, por vezes, por entalhes da ação fluvial dos principais afluentes do rio São Francisco. Esse padrão termina em uma escarpa que inaugura uma nova organização morfológica do perfil. A segunda organização morfológica é marcada pelas alterações do substrato rochoso, incluindo os arenitos, calcários, coberturas detrito lateríticas e depósitos aluvionares. Além disso, a incisão fluvial é mais agressiva, os vales são mais largos e as formas de relevo são mais dissecadas (Figura 4.1.10).



Figura 4.1.10. Exemplo de padrão morfológico da segunda organização do relevo dentro do perfil. Observa-se alguns residuais (indicados pelas setas) desenvolvidos em arenitos estão próximos à borda das chapadas. Fonte: Arquivo da autora – trabalho de campo 2 – próximo ao ponto 33 (Figura.3.2.1).

### *Perfil O-P*

O perfil O-P também contempla a variação latitudinal (Figura 4.1.2). Sua extensão é de aproximadamente 367 km. A altitude mínima (620m) localiza-se em um afluente do rio Urucuia e a máxima (877m) situa-se em uma chapada isolada no sul da área de estudo. Este perfil ocupa o centro das Chapadas do São Francisco e apresenta pouca variação litológica, pois os arenitos do Grupo Urucuia são as rochas predominantes.

Morfologicamente o perfil é homogêneo e configura um relevo plano. As cotas altimétricas são, em geral, acima de 600m e semelhantes em todo o perfil. A partir do rio Pardo, próximo ao quilômetro 292, as cotas altimétricas mudam para um patamar inferior, que se estende até o final do perfil. Nesse caso, a dissecação dos rios mostra-se sutil (Figura 4.1.11).



Figura 4.1.11. Cabeceira do rio Pardo, que se organiza em um anfiteatro de erosão estabilizado.

Fonte: Arquivo da autora - Trabalho de campo 2 - ponto 12 (Figura.3.2.1).

### *Perfil Q-R*

O perfil Q-R se encontra mais a leste, possui direção N-S e está próximo ao rio São Francisco. Sua extensão é de 370 km, a altitude mínima é 457m e está localizada calha do São Francisco (Figura 4.1.2). Já a máxima é 821m e situa-se em uma chapada isolada na paisagem.

Nesse perfil há arenitos do Grupo Urucuia, embasamento cristalino nas calhas de rios, calcários do Grupo Bambuí nos vales fluviais, coberturas detrítico lateríticas ferruginosas nos topos dos relevos residuais e depósitos aluvionares próximo a algumas drenagens. O relevo nesse perfil encontra-se suavemente dissecado pela rede de drenagem. Observa-se a recorrência de formas moldadas sobre rochas do Grupo Urucuia com ou sem coberturas detrítico lateríticas ferruginosas (Figura 4.1.12).



Figura 4.1.12. Residuais areníticos (indicado pela seta) em área de relevo com baixa incisão fluvial.

Fonte: Arquivo da autora – Trabalho de campo 2 – próximo ao ponto 16 (Figura.3.2.1).

#### 4.1.1.2. *Compartimentação Geomorfológica*

A área de estudo possui nove unidades geomorfológicas: a) Depressão do Paranã; b) Depressão do São Francisco; c) Depressão do Urucuia; d) Patamares Planalto Central; e) Patamares Serra Geral De Goiás/São Francisco; f) Patamares Veadeiros; g) Planalto dos Veadeiros; h) Chapadas e i) Planície. Essas unidades foram definidas a partir da inter-relação entre geologia, cotas altimétricas, declividade e dissecação (Figura 4.1.13). O escarpamento acompanha o divisor hidrográfico com algumas interrupções relacionadas à dissecação. Nesse caso, destaca-se a porção

dissecada sobre os Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco. O escarpamento torna-se novamente recorrente a partir dos Patamares do Planalto Central, porém não acompanha mais o divisor hidrográfico (Figura 4.1.13).

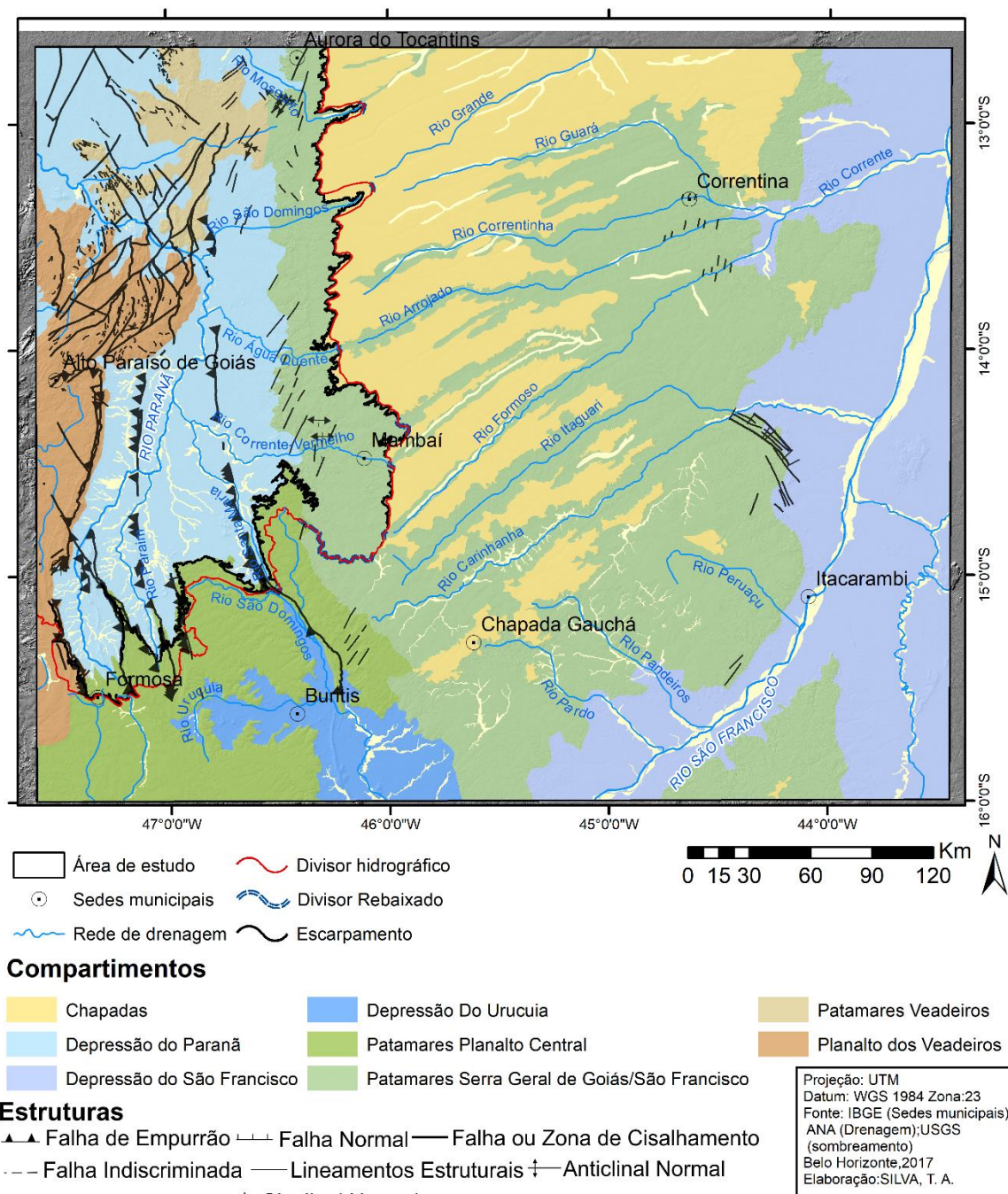


Figura. 4.1.13. Mapa da Compartimentação Geomorfológica.

Fonte: Elaborado pela autora.

### Chapadas

O compartimento de chapadas localiza-se na região centro-leste da área de estudo e ocupa um território com aproximadamente 28.178km<sup>2</sup> (Figura 4.1.13). As

chapadas são esculpidas nos arenitos do Grupo Urucuia e as vezes recapeadas pelas coberturas detrito lateríticas ferruginosas. Em geral, possuem altitudes entre 701 e 1036m. Nota-se longo e progressivo aumento de altitude de leste para oeste, culminando no divisor hidrográfico entre as bacias do Tocantins/Araguaia e São Francisco (Figura 4.1.14).

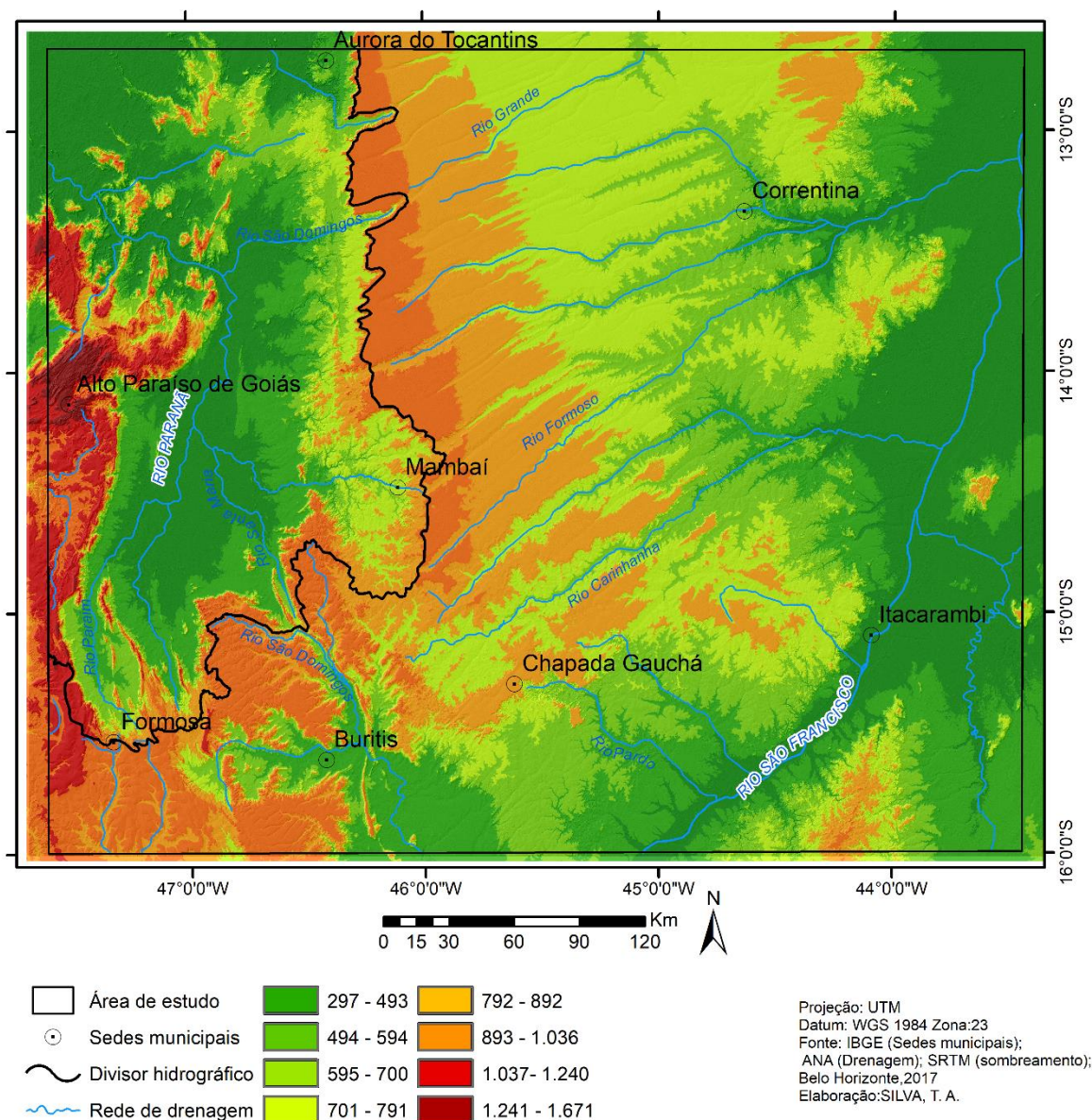


Figura 4.1.14. Mapa hipsométrico da área de estudo.

Fonte: Elaborado pela autora.

As chapadas são predominantemente planas e apresentam declividade no topo entre 0 e 3%. Suas bordas possuem declividades iguais ou superiores a 45% como, por exemplo, próximo a Chapada Gaúcha (MG) e ao longo do divisor hidrográfico (Figura 4.1.15). Já seus topos são marcados pela baixa incisão fluvial e apresentam unidades contínuas, ocupadas em sua maioria pela monocultura. A partir do rio Guará,

sentido sul, onde a dissecação é maior, estas unidades tendem a ser menores e menos contínuas e (Figura 4.1.16).

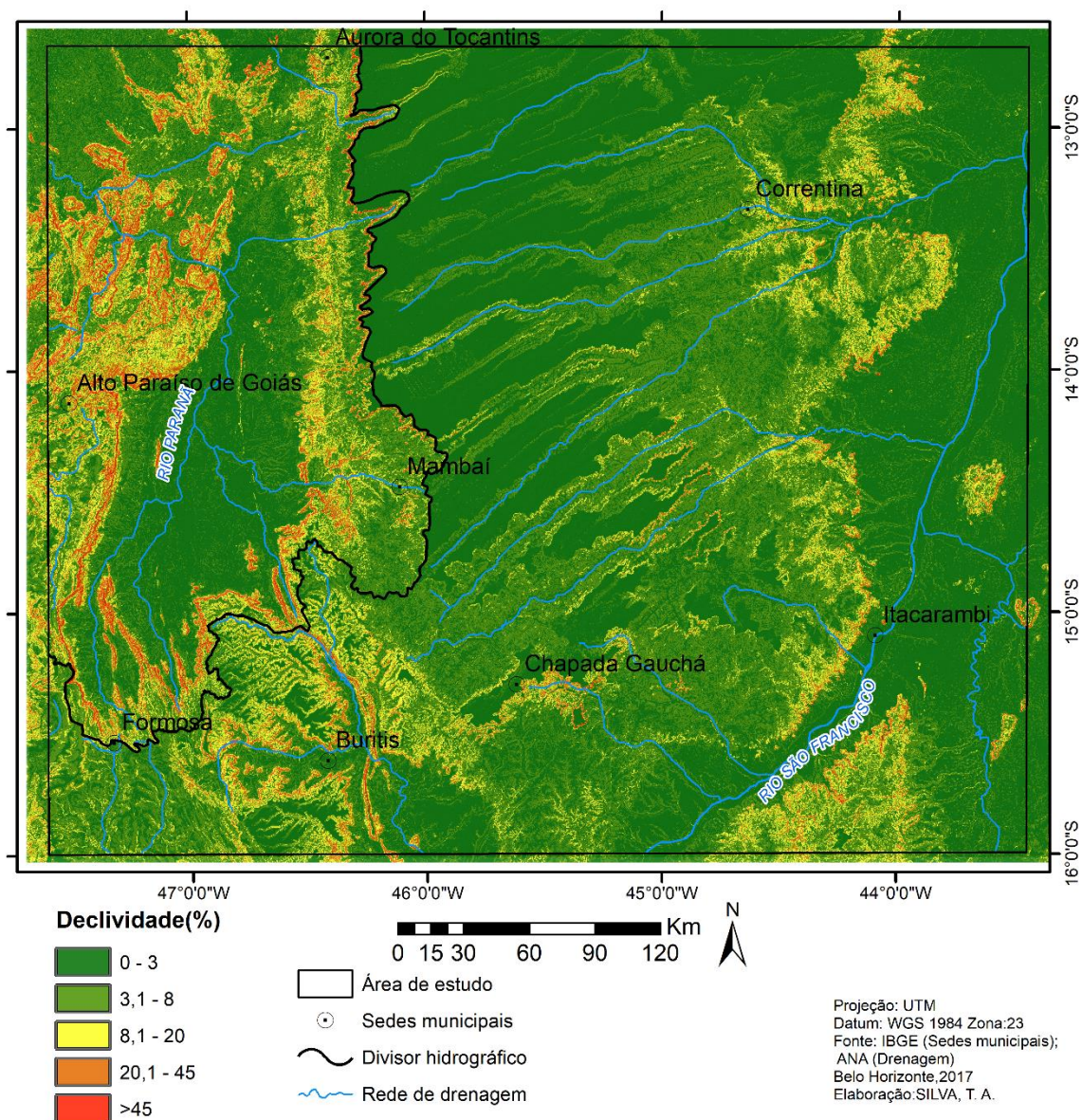


Figura 4.1.15. Mapa clinográfico da área de estudo.  
 Fonte: Elaborado pela autora.

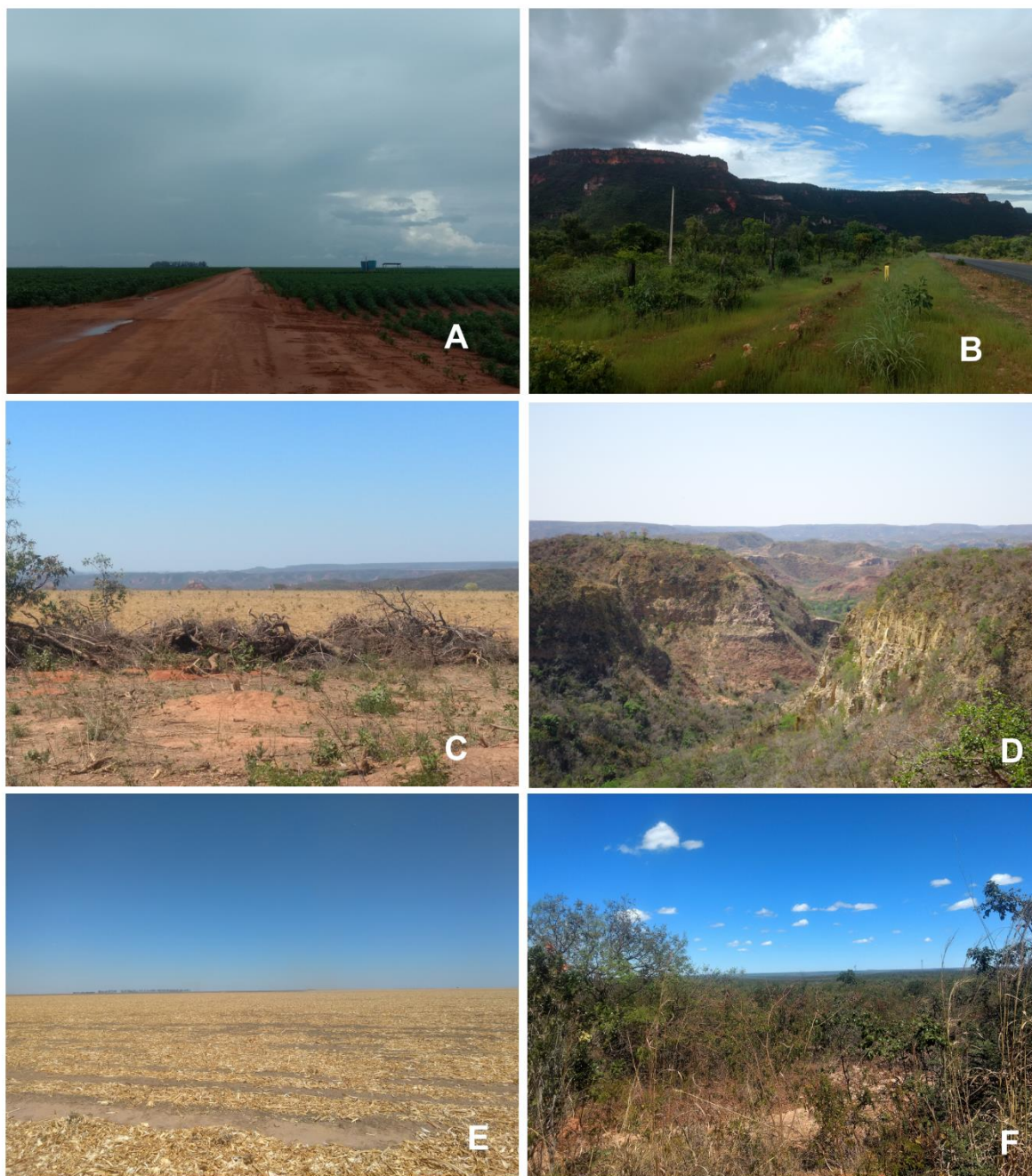


Figura 4.1.16. Chapadas. Pontos localizados na Figura.3.2.1: (A) Topo plano ocupado por monocultura – Próximo do ponto 12 – trabalho de campo 1; (B) Borda escarpada das chapadas – ponto 17 – trabalho de campo 1; (C) Topo plano em primeiro plano, e a fundo borda ativa – ponto 11 – trabalho de campo 2; (D) Detalhe da borda da chapada ativa por voçorocamento – ponto 11 – trabalho de campo 2; (E) Topo plano ocupado pela monocultura – entre o ponto 12 e 13 – trabalho de campo 2; (F) Topo plano com a vegetação nativa, Cerrado, próximo ao Parque Nacional Grande Sertão Veredas – ponto 13 – trabalho de campo 2.

Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza.

### *Depressão do Paranã*

A Depressão do Paranã ou Vão do Paranã localiza-se na porção oeste na área de estudo, entre o Planalto dos Veadeiros, os Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco, os Patamares do Planalto Central e Patamares dos Veadeiros. Esse compartimento geomorfológico possui 21.458 km<sup>2</sup> de extensão (Figura 4.1.13).

A Depressão do Paranã desenvolveu-se em área composta por rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, embasamento cristalino e, pontualmente, coberturas detrito lateríticas ferruginosas. Esta unidade geomorfológica abriga as menores altitudes da área de estudo (297m) em área de embasamento cristalino. Já as maiores altitudes (597m), como é de se esperar no caso das depressões, estão próximas ao contato com outras unidades (Figura 4.1.14). A declividade nessa unidade é baixa - varia de 0 a 8% (Figura 4.1.15) – graças ao relevo relativamente plano que só se torna suavemente ondulado nos contatos com as demais unidades.

A depressão do Paranã está associada ao rio Paranã e se estreita de Sul para Norte. Próximo à foz do rio São Domingos, torna-se estreita e confinada entre o Planalto dos Veadeiros e os Patamares dos Veadeiros. Nesse ponto, ela está condicionada estruturalmente (Figura 2.1.1). Observa-se nessa depressão a ocorrência de algumas dolinas e residuais (Figura 4.1.17).



Figura 4.1.17. Depressão do Paranã. Pontos localizados na Figura.3.2.1: (A) Contato entre a Depressão do Paranã e os Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco – Próximo do ponto 30 – trabalho de campo 2; (B) Forma plana da depressão limitada a oeste pelo Planalto dos veadeiros – ponto 31 – trabalho de campo 2; (C) Residuais e dolinas ocorrem de forma generalizada – ponto 30 – trabalho de campo 2; (D) Contato entre a Depressão do Paranã e os Patamares dos Veadeiros – ponto 4 – trabalho de campo 1.

Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza.

### *Depressão do São Francisco*

A Depressão do São Francisco possui área total de 31.486 km<sup>2</sup> e ocupa o extremo leste da área estudada. Nela predominam as rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, coberturas detrito lateríticas e depósitos aluvionares (Figura 4.1.13).

A Depressão do São Francisco possui três classes de elevação, que variam de 297m a 700m (Figura 4.1.14). Essa unidade geomorfológica é predominantemente plana, a declividade varia de 0 a 3%, mas existem alguns relevos residuais sobre os quais ocorrem as maiores altitudes. (Figura 4.1.15).

Esta unidade deprimida está associada ao rio São Francisco e seus afluentes de margem direita. Nota-se que a região sul dessa unidade geomorfológica é mais estreita em função dos Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco ocorrerem também em sua margem direita. São comuns os relevos residuais com a base em rochas carbonáticas e o topo em arenitos. Essas feições ocorrem, principalmente, próximas ao contato com os Patamares da Serra Geral Goiás/São Francisco (Figura 4.1.18).



Figura 4.1.18. Depressão do São Francisco. Pontos localizados na Figura.3.2.1: (A) Depressão em primeiro plano, com maciço de calcário ao fundo – Próximo do ponto 3 – trabalho de campo 2; (B) Contato entre os Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco e a Depressão do São Francisco. Nota-se que a transição entre essas unidades são marcadas por residuais – ponto 6 – trabalho de campo 2; (C) Morfologia predominantemente plana da Depressão do São Francisco – ponto 19 – trabalho de campo 2; (D) Relevo residual topo arenítico e relevo ondulado sobre a Depressão do São Francisco – próximo ao ponto 19 – trabalho de campo 2.

Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza.

### *Depressão do Urucuia*

A Depressão do Urucuia está associada ao rio homônimo e seus afluentes que integram a bacia hidrográfica do rio São Francisco. Embora ela seja considerada pelo IBGE como pertencente a unidade do relevo *Depressão do São Francisco*, neste trabalho constitui uma unidade em separado em razão de sua extensão e importância para a compreensão dos aspectos que influenciam a morfogênese regional (Figura 4.1.13).

A Depressão do Urucuia possui área de 4.528 km<sup>2</sup>, situa-se no setor SW da área de estudo e é limitada pelos Patamares do Planalto Central e Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco. É composta pelas rochas do Grupo Paranoá, Grupo Urucuia, coberturas detrito lateríticas ferruginosas e depósitos aluvionares. Compreende duas classes altimétricas: 297 a 493m e 494 a 594m (Figura 4.1.14). A declividade nessa unidade geomorfológica varia de 0 a 3%, 3,1 a 8% e 8,1 a 20% (Figura 4.1.15). As observações realizadas em campo demonstram que essa região é, predominantemente, levemente ondulada (Figura 4.1.19).



Figura 4.1.19. Depressão do Uruçuia. Pontos localizados na Figura.3.2.1: (A) Contato entre a Depressão do Uruçuia e os Patamares do Planalto Central – Próximo do ponto 38 – trabalho de campo 2; (B) Depressão do Uruçuia associada ao rio São Domingos, confinada entre a Serra de São Domingos e os Patamares do Planalto Central – ponto 35 – trabalho de campo 2; (C) Morfologia predominantemente plana da Depressão e os Patamares do Planalto Central ao fundo – ponto 37 – trabalho de campo 2; (D) Detalhe da Depressão do Uruçuia e da Serra de São Domingos – próximo ao município de Uruçuia (MG) – próximo ao ponto 39 – trabalho de campo 2. Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza.

### *Patamares do Planalto Central*

Os Patamares do Planalto Central possuem aproximadamente 13.374m<sup>2</sup> e localiza-se na região sudoeste da área de estudo (Figura 4.1.13). Esses patamares fazem limite com o Planalto dos Veadeiros, Depressão do Uruçuia, Patamares Serra Geral Goiás/São Francisco e Depressão do Paranã. Esse compartimento geomorfológico é composto por quartzitos do Grupo Paranoá, calcários do Grupo Bambuí e coberturas detrítico lateríticas (Figura 2.1.1) e inclui três classes altimétricas: 792 a 892m (restrita aos vales fluviais); 893 a 1036m (nos topos dos patamares); e 1037 a 1240m (em pontos isolados). A declividade inclui todas as classes

determinadas, sendo que as maiores se encontram entre esses patamares e as Depressões do Paranã e do Urucuia. As áreas com declividades intermediárias são as vertentes dos vales fluviais. Já as áreas com baixas declividades correspondem aos topos dos patamares (Figura 4.1.15).

Esse compartimento geomorfológico possui formas de relevo semelhantes à unidade de chapadas. Porém, nos patamares as geoformas são mais dissecadas. Logo suas formas possuem menores extensões (Figura 4.1.20). Observa-se ainda a ocorrência de topos planos, sobre coberturas detrito lateríticas ferruginosas, e vales fluviais esculpidos em rochas carbonáticas do Grupo Bambuí (Figura 4.1.20).

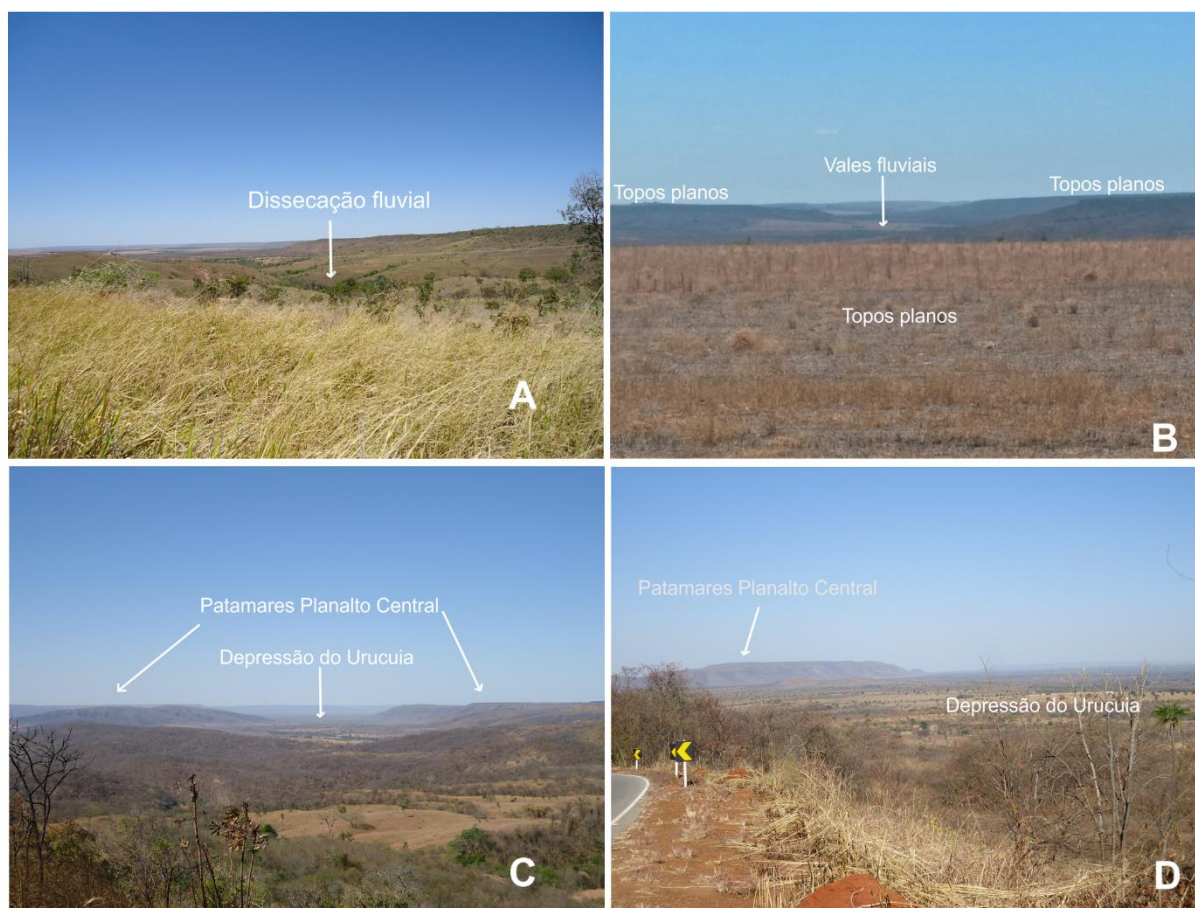


Figura 4.1.20. Patamares do Planalto Central. Pontos localizados na Figura.3.2.1: (A) Detalhe da dissecação da rede de drenagem nas rochas carbonáticas – próximo do ponto 34 – trabalho de campo 2; (B) Vales fluviais que intermeiam os Patamares do Planalto Central – próximo do ponto 35 – trabalho de campo 2; (C) e (D) Contato entre os Patamares do Planalto Central e a Depressão do Urucuia – ponto 38 e 39 – trabalho de campo 2.

Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza.

O divisor hidrográfico entre às bacias do Tocantins/Araguaia (Paraná) e São Francisco vincula-se à dinâmica da escarpa limítrofe desses patamares com a Depressão do Paraná. Observa-se que em alguns pontos a escarpa perde elevação, principalmente onde a mesma é cortada por falhas (Figuras 2.1.1 e 4.1.14).

#### *Patamares da Serra Geral Goiás/São Francisco*

Os Patamares da Serra Geral de Goiás/ São Francisco possui 55.059 km<sup>2</sup> de área e é unidade de maior extensão. Esse compartimento geomorfológico ocorre de maneira isolada no sul da área de estudo e circunda a unidade de chapadas na parte central da área pesquisada (Figura 4.1.13). É embasada em rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, arenitos do Grupo Urucua e coberturas detrito-lateríticas ferruginosas. Há também ocorrência restrita de rochas do embasamento cristalino, principalmente próximo às calhas dos rios Formoso, Arrojado e Correntinha. Além disso, há rochas dos Grupos Santa Fé e Areado no sul desse compartimento (Figura 2.1.1).

Os Patamares da Serra Geral de Goiás/ São Francisco compreendem quatro classes altimétricas. As áreas mais rebaixadas possuem entre 494 e 594m de altitude. As com cotas intermediárias possuem classes de 595 a 700m e 701 a 791m de altitude. Já as áreas mais elevadas estão situadas entre 792 e 892m (Figura 4.1.14). A declividade nesse compartimento apresenta cinco classes, mas a mais recorrente é entre 8,1 e 20% (figura 4.1.15).

Os Patamares da Serra Geral de Goiás/ São Francisco é uma área de transição entre a Depressão do Paraná e do São Francisco e as Chapadas. O contato entre os Patamares da Serra Geral de Goiás/ São Francisco com as demais unidades a que estão relacionados ocorrem de forma distinta: ora suavemente, ora por escarpas. De modo geral os contatos mais abruptos ocorrem no limite dessa unidade com a Depressão do Paraná e a do São Francisco. Já entre ela e as Chapadas o limite é suave na paisagem, salvo quando associado a Serra Geral de Goiás. Nota-se que nessa unidade as áreas drenadas em direção ao rio São Francisco são mais extensas que aquelas que vertem para o Paraná (Figura 4.1.21).

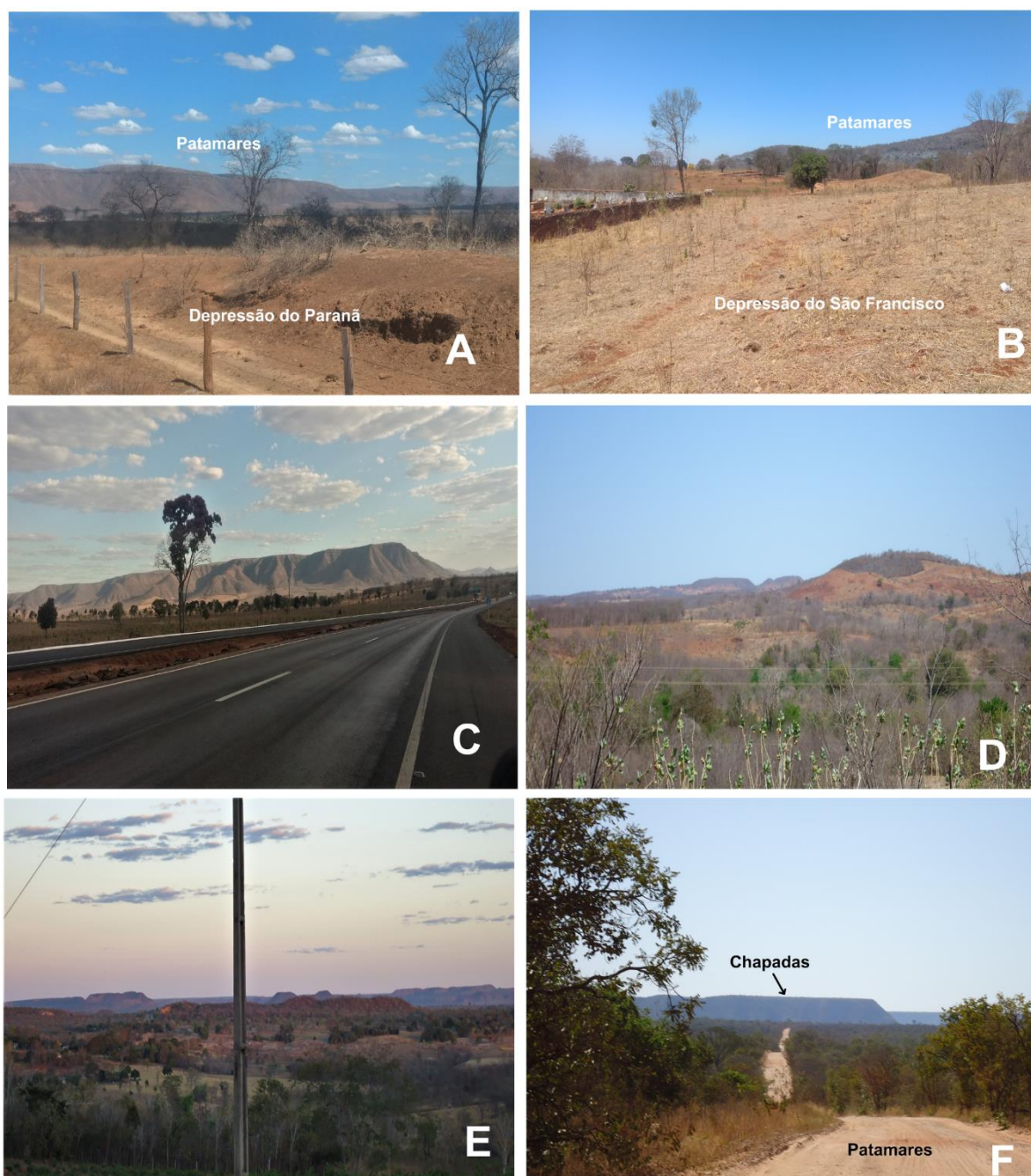


Figura 4.1.21. Unidade Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco. Pontos localizados na Figura.3.2.1: (A) e (B) Contato entre os Patamares do São Francisco e a Depressão do Paraná – próximo do ponto 30 e 6 – trabalho de campo 2; (C) Detalhe das escarpas relacionada aos Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco – ponto 26 – trabalho de campo 26; (D) Morfologia dos Patamares desenvolvidos em rochas carbonáticas – entre os pontos 20 e 21 – trabalho de campo 2; (E) Patamares com residuais areníticos próximo a escarpa do divisor hidrográfico na estrada para Mambaí – ponto 29 – trabalho de campo 2; (F) Contato entre os Patamares e as Chapadas, na área sul – próximo ao ponto 10 – trabalho de campo 2.

Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza.

Durante os trabalhos de campo observaram-se que as formas esculpidas em rochas carbonáticas são mais dissecadas que as áreas desenvolvidas nos arenitos. Além disso, verifica-se a presença de relevos residuais nos patamares.

#### *Patamares dos Veadeiros*

Os Patamares dos Veadeiros possuem 3.660km<sup>2</sup> de extensão e é a menor unidade geomorfológica da área de estudo. Esse compartimento geomorfológico localiza-se na região NW de estudo e desenvolve-se sobre o embasamento cristalino, coberturas detrito lateríticas ferruginosas e rochas dos Grupos Araí e Bambuí (Figura 4.1.13). Incorpora seis classes altimétricas, mas a maior porção dessa unidade possui entre 494-594m e 595 -700m (Figura 4.1.14). As demais classes estão associadas a relevos residuais quartzíticos. A declividade nos Patamares dos Veadeiros é predominantemente entre 8,1 e 20%. As escarpas dos relevos residuais possuem mais de 45% de declividade (Figura 4.1.15).

Os Patamares dos Veadeiros apresentam morfologia deprimida intercalada com relevos residuais. Estes residuais são de origem estrutural e associam-se as rochas quartzíticas do Grupo Araí, que são responsáveis por manter as cotas altimétricas elevadas na paisagem. As superfícies rebaixadas vinculam-se ao embasamento cristalino (Figura 4.1.22). Observa-se que há controle estrutural imprimido pelas falhas e fraturas nessa unidade geomorfológica.



Figura 4.1.22. Patamar dos Veadeiros. Pontos localizados na Figura.3.2.1: (A) Regiões deprimidas intercaladas com relevos residuais quartzíticos – Próximo do ponto 6 – trabalho de campo 1; (B) Detalhe dos relevos residuais associados a intrusões plutônicas – ponto 7 – trabalho de campo 1.

Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza.

#### *Planalto dos Veadeiros*

Planalto dos Veadeiros é a unidade mais a oeste da área de estudo. Possui 8.298km<sup>2</sup> de extensão e está em contato com a Depressão do Paranã e os Patamares do Planalto Central. O Planalto dos Veadeiros é composta por quartzitos dos Grupos Araí e Paranoá, rochas cristalinas do embasamento e isoladamente coberturas detrito lateríticas ferruginosas (Figura 4.1.13).

Esta unidade geomorfológica abriga as cotas altimétricas mais elevadas da área de estudo (701 a 1671m) (Figura 4.1.14). As menores cotas altimétricas desse compartimento estão próximas do seu contato com a Depressão do Paranã. A declividade em geral é predominantemente alta, principalmente nas vertentes associadas aos relevos esculpidos nos quartzitos do Grupo Araí. Nessas vertentes as declividades variam de 8,1 a >45%. Já nos topos mais planos desse planalto, desenvolvidos sobre quartzitos do Grupo Paranoá, varia de 0 a 8% (Figura 4.1.15).

O Planalto dos Veadeiros possui o relevo mais acidentado da área de estudo, pois além de ser esculpido em rochas resistentes ao intemperismo, também é influenciado pelas estruturas brasileiras. Porém, a parte norte do Planalto dos Veadeiros encontra-se mais dissecada que a parte norte. Além disso, observa-se em vários pontos que as drenagens são controladas pelas falhas e fraturas (4.1.23).

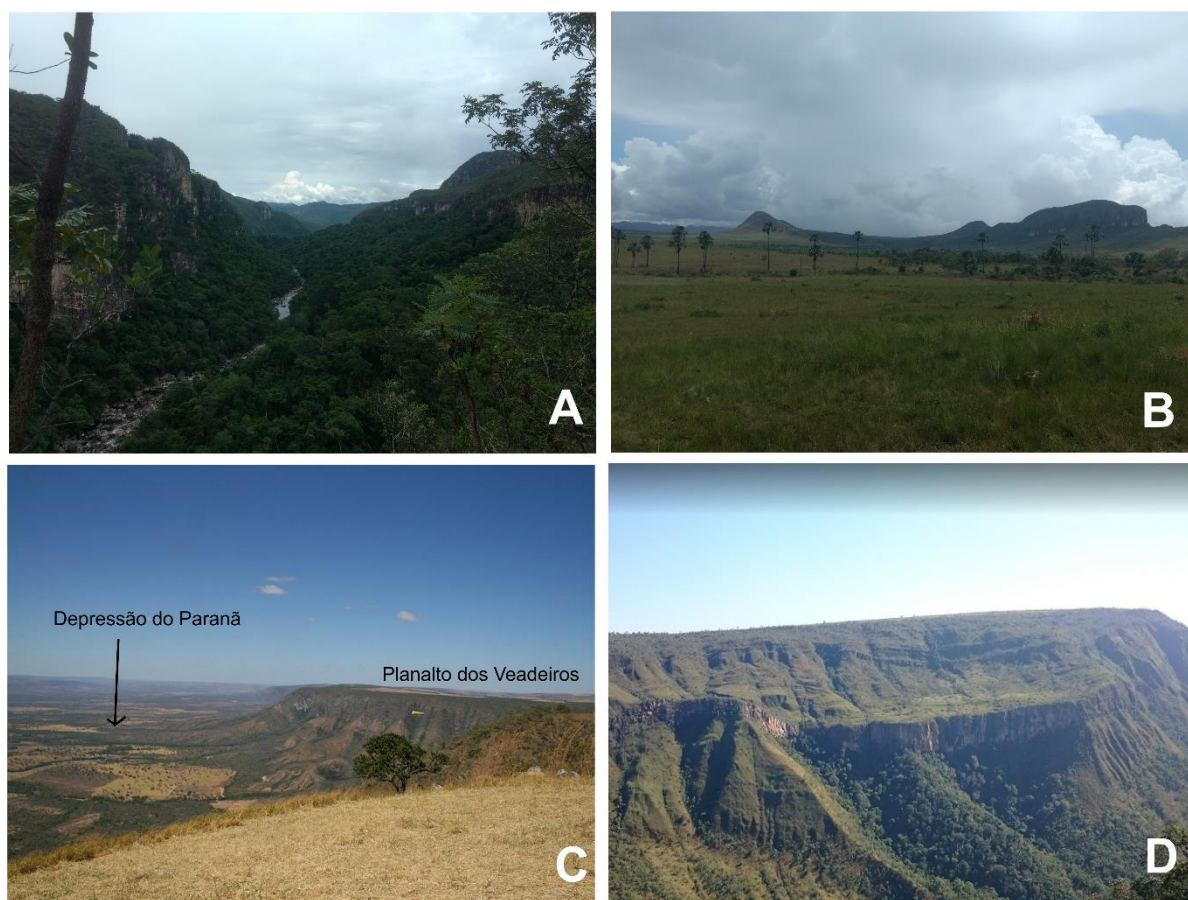


Figura 4.1.23. Planalto dos Veadeiros. Pontos localizados na Figura.3.2.1: (A) Rio Preto correndo confinado em paredões quartzíticos (Grupo Araí) no PNCV – Próximo do ponto 22 – trabalho de campo 1; (B) Morfologia do relevo sobre as rochas do Grupo Araí no PNCV – ponto 17 – trabalho de campo 1; (C) Contato entre o Planalto dos Veadeiros e a Depressão do Paranã. Nota-se o topo plano elaborado sobre o Grupo Paranoá – próximo a Formosa (GO); (D) Detalhe da escarpa entre o contado do Planalto dos Veadeiros com a Depressão do Paranã – ponto 11 – trabalho de campo 2.

Fonte: (A) e (B): Thaís Silva e Fernanda Souza; (C) Imagem extraída do Mapio; (D) Eloy Arnaud.

### *Planícies*

As planícies foram compiladas do mapa geológico da CPRM (2004) e são compostas pelos depósitos aluvionares. A ocorrência das planícies está associada às principais drenagens da área de estudo (Figura 4.1.13).

#### 4.1.1.3. *Relevos Residuais*

Foram mapeados 871 relevos residuais na área de estudo. Eles estão associados a arenitos do Grupo Urucuia, calcários do Grupo Bambuí, coberturas detrito lateríticas ferruginosas, quartzitos dos Grupos Araí e Paranoá, bem como intrusões do embasamento cristalino. Porém, a maioria dos residuais (461) se desenvolve em arenitos, 255 ocorrem em rochas carbonáticas e 138 geofomas estão associadas a coberturas detrito lateríticas ferruginosas. Além disso, nove relevos residuais estão associados aos quartzitos e oito se desenvolvem sobre intrusões. As duas últimas classes, residuais quartzíticos e de intrusões, possuem gênese estrutural e/ou litológica, não sendo residuais de origem denudacional.

Ocorrem em todas as unidades do relevo (Figura 4.1.24). Neste contexto, os relevos residuais areníticos concatenam-se com as Depressões e com os Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco, especialmente próximo ao contato desses patamares com as Chapadas. As formas residuais associadas às rochas carbonáticas concentram-se nas depressões, próximo ao contato com os Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco, principalmente no lado do São Francisco. Observou-se em campo que alguns relevos residuais nos Patamares do São Francisco que apresentam topos areníticos ou com coberturas ferruginosas (Figura 4.1.25). Entretanto, as formas residuais sustentadas pelas coberturas detrito lateríticas ferruginosas ocorrem especialmente nos Patamares do Planalto Central e nos Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco. Nos Patamares do Planalto Central eles encontram-se dispersos. Já nos Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco esses relevos residuais ocorrem de forma concentrada. Os relevos residuais relacionados às litologias quartzíticas e cristalinas, por sua vez, ocupam os Patamares dos Veadeiros e a Depressão do Paranã, próximo ao contato com o Planalto dos Veadeiros, área com alta concentração de estruturas (Figura 4.1.24).

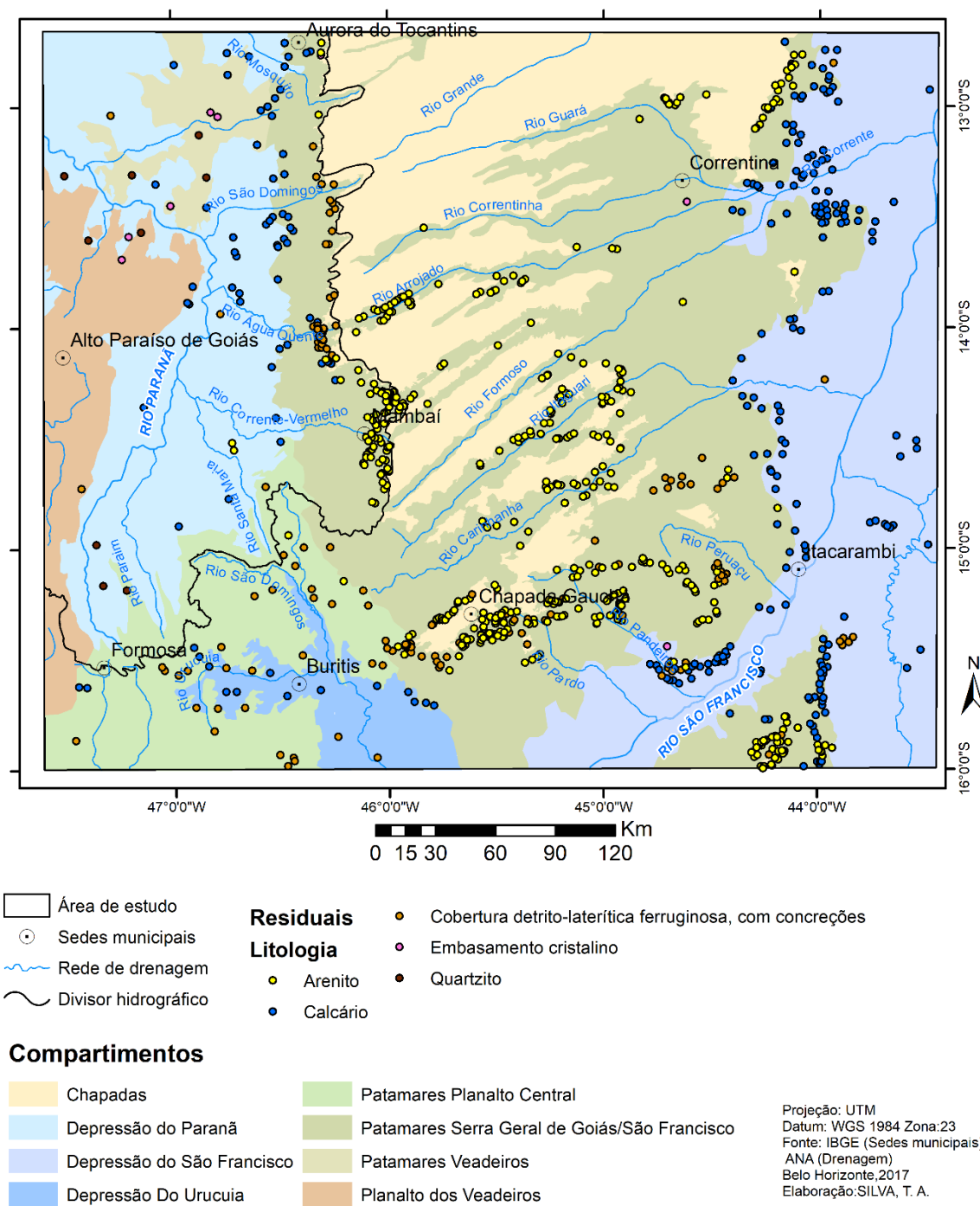


Figura 4.1.24. Mapa da espacialização dos relevos residuais na área de estudo. Ressalta-se que os de litologias quartzíticas e do embasamento cristalino não de origem erosiva.

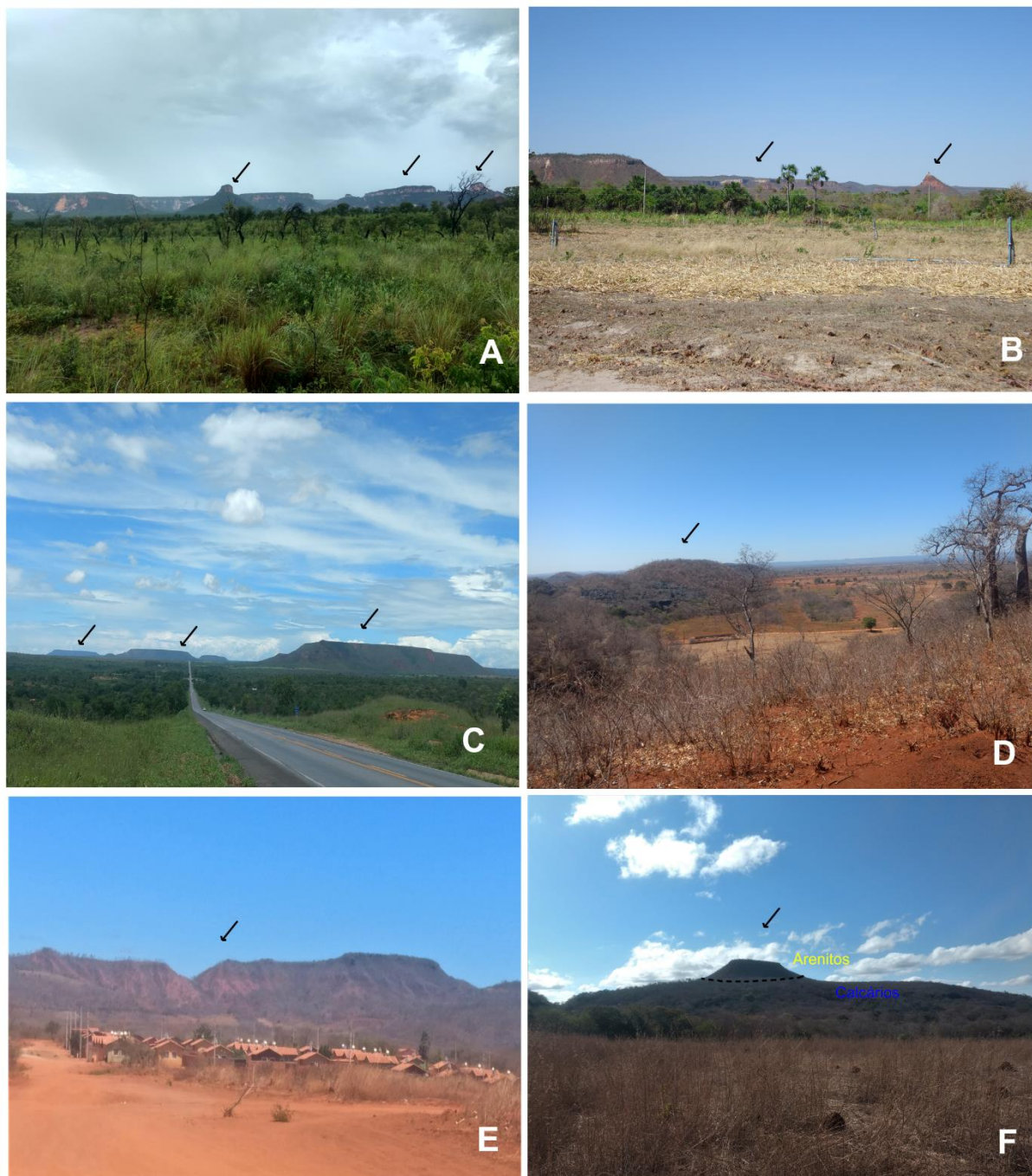


Figura 4.1.25. Relevos residuais observados em campo (indicados por seta). Pontos localizados na Figura.3.2.1: (A) e (B) Borda das Chapadas e relevos residuais areníticos associados na Bacia do Tocantins Araguaia (p) – (A) Próximo do ponto 9 – trabalho de campo 1 e (B) – próximo ao ponto 33 – trabalho de campo 2; (C) Relevos residuais de maior extensão na Bacia do Tocantins Araguaia (p) – entre os pontos 18 e 17 – trabalho de campo 1; (D) Maciço de calcário configurando residual na Bacia do São Francisco – ponto 06 – trabalho de campo 2; (E) Residuais areníticos na Bacia do São Francisco – ponto 19 – trabalho de campo 2 (F) Residual com base em calcário e topo em arenito – ponto 14 – trabalho campo 2.

Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza.



Carinhanha. Observam-se também concentrações moderadas de relevos residuais no alto curso do rio Urucuia e próximo aos rios Mosquito e São Domingos.

#### *4.1.2. Análise da Drenagem*

##### *4.1.2.1. Perfis Longitudinais dos canais de drenagem*

Foram realizados os perfis longitudinais de seis canais de drenagem de cada bacia hidrográfica em análise. Esses perfis foram escolhidos porque contemplam o divisor hidrográfico das bacias do Tocantins/Araguaia (Paraná) e São Francisco. Na bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná) foram selecionados os canais dos rios Paraim, Santa Maria, Corrente, Buritis, Água Quente e São Domingos. Já na bacia do rio São Francisco foram os rios Urucuia, São Domingos, Formoso-Corrente, Pratudão, Arrojado e Grande. Ressalta-se que os rios estão analisados em pares, pois disputam área do respectivo divisor hidrográfico (Figura 4.1.27).



### *Rio Paraim e rio Urucuia*

O rio Paraim compõe uma das principais cabeceiras de drenagem da bacia do rio Paranã. Ele possui cerca de 121 km até sua foz, apresenta 886m de altitude na cabeceira e 450m de altitude na foz. Isto faz com que decresça em média 3,6 m/km.

Essa drenagem flui majoritariamente em área constituída por rochas carbonáticas, mas próximo à foz há coberturas detrito lateríticas ferruginosas. Além disso, em parte do curso fluvial há depósitos sedimentares. O perfil fluvial apresenta rupturas de declive, sendo duas destas de amplitude menor e uma de maior proporção. Após a terceira ruptura de declive, o rio declina progressivamente até seu nível de base, o rio Paranã (Figura 4.1.27).

O rio Urucuia, por sua vez, é o principal afluente do rio São Francisco na região SW da área de estudo. O perfil contempla o alto curso dessa drenagem. A extensão total do perfil é 215 km. A nascente do rio Urucuia encontra-se a 967m de altura e o ponto inferior do perfil possui 490m de altura. Isto faz com que decresça em média 2,3 m/km. Reitera-se que esse ponto não é o nível de base local do canal.

O rio Urucuia drena áreas com depósitos sedimentares, rochas carbonáticas do Grupo Bambuí e, isoladamente, litologias do Grupo Paranoá. O perfil fluvial contém duas rupturas de declive, a primeira é próxima a sua cabeceira e segunda ocorre em área com depósitos aluvionares (Figura 4.1.27).

A comparação desses dois perfis demonstra que o rio Paraim tem perfil muito mais agressivo que o Urucuia, pois desce a uma média de 3,6 m/km contra apenas 2,3 do Urucuia. Demonstra ainda que as nascentes do rio Urucuia encontram-se em um patamar altimétrico superior as do rio Paraim. A extensão dos perfis é distinta, pois o rio Urucuia percorre quase o dobro do percorrido pelo rio Paraim. A foz do rio Paraim ocorre em cota altimétrica inferior à altitude que termina o perfil do rio Urucuia. Entretanto, ambos os perfis apresentam rupturas de declive nos quilômetros iniciais e há pouca variação litológica ao longo do perfil.

### *Rio Santa Maria e rio São Domingos*

O rio Santa Maria pertence à bacia do rio Paranã. Ele apresenta 158 km de extensão e possui 986m de altitude na nascente e 435m na foz. Logo, descesse a

uma taxa de 3,5 m/km. Ele drena área com rochas do Grupo Bambuí, assim como depósitos sedimentares no médio e baixo curso. O perfil fluvial apresenta somente uma ruptura de declive, que está próximo à cabeceira. Porém, essa ruptura possui 240m de desnível. A posteriori, ele declina progressivamente rumo ao rio Paranã (Figura 4.1.27).

O rio São Domingos é dos principais afluentes do rio Urucuia e percorre 140 km. Suas nascentes encontram-se em cota altimétrica próximo a 992m e sua foz encontra-se a 520m de altitude. Logo, descesse a uma taxa de 3,2 m/km. Esse rio drenagem áreas desenvolvidas unicamente em rochas carbonáticas do Grupo Bambuí e não há depósitos sedimentares associados. O perfil do rio São Domingos possui apenas uma ruptura de declive e ela é de pouca amplitude. A jusante dessa ruptura de declive o rio perde altitude gradativamente rumo ao rio Urucuia (Figura 4.1.27).

A porção do divisor hidrográfico drenada pelos rios São Domingos e Santa Maria apresenta o maior rebaixamento altimétrico na área de estudo. Essas duas drenagens apresentam cotovelos próximos ao divisor hidrográfico. Em ambos os perfis as nascentes estão em elevações semelhantes e há predominância de rochas carbonáticas. Porém, a morfologia dos dois perfis é distinta. O rio Santa Maria apresenta ruptura declive no alto curso e desce de maneira levemente mais rápida do que o rio São Domingos: 3,5 contra 3,2 m/km. A ruptura de declive no rio São Domingos está no médio curso. Após a ruptura de declive, ambos os perdem altitude paulatinamente até seus respectivos níveis de base locais. Além disso, o nível de base local do rio Santa Maria é altimetricamente inferior ao nível de base do rio São Domingos.

#### *Rio Corrente e rio Formoso-Corrente*

O rio Corrente integra à bacia do Paranã e possui extensão de 186 km aproximadamente. A nascente dessa drenagem está situada a 799m de altitude e a foz localiza-se a 435m de altitude. Descesse a uma taxa de 1,4 m/km. Até os primeiros 30 km, ele drena áreas com coberturas detrito lateríticas ferruginosas. Posteriormente, esse rio drena áreas com rochas carbonáticas do Grupo Bambuí e depois do quilômetro 110, esse rio corre sobre seus próprios depósitos aluvionares (Figura 4.1.27).

Nos primeiros 40 km do perfil, o rio Corrente perde altitude paulatinamente. Após o quilômetro 40 há uma ruptura de declive com aproximadamente 80m. Em seguida, há inúmeras anomalias até o quilômetro 80. Após esse trecho, o perfil volta perder altitude de forma gradual até seu nível de base local. As anomalias no perfil apresentam um padrão intercalado de altitudes, no qual o rio aumenta e diminui sua elevação. Porém, esse fato é impossível de ocorrer. Assim as anomalias são devido à incapacidade do sensor em registrar as altitudes referentes a linhas de drenagem relacionadas ao fluviocarste. Afinal, nesse trecho o rio corre em *canyons* e há drenagem subterrânea, associada com sumidouros e ressurgências (Figura 4.1.28).

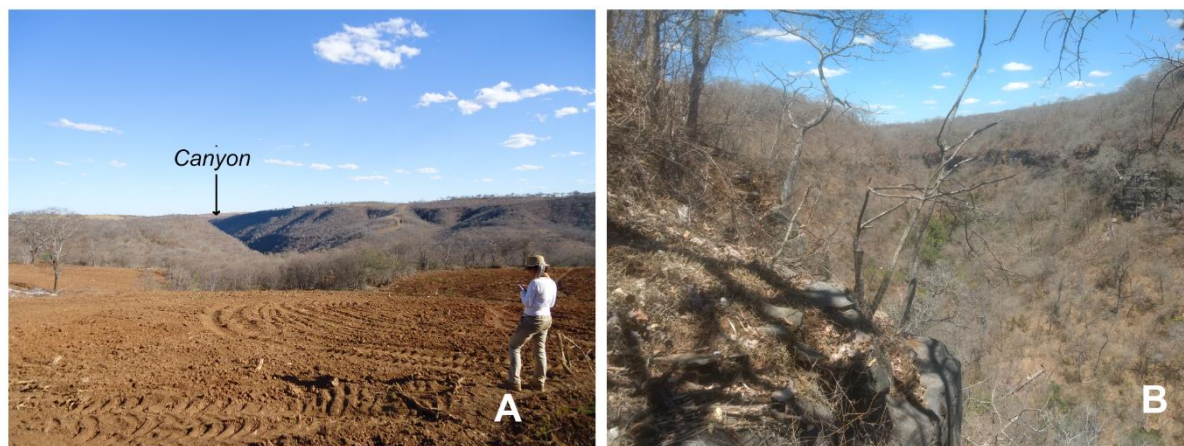


Figura 4.1.28. (A) e (B) Fluviocarste associado ao rio Corrente.  
Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza.

O perfil da bacia do rio São Francisco contempla o rio Formoso e o rio Corrente. O rio Corrente é formado pela confluência dos rios Formoso, Arrojado e Guará. Seu perfil possui aproximadamente 408 km de extensão, sua nascente está a 930m de altitude e sua foz está próxima de 408m. Sendo assim descrese a uma taxa de 1,4 m/km. O perfil apresenta três rupturas de declive. A primeira ocorre após os primeiros 10km e está associada a cabeceira de drenagem. A segunda ruptura ocorre próxima dos 140 km e a terceira localiza-se próxima ao quilômetro 250. As duas primeiras rupturas ocorrem em áreas de arenitos do Grupo Urucuia e última se desenvolve sobre o embasamento cristalino. Após a terceira ruptura, o rio declina suavemente rumo ao rio São Francisco e drenam áreas com rochas carbonáticas do Grupo Bambuí e depósitos sedimentares (Figura 4.1.27).

As cabeceiras de drenagem do rio Corrente situam-se em altitude menor que as do rio Formoso/Corrente. Essa diferença equivale a 131m. Já cotas altimétricas das fozes são bem próximas. O perfil do rio Formoso/Corrente é mais diversificado em termos litológicos do que o perfil adjacente. Além disso, a extensão do rio Formoso/Corrente, afluente do São Francisco, é 222 km maior que o rio Corrente, afluente do Paranã. As rupturas de declive do rio Corrente ocorrem no seu médio curso e possui amplitude maior que as relacionadas ao rio Formoso/Corrente. Já as rupturas de declive do rio Formoso/Corrente acontecem do seu médio ao baixo curso (Figura 4.1.27). Em termos de descida média do perfil, os rios apresentam valores equivalentes.

#### *Rio Buritis e rio Pratudão*

O rio Buritis pertence à bacia do rio Corrente, subafluente do rio Paranã, e disputa o divisor hidrográfico com rio Pratudão, afluente do rio Formoso, que é subafluente do rio São Francisco. O rio Buritis possui 75 km de extensão, suas nascentes estão a 846m de altitude e sua foz situa-se a 509m, próximo a Buritinópolis (GO). Isto faz com que desça a uma taxa média de 4,5 m/km. Esse rio drena áreas com arenitos do Grupo Urucuia (no alto /médio curso) e rochas carbonáticas do Grupo Bambuí (do médio ao baixo curso). Destaca-se que ao longo de todo o perfil não há depósitos aluvionares associados (Figura 4.1.27).

O perfil perde altitude de forma rápida nos primeiros 10km de extensão e isso está associado a pequenas rupturas de declive. A posteriori o rio declina suavemente até o quilômetro 38, onde se observa uma ruptura de declive associada a rochas carbonáticas. A partir dos 46 km, ele desce suavemente rumo ao rio Corrente. Nota-se que as anomalias no rio Buritis estão ligadas ao fluviocarste entre os quilômetros 28 e 62 do perfil.

O rio Pratudão possui 144 km de extensão. Sua cota altimétrica máxima é 821m e a mínima é próxima a 623m. Logo, desce a uma taxa média de 1,4 m/km. O rio drena apenas áreas com rochas areníticas do Grupo Urucuia e depósitos aluvionares. Os depósitos aluvionares estão presentes entre os quilômetros 80 e 130. O perfil do rio Pratudão declina suavemente nos primeiros 70 km, quando é interrompido por uma

ruptura de declive. Após essa ruptura, o rio volta a perder altitude paulatinamente até a sua foz no rio Formoso (Figura 4.1.27).

Esses dois perfis possuem taxa média de descida bem diferente, pois o rio Buritis desce a uma taxa cerca de três vezes maior que o rio Pratudão: 4,5 contra 1,4 m/km. Além disso, possuem muitas diferenças morfológicas, pois o Pratudão corre sobre terrenos muito mais planos. A ruptura de declive do rio Buritis é mais próxima à cabeceira que a ruptura no rio Pratudão. O rio Buritis possui suas nascentes mais elevadas que o rio Pratudão. A diferença entre a elevação das nascentes dos rios Buritis e Pratudão é de 25m. Já a foz do rio Buritis está em cota altimétrica inferior à do rio Pratudão (Figura 4.1.27).

#### *Rio Água Quente e rio Arrojado*

O rio Água Quente possui extensão de 80km. As nascentes dessa drenagem estão próximas a 875 m de altitude e a sua foz está a 431m. Sua taxa média de descida é de 5,6 m/km. Até os primeiros 20 quilômetros o rio Água Quente percorre área com coberturas detrito lateríticas ferruginosas. Posteriormente, ele drena áreas com rochas carbonáticas do Grupo Bambuí. Destaca-se a ausência de depósitos aluvionares ao longo do perfil (Figura 4.1.27).

O perfil declina suavemente até o quilômetro 18, onde o padrão de drenagem é interrompido por uma ruptura de declive. Somente a partir do quilômetro 32 o perfil volta a descer suavemente até a sua foz. Anomalias de drenagem com essas características foram observadas nos rios Corrente e Buritis, principalmente associadas a área da ruptura de declive.

O rio Arrojado possui 373 km de extensão total, suas nascentes ocorrem a 890m de altitude e a sua foz encontra-se a 443m de altitude. Desce, portanto, a uma taxa média de 1,2 m/km.

Esse rio drena áreas com arenitos do Grupo Urucuia, embasamento cristalino e rochas carbonáticas do Grupo Bambuí. Há depósitos aluvionares relacionados aos arenitos e calcários. O perfil do rio Arrojado declina suavemente até o quilômetro 200, onde há uma quebra de declive acentuada, associada às rochas do embasamento cristalino. Depois o perfil volta a declinar suavemente até a sua foz (Figura 4.1.27).

Quando se compara os dois perfis observam-se grandes diferenças quanto à taxa média de descida, visto que Água Quente desce a uma taxa mais de 4,5 vezes mais elevada que o Arrojado: 5,6 contra 1,2 m/km. De fato, a extensão, pois o rio Arrojado é quase o triplo do tamanho do rio Água Quente. Além disso, as rupturas de declive no rio Água Quente estão no seu alto curso. Já as rupturas de declive do rio Arrojado estão no seu baixo curso. As nascentes do rio Arrojado estão 25m acima das cotas altimétricas do rio Água Quente. O rio Arrojado drena áreas com maior diversidade litológica que o rio Água Quente (Figura 4.1.27).

#### *Rio São Domingos e rio Grande*

O rio São Domingos pertence à bacia do rio Paranã e é a drenagem mais a norte desta análise. Ele possui 113 km de extensão, suas nascentes estão a 848 m de altitude e a sua foz está a 408 m de altitude. Isso faz com que sua taxa média de descida seja de 3,9 m/km. Esse curso de água drena áreas com arenitos do Grupo Urucuaia, coberturas detrito lateríticas ferruginosas, rochas do embasamento cristalino e calcários do Grupo Bambuí (Figura 4.1.27).

O perfil do rio São Domingos possui duas rupturas de declive. A primeira ruptura de declive está no alto curso desse rio, onde o rio declina rapidamente. Depois ele continua perde altitude de forma suave, até próximo ao quilômetro 40, onde novamente ocorre outra quebra de declive, mais acentuada que à primeira e associada ao embasamento cristalino. A posteriori, o perfil perde altitude de forma contínua e débil até seu respectivo de nível de base local, o rio Paranã.

O rio Grande possui extensão de 143 km e pertence à bacia do rio São Francisco. Sua cota altimétrica superior é de 844m e sua foz está a 659m de altitude. Logo, sua taxa média de descida é de 1,3 m/km. Esse curso d'água envolve áreas com arenitos do Grupo Urucuaia e depósitos aluvionares. Ele declina de forma contínua, suave e sem rupturas de declive da nascente à foz (Figura 4.1.27).

Ao comparar os perfis dessas duas drenagens, observa-se que as semelhanças estão associadas apenas às cotas altimétricas das nascentes e à extensão dos cursos d'água. O rio São Domingos é cerca de três vezes mais agressivo que rio Grande: taxa média de descida de 3,9 contra 1,3 m/km. Além disso, o rio São Domingos é marcado por duas rupturas de declive, por maior diversidade litológica e

a foz está altimetricamente inferior à foz do rio Grande. Já o rio Grande não possui rupturas de declive e há pouca diversidade litológica (Figura 4.1.27).

#### 4.1.2.2. Índice de Hack (RDEt)

O Índice de Hack (RDE) foi aplicado por intermédio da ferramenta *Knickpoints* desenvolvida por Queiroz *et al.* (2015). Os dados representados através dos mapas pontual e zonal, dizem respeito a relação de declividade e extensão total da rede de drenagem das bacias do Tocantins/Araguaia (Paraná) e São Francisco. Os pontos representam os valores do RDE total. Eles se referem à relação entre as cotas altimétricas (máxima e mínima) e a extensão total do canal fluvial.

Na área de estudo, o intervalo de valores do RDE ocorre de 9 a 71 e foram divididos em seis classes. Quanto maior o valor, maior é a energia do canal. Assim, à primeira classe (9 a 17,5) é a de maior ocorrência e possui 88 pontos distribuídos na área. A segunda classe (17,6 a 21,4) possui 50 pontos. A terceira classe (21,5 a 25) possui 33 pontos. A quarta classe (25,5 a 29) possui 52 pontos. A quinta classe possui 62 pontos e envolve os valores de 30 a 39. A sexta classe (40 a 71) possui 29 pontos (Figura 4.1.29).

Partindo do pressuposto de que as respostas enérgicas em um canal não são pontuais, mas interferem na bacia como um todo, buscou-se através da geoestatística estimar os valores encontrados para área de estudo (Figura 4.1.29). Assim, os valores foram divididos em seis classes. As classes mais baixas (9 a 21) se concentram do centro ao norte e no sudeste da área estudo. As classes de 22 a 34 localizam-se na área sul, correspondente à bacia do rio Urucuia, cabeceiras dos rios Pardo e Pandeiros, bacia do rio Carinhanha e Itaguari, baixo curso dos afluentes do rio Corrente, próximo a Correntina (BA), divisor hidrográfico a partir do rio São Domingos e na Depressão do Paraná. As classes mais altas incluem os valores de 35 a 71, concentram-se no extremo oeste da área de estudo e estão relacionadas ao rio Paraná e seus afluentes que drenam o Planalto dos Veadeiros, salvo pela ocorrência pontual próximo a Correntina (BA) (Figura 4.1.30).

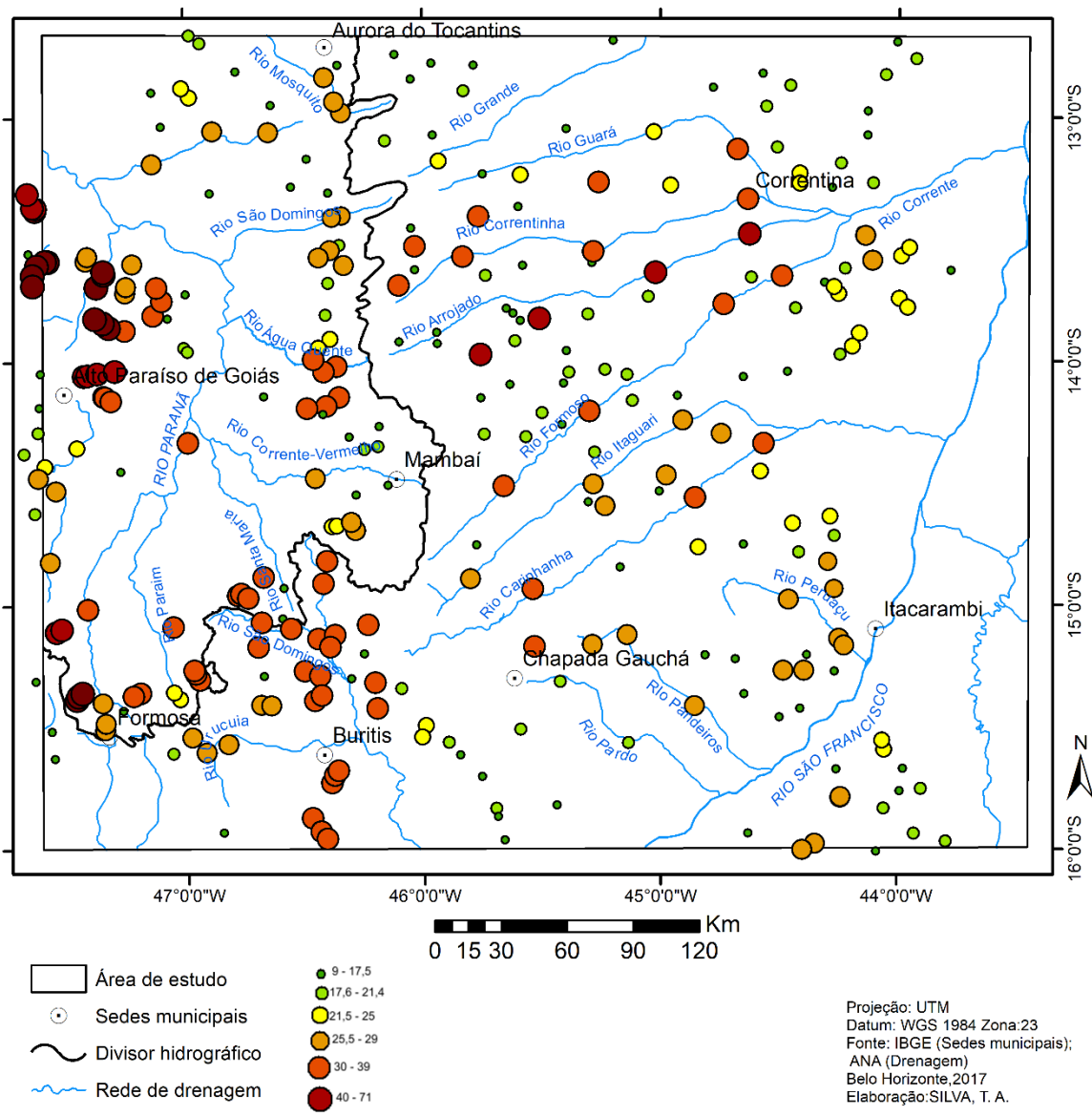


Figura 4.1.29. Mapa da distribuição pontual do Índice de Hack

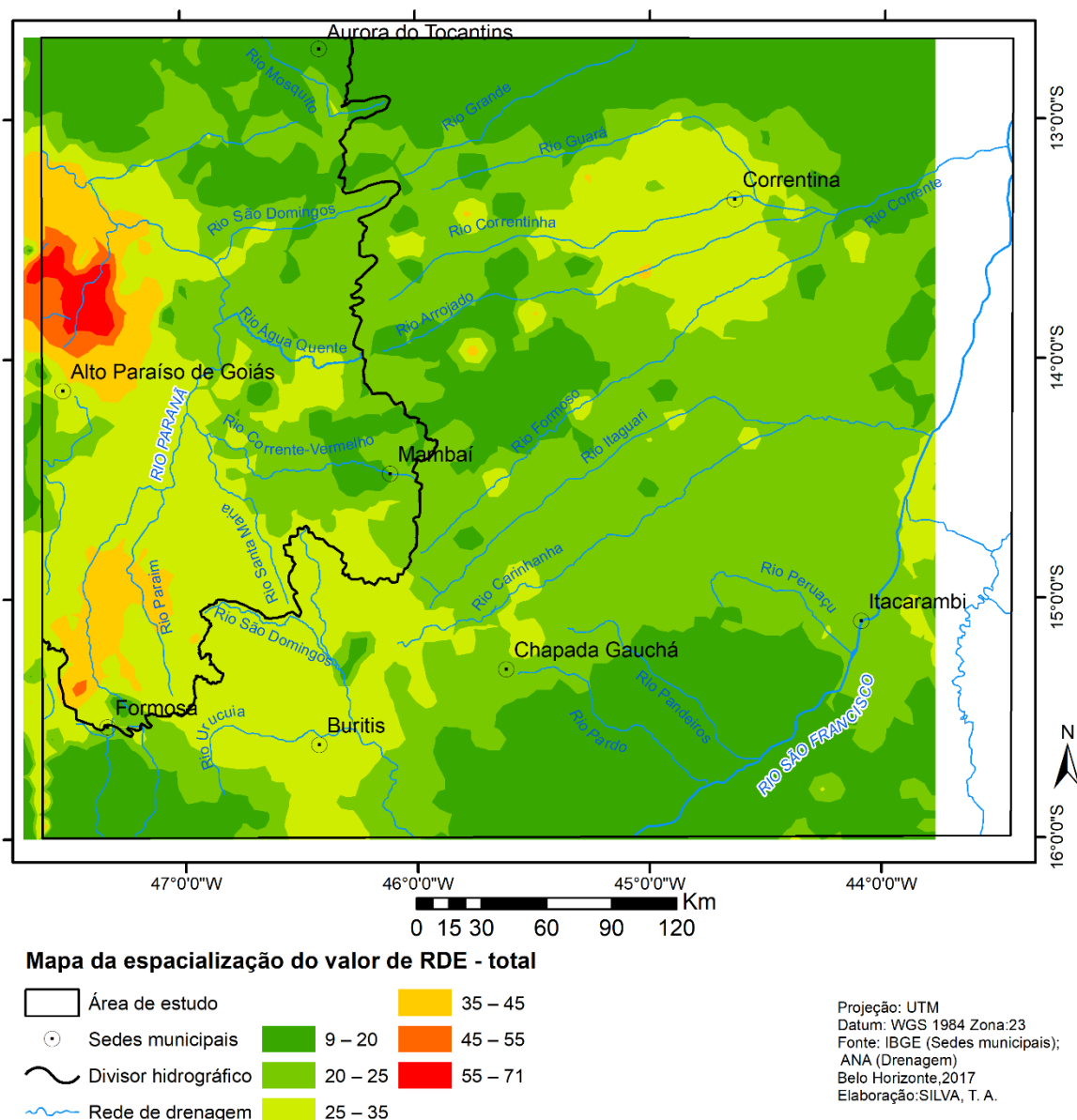


Figura. 4.1.30. Mapa zonal da distribuição do Índice de Hack.

#### 4.1.2.3. Anomalias de Drenagem

Para as anomalias de drenagem foram identificados e espacializados os cotovelos fluviais. Foram mapeados 173 cotovelos de drenagens, que se distribuem de maneira irregular na área de estudo. Nota-se que parte central da área pesquisada não apresenta essas feições. Elas estão localizadas, predominantemente na bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná), uma vez que esta é mais afetada pelos lineamentos e fraturas (Figura 4.1.31).



dissecação fluvial tende a aumentar de norte a sul, principalmente na bacia do São Francisco. Desse modo, a unidade Chapadas torna-se menos contínua devido à ação da incisão fluvial. Por sua vez, os quartzitos são responsáveis pelos relevos de maior cota altimétrica da área, além de serem fortemente dissecados pela rede de drenagem.

O relevo se organiza em nove unidades: a) Depressão do Paranã; b) Depressão do São Francisco; c) Depressão do Urucuia; d) Patamares Planalto Central; e) Patamares Serra Geral De Goiás/São Francisco; f) Patamares Veadeiros; g) Serra dos Veadeiros; h) Chapadas e i) Planície. Dentre essas, a que apresenta maior área é a unidade dos Patamares Serra Geral de Goiás/ São Francisco, principalmente na sua porção associada ao São Francisco.

Os Patamares Serra Geral de Goiás/São Francisco é uma unidade de circundenudação. Ou seja, a unidade foi a base para a sedimentação dos arenitos do Grupo Urucuia. À medida que as Chapadas, esculpidas nos arenitos, são erodidas expõem esta antiga superfície exumada, que também, perde área para as depressões do Paranã e do São Francisco. Configurando assim, uma unidade transitória entre as Chapadas e as Depressões.

Os relevos residuais associados aos Patamares da Serra Geral de Goiás e São Francisco mostram que a unidade Chapadas ocupava uma área maior que a atual, afinal as cotas altimétricas e a litologia predominante destas geoformas são semelhantes às Chapadas. Os relevos residuais localizados nas depressões do Paranã e do São Francisco já demarcam que a unidade dos Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco possuía uma área para mais dos seus limites atuais. Assim, é possível identificar pelo menos duas frentes de erosão atuando. Quanto à densidade dessas geoformas, suspeita-se que nas áreas de maior concentração, como nas cabeceiras dos rios Pardo, Pandeiros, Água Quente e Vermelho, a dinâmica erosiva mostra-se mais agressiva.

#### *4.2.2. Análise da Drenagem*

Quanto aos perfis longitudinais dos doze canais selecionados apenas o rio Grande, pertencente à bacia do São Francisco, não apresenta nenhuma ruptura de declive. Destaca-se que as rupturas de declive dos canais pertencentes à sub-bacia

do Paranã são de maior amplitude e, portanto, evidenciam que o canal não está em equilíbrio (HARTVICH, 2005). Sobre as litologias associadas aos perfis, as rupturas de declive ocorrem independente do substrato rochoso. Ressalta-se que o Embasamento Cristalino se associou às rupturas de declive em todos os perfis de ocorrência. A partir da morfologia dos perfis e das taxas médias de descida dos canais foi possível apontar que: os afluentes da bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná), que drenam o divisor hidrográfico, mostram-se mais agressivos que os afluentes do São Francisco. Comprova-se essa afirmação quando se verifica que as taxas de descida dos canais afluentes da bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná) foram, em sua maioria, superiores aos afluentes do São Francisco, principalmente na porção norte da área de estudo.

Quanto ao Índice de Hack, os maiores valores ocorreram de forma mais frequente na bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná), afinal a mesma associa-se ao Orógeno Tocantins e assim sofre maior influência das estruturas. Já na bacia do São Francisco houve a predominância de valores mais baixos do Índice de Hack, salvo por algumas porções associadas a sub-bacia do Urucuia e altos cursos dos rios Carinhanha, Pardo, Pandeiros, Peruaçu e próximo a cidade de Correntina, BA. Suspeita-se de controle estrutural na sub-bacia do Urucuia e próximo a Correntina, BA, enquanto nas demais áreas os maiores valores do índice parecem estar associados a neotectônica.

Os cotovelos de drenagem são predominantes na bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná), dado que esta bacia sofre maior controle estrutural. Próximo ao divisor hidrográfico os cotovelos também ocorrem, em sua maioria, associados a bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná). Já na bacia do São Francisco a recorrência destas feições está concentrada mais à sul da área de estudo, evidenciando assim, uma maior agressividade erosiva nessa porção da bacia. A sub-bacia do rio Corrente também apresenta algumas inflexões, principalmente associada ao rio Guara, no qual o fluxo seguia na direção SW-NE e após o cotovelo passa a correr na direção NW-SE.

#### 4.2.3. O papel da incisão fluvial na morfologia do relevo

A partir dos perfis topográficos constatou-se que a incisão fluvial dos afluentes da bacia do Paranã mostra-se mais homogênea. Já na bacia do São Francisco há um comportamento erosivo distinto por parte dos afluentes. Assim há três regiões com graus de dissecação diferentes de norte a sul da bacia do rio São Francisco. A região ao norte (A) possui fraca incisão vertical. A parte central (B) possui média incisão vertical e a região sul (C) mostra uma incisão mais vigorosa (Figura 4.2.1). Associada à incisão fluvial, há a descontinuidade das unidades das Chapadas, uma vez que é a incisão fluvial provoca a separação dessa unidade em porções menores (Figura 4.1.13). Portanto, a descontinuidade da unidade Chapadas segue a mesma tendência de aumentar de Norte a Sul.

Summerfield (1991) aponta que linhas de fraqueza associadas a falhas e fraturas, ao longo de litologias mais homogêneas, podem favorecer ao intemperismo e a denudação ao facilitar a incisão fluvial. Logo a presença de estruturas de sentido N-S, associadas às falhas de empurrão, condicionam os afluentes do rio Urucuaia, em especial o rio São Domingos, a entalhar o relevo. Os valores do RDEt corroboram com esta análise (Figura 4.1.29).

O mapa geológico do setor SE da área de estudo não mostra nenhuma estrutura que possa influenciar no índice erosivo da rede de drenagem. Além disso, nessa área há valores baixos de RDEt. Porém, em campo, próximo a Itacarambi (MG) (ponto 8), foi observado um *canyon*, que evidencia a existência de uma paleocavidade que desmoronou. Essa informação é atestada pelos travertinos e outros espeleotemas no interior do *canyon*. Nas paredes do *canyon* há no mínimo três paleoníveis de depósito fluvial, composto predominantemente por matacões concrecionados em uma matriz fina. Além disso, abaixo destes paleoníveis há materiais finos e dobrados. Se este material for um depósito, evidencia neotectônica (Figura 4.2.2). O estudo detalhado necessário para comprovar se o material dobrado evidência neotectônica foge da escala de trabalho desse estudo. Portanto, aponta-se essa premissa para investigações futuras.

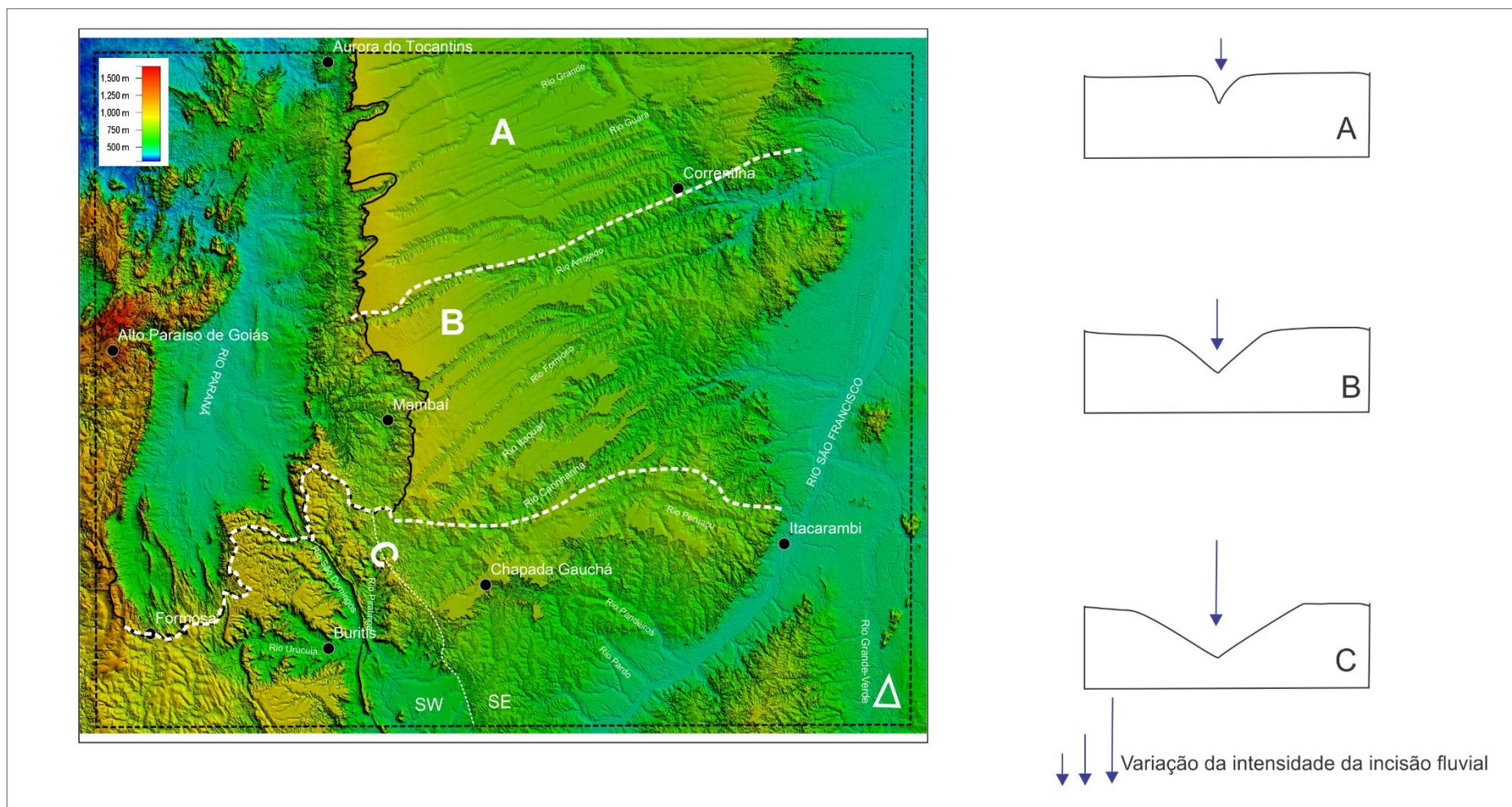


Figura 4.2.1. Esboço ilustrativo da variação da incisão fluvial dos afluentes da Bacia do São Francisco. (A) a porção norte possui uma incisão menor; (B) a parte central possui incisão moderada; (C) a porção sul possui incisão vertical acentuada. Fonte: Elaborado pela autora.



Figura 4.2.2. Paleocavidade com depósitos associados. Ponto 8 – trabalho de campo 2. (A) Localização da paleocavidade; (B) Paleocavidade localização em campo; (C) Detalhe de travertinos no chão da paleocavidade; (D) níveis distintos de depósitos na parede do lado direito; (E) detalhe do material dobrado e depósitos.  
Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza.

Saadi (1998) destaca a incisão fluvial como uma das respostas da rede de drenagem frente aos soerguimentos em margens passivas. Rezende e Castro (2016) reforçam essa ideia ao constatar que incisão fluvial indica o grau de soerguimento do relevo. Porém, além das possíveis causas de caráter geológico para morfogênese da área sul, destaca-se o gradiente hidráulico. Afinal, a maioria dos afluentes da área sul possui extensão menor que os seus vizinhos da área norte. Assim, na área sul as drenagens são mais declivosas e possuem um caminho curto e rápido ao seu nível de base local. Logo, a incisão fluvial é maior na área sul da bacia do rio São Francisco.

Em campo, verificou-se que o rio Pardo e seus afluentes encontram-se assoreados, uma vez que suas cabeceiras, localizadas nas bordas das chapadas, encontram-se ativas por voçorocamento. Assim, ocorre o carreamento desses

sedimentos para o curso hídrico. Já o rio Peruaçu apresenta depósito aluvionar composto por material grosseiro (ponto 7) testemunhando que em um passado recente ele teve maior vigor enérgico (Figura 4.2.3).



Figura 4.2.3. Imagens referentes aos rios da área sul da bacia do São Francisco (A) rio Catarina (aflluente do rio Pardo) assoreado; (B) rio Pardo assoreado - Próximo ao ponto 10 – trabalho de campo 2; (C) terraços associado ao rio Peruaçu; (D) Detalhe do material grosseiro que compõem o depósito da figura C - Próximo ao ponto 7 – trabalho de campo 2.

Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza.

#### 4.2.4. *Morfogênese do divisor hidrográfico das bacias do Tocantins/Araguaia e São Francisco*

Segundo Sordi *et. al.* (2015) grandes divisores hidrográficos mostram-se como áreas chave para compreensão da evolução do relevo continental. Afinal, esses divisores tendem a refletir os processos que culminaram na atual conformação deles, levando em consideração os diferentes graus de dissecação promovidos pelas bacias limítrofes, que muitas vezes geram rearranjos de drenagem.

A partir dos perfis topográficos regionais (Figura 4.1.1) que cortam a área de estudo de E-W, salvo no perfil K-L, observou-se que o divisor hidrográfico nem sempre acompanha a escarpa referente a Serra Geral de Goiás, borda oeste da unidade Chapadas. Este é caso do perfil A-B, onde a dissecação promovida pelo rio Mosquito, afluente do rio Paranã, recuou o divisor no sentido leste, decapitando a cabeceira de drenagem do afluente da bacia do São Francisco. No perfil G-H (Figura 4.1.1), o recuo promovido pelas drenagens associadas aos afluentes da bacia do rio Corrente (sub-bacia do Paranã) mostra uma situação semelhante a essa, porém com um recuo bem maior (Figura 4.1.1).

Acredita-se que o recuo no divisor hidrográfico associado ao rio Mosquito (perfil A-B) tende a se alargar como ocorreu com rio Corrente (perfil G-H), uma vez que a erosão promovida pela rede drenagem em um primeiro momento é vertical. Ou seja, o curso tende aprofundar sua calha, para posteriormente promover o alargamento do seu vale, visto que, as condições litológicas e estruturais nas duas porções são semelhantes.

No perfil I-J o divisor hidrográfico associa-se a uma escarpa. Porém ela foge do contexto da Serra Geral de Goiás e está associada aos Patamares do Planalto Central. Além disso, o divisor hidrográfico ocupa a região mais a oeste de toda a sua extensão. Cherem e Varajão (2014) caracterizaram o divisor hidrográfico ao longo da Serra Geral de Goiás e apontam que a escarpa tende a não se manter no sentido de norte a sul, como confirmado neste trabalho (Figura 4.2.4).

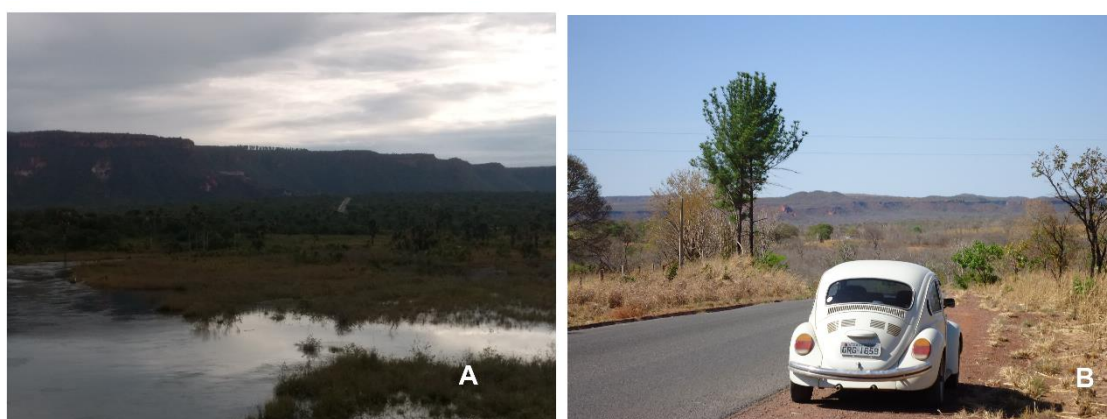


Figura 4.2.4. Variação da altura da escarpa do divisor hidrográfico. Pontos na Figura.3.2.1: (A) escarpa com maior altura próxima a São Domingos (GO) - ponto 16

- trabalho de campo 1; (B) escarpa com menor altura, próxima a Mambai (GO) - ponto 33 - trabalho de campo 2 .

Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza.

O perfil do divisor hidrográfico (Figura 4.1.1) mostra algumas porções rebaixadas, que podem estar associadas a dissecação fluvial promovida pela disputa de área no divisor e a mecanismos de rearranjo de drenagem. Quanto a esses mecanismos é consenso na literatura que as cabeceiras com maior energia tendem a avançar sobre cabeceiras de menor energia, capturando-as (CHEREM *et al.*, 2013). Assim, ao analisar os valores do RDEt (Figura 4.1.29) e os perfis longitudinais de alguns dos canais de ambas bacias que drenam o divisor hidrográfico (Figura 4.1.1) foi possível constatar que as cabeceiras da bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná) são mais agressivas que as da Bacia do São Francisco ou, no limite, possuem energias semelhantes (Figura 4.2.5).

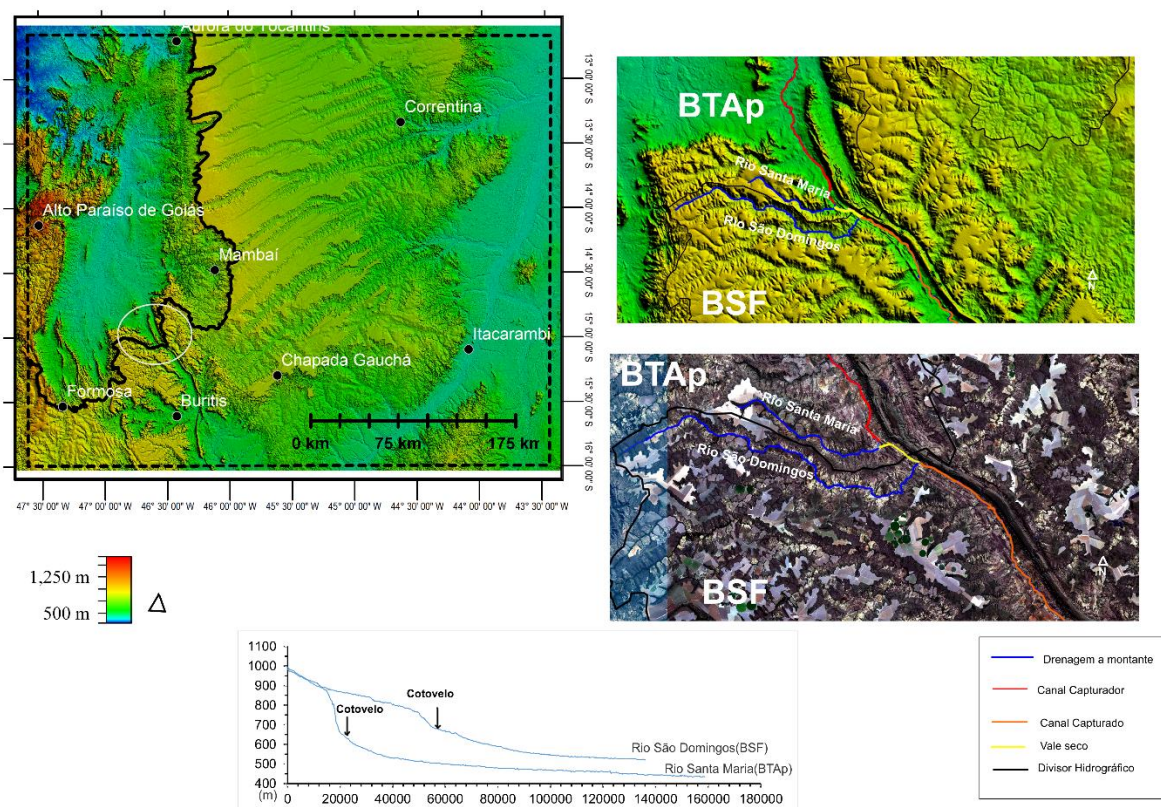


Figura 4.2.5. Caracterização da captura fluvial do rio São Domingos (Bacia do São Francisco) pelo rio Santa Maria (Bacia do Tocantins/Araguaia(Paraná))

Porém, mesmo nas áreas onde as cabeceiras de ambas bacias possuem energia semelhante, a bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná) ganha área no divisor hidrográfico. Provavelmente isto ocorre em razão da energia dos afluentes da bacia do São Francisco, nestas áreas, parece estar sendo convertida na dissecação do relevo interno. Um exemplo disso é o caso do entalhe promovido na unidade dos Patamares do Planalto Central e no desmonte da unidade das Chapadas. Assim, a dinâmica erosiva do divisor hidrográfico é dominada pelas cabeceiras da bacia do Tocantins/Araguaia (Paraná) que promovem o recuo para leste. Esse recuo é testemunhado pelos relevos residuais associados aos arenitos e coberturas ferruginosas. Esses residuais marcam antigas linhas de frente da unidade de Chapadas (borda oeste) (Figura 4.1.13). Além disso, há cotovelos de drenagem associados à drenagem da bacia do Paraná (Figura 4.1.30).

Esta maior agressividade das cabeceiras dos afluentes do Paraná associa-se ao gradiente hidráulico. Afinal, eles drenam a frente da escarpa referente ao divisor hidrográfico. Assim as suas rupturas de declive são mais agressivas que as dos afluentes da Bacia do São Francisco. Além disso, eles percorrem uma distância menor até seu nível de base e são mais declivosos que os afluentes do rio São Francisco. As taxas de descida média por quilômetro referentes aos perfis longitudinais dos canais que drenam o divisor corroboram com essa afirmação, uma vez que os valores referentes aos afluentes do Paraná se mostraram superiores (Tabela 4.2.1).

AFLUENTES - BACIA TOCANTINS/ARAGUAIA (PARANÁ)	AFLUENTES - BACIA SÃO FRANCISCO
RIO PARAIM – 3,6m/km	RIO URUCUIA – 2,3m/km
RIO SANTA MARIA – 3,5m/km	RIO SÃO DOMINGOS – 3,2m/km
RIO CORRENTE – 1,4m/km	RIO FORMOSO-CORRENTE 1,4m/km
RIO BURITIS – 4,5m/km	RIO PRATUDÃO – 1,4m/km
RIO ÁGUA QUENTE - 5,6m/km	RIO ARROJADO – 1,2m/km
RIO SÃO DOMINGOS – 3,9m/km	RIO GRANDE – 1,3m/km

Tabela 4.2.1. Taxa média de descida de alguns dos afluentes que drenam o divisor hidrográfico.

#### 4.2.5. Relevos residuais: testemunhos da evolução regional do relevo

Os relevos residuais ocorrem de maneira generalizada na área de estudo, mas concentram-se em algumas regiões. Destacam-se os residuais associados principalmente aos Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco e às depressões do rio Paranã e São Francisco, uma vez que estes possuem sua gênese associada a processos (Figura 4.1.24).

Os residuais vinculados aos Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco (PSGG/SF) sugerem que a unidade Chapadas (C) ocupava uma área maior que a atual. Afinal, a litologia, altimetria e morfologia dos residuais e das chapadas são muito semelhantes. Já os residuais que ocupam as depressões dos rios Paranã (DP) e São Francisco (DSF) são testemunhos da unidade dos Patamares. Com isso, o relevo se organiza em duas frentes de erosão: uma sobre as Chapadas e outra nos Patamares da Serra Geral de Goiás/São Francisco. Essas frentes de erosão estão relacionadas à dissecação fluvial (Figura 4.2.6).

No setor oeste da área de estudo, onde atualmente localiza-se a Depressão do Paranã, à medida que a rede de drenagem se instalava a erosão fluvial promovia o recuo da escarpa arenítica, expondo assim, as rochas carbonáticas do Grupo Bambuí. Essas rochas carbonáticas contribuíram para a aceleração dos processos erosivos e a desnudação do relevo. Atrelado a isso, as falhas de empurrão de direção N-S foram fundamentais para o aumento da área deprimida, uma vez que, facilitaram a incisão fluvial.

Na borda leste da área pesquisada, o responsável por recuar às chapadas foi o rio São Francisco e seus afluentes. Porém a morfogênese foi menos agressiva, visto que os afluentes, principalmente os do setor norte, são menos declivosos. Por isso os patamares do São Francisco são mais extensos que os da bacia do Tocantins.

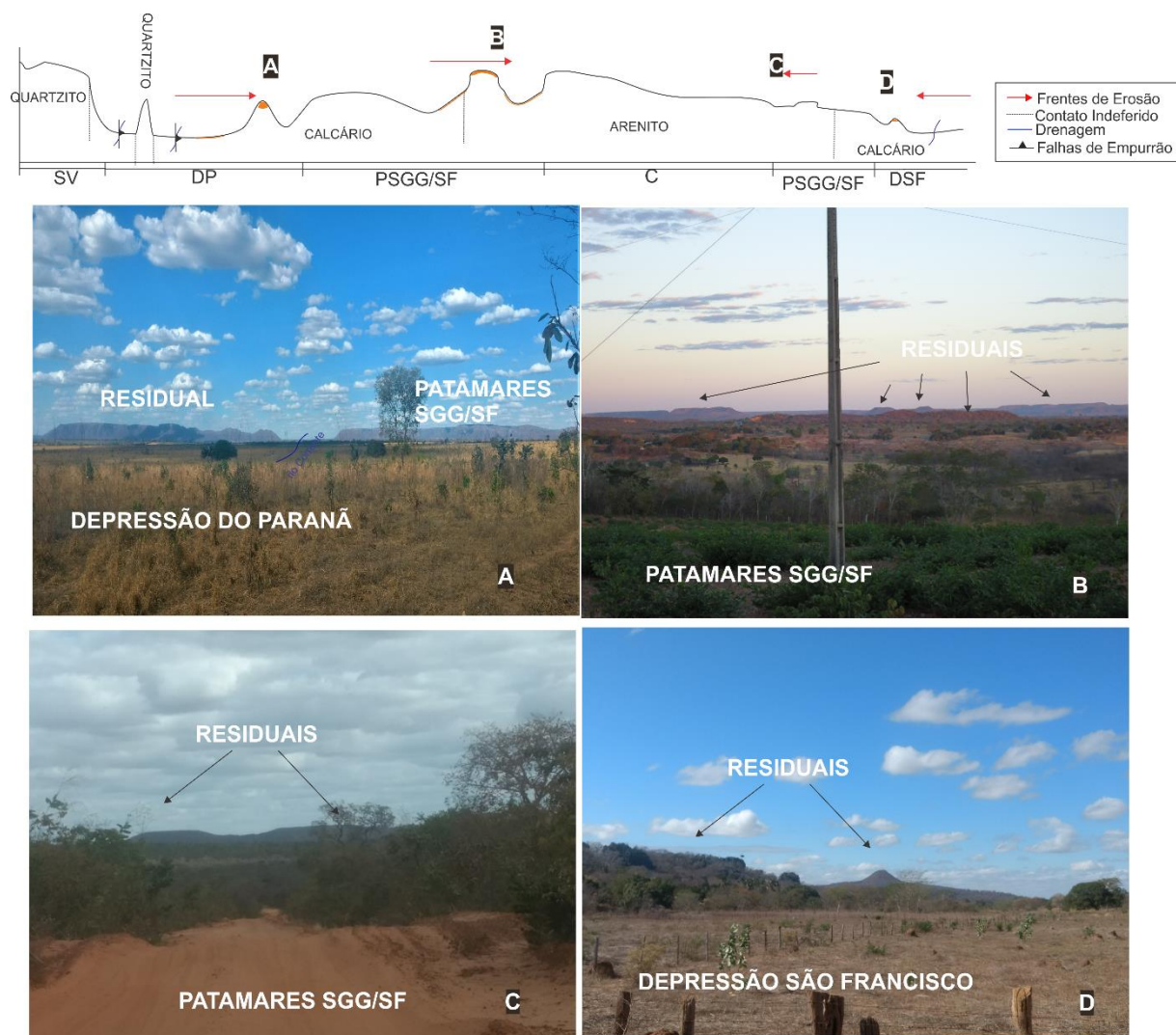


Figura 4.2.6. Perfil mostrando as duas frentes de erosão existentes na área de estudo e os respectivos exemplos de relevos residuais. Pontos na Figura.3.2.1: (A) Próximo ao ponto 31 - trabalho de campo 2; (B) próximo a ponto 29 a caminho de Mambá (GO) - trabalho de campo 2; (C) próximo ao ponto 16 – trabalho de campo 2; (D) próximo ao ponto 14 – trabalho de campo 2.

Fonte: Thaís Silva e Fernanda Souza.

#### 4.2.6. Síntese

A aplicação do Índice de Hack (RDEt) mostrou maior energia na rede de drenagem do setor oeste da área de estudo, associada a Bacia do Tocantins (Paraná). Isso corrobora com a discussão acerca da influência estrutural nessa bacia. Além disso, destaca-se que a bacia do Tocantins encontra-se inserida na faixa móvel Brasília e na borda oeste do Cráton do São Francisco. Isso justifica o porquê dessa área ter maior controle estrutural.

O degrau escarpado configura o divisor hidrográfico e o início da unidade de Chapadas. Destaca-se que há maior gradiente hidráulico na bacia do Tocantins (Paraná). Os afluentes do rio Paraná descem escarpa de forma rápida e energética, como observado nos perfis longitudinais, o que contribui para a incisão fluvial e o recuo lateral das escarpas.

Acredita-se que a tectônica contribui para a manutenção da escarpa ao longo tempo, pois ela possui a mesma direção das falhas de empurrão (N-S). Além disso, ela ocupa a área entre a faixa móvel Brasília e o Cráton do São Francisco. Valadão (1998) associa essa escarpa ao eixo de soerguimento Arinos-Alvorada do Norte.

Marent (2016) discute a respeito de alguns modelos de evolução de escarpa. Segundo esse autor, um modelo é a retração paralela da escarpa junto com o divisor. Outro modelo associa-se à degradação do planalto através da incisão fluvial com a manutenção da posição original do divisor hidrográfico (GILCHRIST *et al.*, 1994 e VAN DER BEEK *et al.*, 2002, *apud* MARENT, 2016) (Figura 4.2.7). Na área de estudo permanecem dúvidas acerca da morfogênese do escarpamento, mas o primeiro modelo aparenta ser mais adequado. Na verdade, apesar da atual posição do divisor hidrográfico estar associado a um eixo de soerguimento, os cotovelos de drenagem e a maior agressividade dos afluentes do Paraná evidenciam um recuo do escarpamento. Logo, provavelmente o eixo de soerguimento foi no passado mais ativo e, ao perder intensidade, permitiu o recuo erosivo da escarpa estabelecida ao longo das estruturas.

Na bacia do São Francisco é possível identificar dois comportamentos distintos responsáveis pelo desmonte das chapadas: área norte e a centro-sul. A norte possui a componente geológica menos atuante. Está localizada na porção central do Cráton e, dessa forma, a ausência de estruturas dificulta a drenagem acelerar a incisão fluvial e alcançar as rochas carbonáticas do Grupo Bambuí. Assim, a erosão das chapadas é mais lenta nesse setor. O índice de Hack reforça essa premissa, pois os valores nessa área são baixos. A área centro-sul, por sua vez, tem uma dinâmica muito semelhante à bacia do Tocantins (Paraná), ou seja, é mais agressiva. Essa agressividade associa-se: a) a falhas de empurrão de sentido N-S presentes no setor SW e b) possivelmente a evidências neotectônicas na área SE, associadas a um maior gradiente hidráulico.

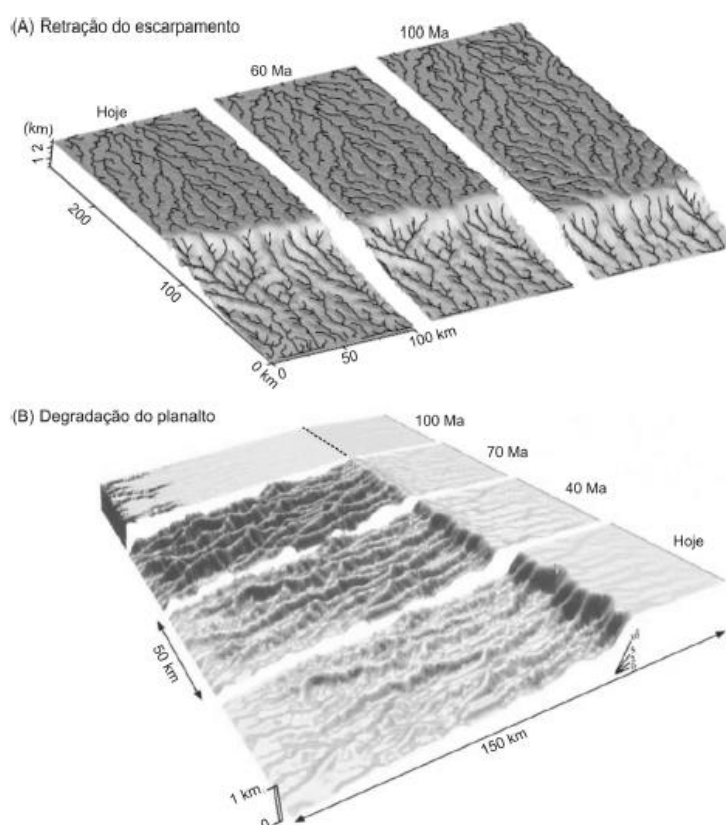


Figura 4.2.7. Modelos de evolução de escarpamento propostos por Gilchrist *et al.*, 1994 e Van Der Beek *et al.*, 2002.  
Fonte: Marent (2016).

O gradiente hidráulico contribui para a morfogênese da área centro-sul, uma vez que, a maioria dos afluentes desta área possuem extensão menor que os presentes na área centro-norte. O perfil entre a nascente e a foz dessas drenagens é mais declivoso. Assim, a incisão fluvial é maior. Isso contribui para o desmonte das chapadas e para a formação dos relevos residuais (Figura 4.1.27).

Diante dos resultados encontrados propõe-se que a unidade das Chapadas ocupava uma região maior que a atual e se estendia por toda a área de estudo. Com a instalação da rede de drenagem a incisão se propagou de forma mais agressiva na bacia do Paranã, pois a rede de drenagem, em especial o rio Paranã, se aproveitou de falhas de empurrão no sentido N-S e alcançou as litologias mais friáveis do Grupo Bambuí. Essas rochas, por sua vez, ao longo dos eixos de fraqueza estruturais (N-S), deram um *input* na abertura da depressão ou Vão do Paranã. As estruturas geológicas também contribuíram para a instalação das drenagens da região SW da área de estudo, que pertence à bacia do São Francisco. Nesta bacia hidrográfica as

drenagens da área norte não aproveitaram estruturas, portanto a morfogênese associada a incisão fluvial ocorreu de forma mais lenta. Já na região centro-sul da bacia do São Francisco, suspeita-se que a possível tectônica recente e o gradiente hidráulico mais elevado contribuem para uma maior incisão fluvial (Figura 4.2.8).

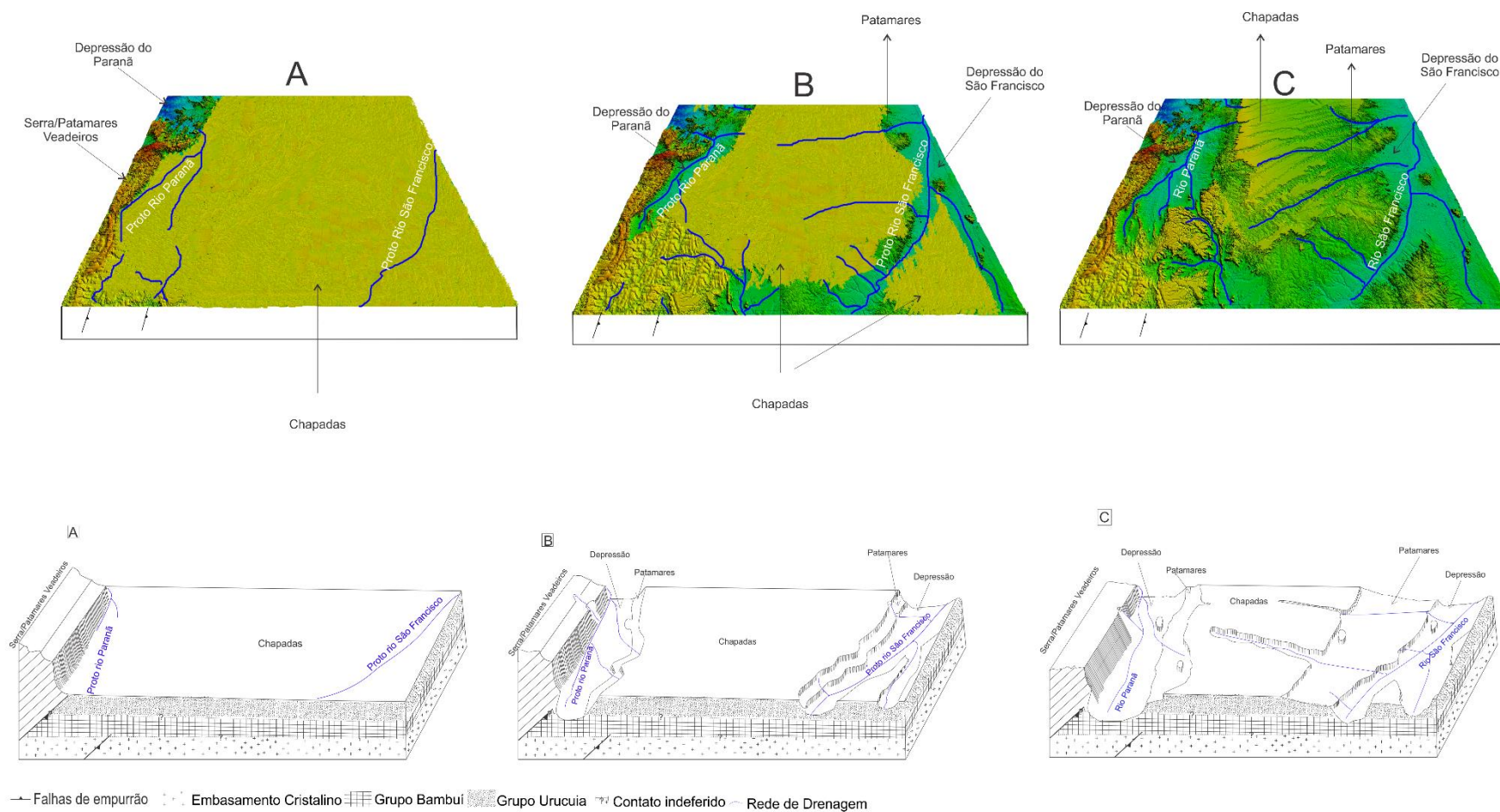


Figura 4.2.8. Bloco diagrama da evolução do relevo regional da área de estudo, destacando a unidade das Chapadas, que ocupavam uma área bem maior que atual (A). Houve o progressivo desmonte das chapadas, ocasionado pela incisão fluvial, que é mais agressiva na bacia do Paraná (B) e (C).

Fonte: Elaborado pela autora.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O objetivo desta pesquisa foi compreender a morfogênese do divisor hidrográfico entre as bacias do Tocantins/Araguaia – sub-bacia do Paranã - com a do São Francisco, região rica em chapadas. A principal hipótese era que bacia do Tocantins (sub-bacia do Paranã) é mais agressiva, em termos erosivos, do que a do São Francisco. Esta hipótese se mostrou viável mediante aos resultados aqui obtidos, principalmente através dos valores do Índice de Hack (RDEt), da morfologia dos perfis longitudinais e da taxa média de descida dos cursos fluviais analisados.

Assim, ressaltam-se as seguintes considerações:

1. O fato do rio Paranã ter aproveitado as estruturas N-S e se instalado sobre elas parece ser fator determinante para a maior agressividade dos afluentes da bacia hidrográfica do Araguaia/Tocantins. Isto ocorre, pois fez com que os cursos fluviais que drenam o interflúvio alcancem o nível de base oeste – rio Paranã - muito mais rapidamente do que os do leste alcançam os seus: o rio São Francisco. Isso gera perfis de maior energia, ou seja, mais agressivos na porção oeste da área de estudo;
2. A manutenção da escarpa no divisor hidrográfico contribui para o maior gradiente hidráulico para os afluentes da bacia do Paranã. Eles descem a escarpa de forma rápida e erosiva rumo ao seu nível de base. Além disso, a extensão dos afluentes do rio Paranã é menor que a extensão dos afluentes da bacia do São Francisco. Um exemplo do resultado dessa diferença de energia é o ganho de área pela bacia do Paranã na captura fluvial do rio São Domingos (Figura 4.1.27).
3. Na bacia do São Francisco, os afluentes que drenam o divisor possuem energia menor ou, no máximo, semelhante aos afluentes do rio Paranã. Porém, quando a energia é semelhante, não há ganho de área no divisor hidrográfico. Nesse caso, há incisão fluvial interna do relevo da bacia, como é o caso região SE da bacia do São Francisco.
4. Quanto à incisão fluvial, o comportamento dos afluentes da bacia do São Francisco ocorre de maneira distinta. A agressividade da incisão fluvial aumenta de norte a sul. Na área norte a pouca influência estrutural associada

a grande extensão dos canais fluviais torna a incisão vertical mais lenta. Portanto, nesse local a unidade de Chapadas é contínua. Já na área centro-sul, a incisão fluvial é vigorosa, atrelada a possível ação neotectônica e ao gradiente hidráulico. Desse modo, a densidade de chapadas aumenta também de norte a sul.

5. Após as análises realizadas, propõe-se a evolução regional do relevo: Inicialmente, a unidade das Chapadas ocupava uma área bem maior que atual. Com a instalação da rede de drenagem a incisão fluvial começou a entalhar esta unidade, de forma mais agressiva na bacia do Paranã, pois este é o curso fluvial que melhor se instalou nas estruturas de empurrão N-S e alcançou as litologias mais susceptíveis a erosão (as rochas carbonáticas). Isso contribuiu para a abertura da depressão ou Vão do Paranã. Na bacia do São Francisco, as drenagens da área norte não tiveram contribuição das estruturas na incisão. Portanto, a incisão fluvial ocorreu de forma mais lenta do que os afluentes da região centro-sul da bacia do São Francisco.
6. Enquanto pesquisa regional, o presente trabalho cumpriu os objetivos propostos e forneceu um panorama geral da área de estudo e dos temas abordados. Constatou-se que o relevo atual é resultado de uma série de combinações de fatores que se moldam no tempo e no espaço. Sendo alguns destes apresentados aqui. Assim, espera-se fomentar a discussão e o interesse de novas pesquisas sobre chapadas brasileiras e sobre a área de estudo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB' SÁBER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. *Geomorfologia*, IG – USP, n.18, 1969.

ANA. Agência Nacional de Águas. URL: <http://www.ana.gov.br/bibliotecavirtual/solicitacaoBaseDados.asp>. Acesso em: 15/05/2016.

ARNAULD, E. Imagem do Vão do Paranã. URL: [https://www.google.com.br/maps/@-15.2887595,-47.5101399,3a,75y,90t/data=!3m8!1e2!3m6!1sAF1QipMJIYphWUYRQ\\_1jQzGE8S6Xj3RoQ0DcEkJpieyl!2e10!3e12!6shttps:%2F%2Fh5.googleusercontent.com%2Fp%2FAF1QipMJIYphWUYRQ\\_1jQzGE8S6Xj3RoQ0DcEkJpieyl%3Dw203-h114-k-no!7i3840!8i2160](https://www.google.com.br/maps/@-15.2887595,-47.5101399,3a,75y,90t/data=!3m8!1e2!3m6!1sAF1QipMJIYphWUYRQ_1jQzGE8S6Xj3RoQ0DcEkJpieyl!2e10!3e12!6shttps:%2F%2Fh5.googleusercontent.com%2Fp%2FAF1QipMJIYphWUYRQ_1jQzGE8S6Xj3RoQ0DcEkJpieyl%3Dw203-h114-k-no!7i3840!8i2160). Acesso em:30/09/2017.

BARRETO, A. M. F. Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do médio rio São Francisco, Bahia. 1996. 223 f. Tese (Doutorado) – USP, São Paulo, 1996).

BIGARELLA, J. J. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais: Florianópolis, 2. ed. Ed. da UFSC, 2007, p.1436.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, v. 19, n. 4, p. 449–473, 1995.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, v. 19, n. 4, p. 449–473, 1995.

BOTELHO, R. G. M. Planejamento ambiental em microbacia hidrográfica. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (Org.). *Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. Cap. 8, p. 269 – 300.

BRITO NEVES, B.B. Os Dois “Brasis” geotectônicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1991, Recife. Atas... Recife: SBG, 1991. (Boletim da SBG-NE, n.12, p.6-8).

BÜDEL, J. *Climatic geomorphology*. Princeton: Princeton Univ. Press, 1982, 443p.

BURBANK, D. W. & ANDERSON, R. S. *Tectonic Geomorphology*: Malden –USA. Blackwell Science, 2001.

CAMOLEZI, B. A. Geomorfologia e controle estrutural da bacia hidrográfica do córrego Morumbi, Faxinal, Paraná. 2013. 122 f. Dissertação (Mestrado) – UEM, Maringá, 2013.

CAMPOS, J. E. G. Estratigrafia, Sedimentação, Evolução Tectônica e Geologia do Diamante da porção centro-norte da Bacia Sanfranciscana. 1996. 204 f. Tese (Doutorado) – UnB, Brasília, 1996.

CAMPOS, J. E. & DARDENNE, M. A. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 27, n. 3, p. 269-282, 1997a.

CAMPOS, J. E. & DARDENNE, M. A. Origem e Evolução Tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 3 p. 283-294, 1997b.

CAMPOS, J.E.; DARDENNE, M. A.; FREITAS-SILVA, F. H.; MARTINS-FERREIRA, M. A. C. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Brazilian Journal Geology*, v 43, n. 3 p. 461-476, 2013.

CASSETI, V. Geomorfologia. [S.l.], 2005. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/>. Acesso em: 15/10/2017.

CHARLTON, R. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge, 2007. 223p.

CHEREM, L.F.S.; VARAJÃO, C.A.C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.; SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, A.C. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, n. 4, p. 299-308, 2013.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C. O Papel da Lito-estrutura do Carste na Morfodinâmica Cenozóica da Serra Geral de Goiás (GO/TO/BA): aproximações iniciais. *Revista Geonorte*, v. 10, p. 180-184, 2014.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. 2ª edição. São Paulo: Edgard Blucher, 1980. 188p.

CPRM. Serviço Geológico de Brasília. Mapa Geológico folha de Brasília, Rio de Janeiro, 2004. Escala 1:1.000.000. URL: <http://geosgb.cprm.gov.br>. Acesso: 15/05/2016

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

DANTAS, M. A. T. Contribuição ao conhecimento da megafauna pleistocênica da região intertropical brasileira. 2012. 105 f. Tese (Doutorado) – UFMG, Belo Horizonte, 2012.

DARDENNE, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. Anais..., Recife: SBG, v. 2, p. 597-610, 1978.

DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. *Geographical Journal*. Vol. 14, p. 481-504. 1899.

DEMEK, J. Generalization of geomorphological maps. In: *Progress Made in Geomorphological Mapping*. Brno, 36-72, 1967.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas: *Revista do Instituto de Geociências – USP* v. 4 n. 2, 2004.

ESA. European Space Agency. URL: <http://sentinel-s2-l1c.s3-website.eu-central-1.amazonaws.com/>. Acesso em: 20/09/2017.

FLORENZANO, T. G. (org.). *Geomorfologia: Conceitos e Tecnologias Atuais*. São Paulo: Oficina de Textos. 2008, p.318.

FONSECA, B. M. O Uso do Sistema de Informações Geográficas na Análise Morfométrica e Morfológica de Bacias de Drenagem na Serra do Espinhaço Meridional-MG. 2010, 93 f. Dissertação (Mestrado) – UFMG, Belo Horizonte, 2010.

- GASPAR, M. T. P. Sistema Aquífero Urucuia: Caracterização Regional e Proposta de Gestão. 2006. 158 f. Tese (Doutorado) – UnB, Brasília, 2006.
- GILBERT, G. K. Geology of the Henry Mountains (Utah): Washington D. C., U. S. Geog. and Geol. Survey of the Rocky Mts. Region, U. S. Govt. Printing Office, 160 p. 1877.
- GOIÁS (Estado). Secretaria de Indústria e Comércio. Superintendência de Geologia e Mineração. Caracterização Climática do Estado de Goiás, Goiânia, 2006, p.135.
- GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 2008, 648 p.
- HACK, J.T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. American Journal of Science, v. 258-A, p. 80-97, 1960.
- HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient indices, J. Res. U.S. Geol. Surv., 1, p. 421–429, 1973.
- HARTVICH, F. Analysis of longitudinal profiles of selected rivers in the Sumava MTs., Southwest Bohemia. Miscellanea Geographica. v. 11, p. 13-30, 2005.
- HASUI, Y. Regimes tectônicos. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. Geologia do Brasil. São Paulo: Beca, 2012. P. 47-64.
- HENRIQUES, R. J.; VALADÃO, R. C. Contribuições do modelo de regressão não-linear logarítmico aplicado à análise de perfis longitudinais em geomorfologia fluvial. Geografias. Edição Especial - II Simpósio Modelagem de Sistemas Ambientais e Gestão da Paisagem: Desafios e aplicações, p. 1-17, 2016.
- HASUI, Y. A grande colisão Pré-Cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. Geociências, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.
- HOLMES, A. Principles of physical geology. London: Nelson, 1952, 512 p.
- HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. Bull. of Amer. Assoc. of Petr. Geol., v. 51, p. 2246-2259, 1967.
- INMET – Instituto Nacional de Meteorologia. Banco de dados climáticos histórico. URL: <http://www.inmet.gov.br/portal/>. Acesso: 10/05/2018.
- IBGE – Instituto de Geografia e Estatística. Manual técnico de Geomorfologia. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2ª Ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 182 p.
- IBGE – Instituto de Geografia e Estatística. Base Vetorial Geomorfologia do Brasil. 2006 URL: [https://downloads.ibge.gov.br/downloads\\_geociencias.htm](https://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm). Acesso em: 15/05/2016.
- JAKOB, A. A. E. A krigagem como método de análise de dados demográficos. In: XIII Encontro da Associação Brasileira de Estudos Populacionais, 2002. Ouro Preto – MG. 2002.
- JANONI, C. R.; CASTRO, M. S. S.; SANTOS, G. B.; JANONI, A. S. R.; SOUZA, D. P. C. Neotectônica nas Coberturas Sedimentares do Cráton do São Francisco no Oeste Da Bahia. Revista de Geologia, v. 29, n. 1, p. 93-111, 2016.
- KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geografia, ano 18, n. 2, p.3-121, 1956.

LANA, C. E.; CASTRO, P.T.A. Evolução histórica e filosófica do conceito de nível de base fluvial. *Terra e didática* v.8, n.1, p. 51-57, 2012.

LANZA, D. A. Mapeamento, Caracterização e Correlação de Superfícies de Aplainamento no Leste de Goiás, Norte de Minas Gerais e Oeste da Bahia. 2012. 42f. Monografia (Graduação) – UNICAMP – São Paulo, 2012.

LESSA, G.; CARTELLE, C.; FARIA, H. D.; GONÇALVES, P. R. Novos Achados de Mamíferos Carnívoros do Pleistoceno Final-Holoceno em grutas calcárias do estado da Bahia. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 21, n. 46/47, p. 157-169, 1998.

LIMA, H. C; DORANTI, C; HACHSPACHER, P. C.; RIBEIRO, M. C. S.; RIBEIRO, L. F. B. Análise morfométrica da rede de drenagem da bacia do rio do machado-MG. *Revista Sociedade & Natureza*, Uberlândia, v.22, n.1, p. 23-34, 2010.

LIMA, O. N. B. Estratigrafia isotópica e evolução sedimentar do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco: implicação tectônica e paleo-ambiental. 2011. 114 f. Tese (Doutorado) – UnB, Brasília, 2011.

MAGALHÃES, C. S.; RODRIGUES, S.C. Utilização de modelos digitais de elevação (MDEs) como ferramentas na realização e validação de mapeamentos geomorfológicos. *Caderno de Geografia*, v.20, n.34, p. 44-57, 2010.

MAPIO. Imagem Serra do Paranã. URL: <http://mapio.net/s/29810429/>. Acesso em:30/09/2017

MARENT, B.R. Mensuração dos processos desnudacionais a longo-termo (<sup>10</sup>Be) na Serra do Mar no estado do Paraná: implicações para a evolução do relevo. 2011. 107 f. Dissertação (Mestrado) – UFMG, Belo Horizonte, 2011.

MARENT, B.R. Geomorfogênese dos degraus escalonados do sudeste de Minas Gerais. 190 f. Tese (Doutorado) – UFMG, Belo Horizonte, 2016.

MARTINS F. P.; A.A.R. SALGADO; CARMO, F. F.; MAFFRA, M. A. As Chapadas Brasileiras e a Legislação Ambiental: Conflito de Conceitos. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, p. 387-398, 2015.

MARTINS, F. P.; SALGADO, A. A. R. Chapadas do Brasil: Abordagem Científica e Conceitual. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 17, p. 163-175, 2016.

MOREIRA, L. J. S. Caracterização de solos, concreções e nódulos ferruginosos em uma topossequência na Chapada do Apodi – CE. 2012. 79 f. Dissertação (Mestrado) – UFC, Ceará, 2012.

MONTEIRO, K. A.; TAVARES, B. A. C.; CORREA, A. C. B. Aplicação do índice de Hack no rio Ipojuca para identificação de setores anômalos de drenagem e rupturas de relevo. *Geociências – UNESP*. v. 33, n. 4, p.616-628, 2014.

PENCK, W. *Morphological analysis of landforms*: New York, St. Martin`s Press, 429 p. 1953.

PEREIRA, L. F.; DARDENNE, M. A.; ROSIÈRE, C. A.; PEDROSA-SOARES A. C. Evolução Geológica dos Grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. *Geonomos* v. 2(1), p. 22-32, 1994.

PINTO, R.W. P. Evolução da paisagem geomorfológica do rio Grande: dinâmicas de dissecação e capturas de drenagem. 2015. 155 f. Dissertação (Mestrado) – PUCRIO, Rio de Janeiro, 2015.

- POWELL, J.W. Exploration of the Colorado river of the west and its tributaries (1869-1872). Washington, D.C.: Smithsonian Institution, 1875. 291p.
- PRESS F., SIEVER R., GROTZINGER J., JORDAN T.H. Para Entender a Terra. 4 ed., Trad. R. Menegat, P.C.D. Fernandes, L.A.D. Fernandes, C.C. Porcher. Porto Alegre, Bookman, 2006, p.656.
- QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. *Computers & Geosciences*, v.76, p.80-87, 2015.
- RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais, Folha SD.23 Brasília: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra. Rio de Janeiro: Ministério de Minas e Energia. Secretaria Geral, v. 29, 1982, p.660.
- RAMOS, A. M. & SILVA, F. F. Contribuição dos Mananciais Superficiais do Estado da Bahia para o Rio São Francisco. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 6., 2002, Maceió, CD-ROM, Maceió: ABRH, 2002.
- REZENDE, E. A.; CASTRO, P. T. A. Variação Espacial e Condicionantes do Entalhamento Fluvial na Bacia do Rio Grande, Sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 17, p. 645-659, 2016.
- ROQUE ASCENÇÃO, V. O; VALADÃO, R. C. Tendências Contemporâneas na Aplicação do Conhecimento Geomorfológico na Educação Básica: a Escola sob Perspectiva. *Espaço Aberto, PPGG – UFJF*, v.6, n.1, p.191-208, 2016.
- ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. *Revista do Departamento de Geografia, São Paulo: Edusp*. n. 6, p.17-30, 1992.
- SAADI, A. Modelos Morfogenéticos e Tectônica Global: Reflexões Conciliatórias. *Geonomos, Revista de Geociências*, v.6, n.1, p.55-63, 1998.
- SANTOS, M. S.; FREITAS, G.M.A.; FURRIER, M. Mapeamento geomorfológico da área correspondente às folhas Alhandra e Pitimbu 1:25.000 – estados da Paraíba e Pernambuco (Nordeste do Brasil). *Cuadernos de geografía:Revista Comlombiana de Geografía*, vol. 24 n.1, p. 1-13, 2015.
- SAWASATO, E.Y. Estruturação da porção meridional da Bacia Alto-Sanfranciscana - Cretáceo do Oeste de Minas Gerais. 1995, 127 f. - Dissertação (Mestrado) - UFOP, Ouro Preto, 1995.
- SCHUMM, S. A. River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy. *The Journal of Geology*, v. 101, n. 2, p. 279-294, 1993;
- SILVA, T. M.; SANTOS, B. P. Sistemas de drenagem e evolução da paisagem. *Revista Geogr. Acadêmica*, v.4, n. 1, 2010, p 5-19.
- SORDI M. V., A.A.R. SALGADO & PAISANI, J. C. Evolução do Relevo em Áreas de Tríplice Divisor de Águas Regional - o Caso do Planalto de Santa Catarina: Análise da Rede Hidrográfica. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, p. 435-447, 2015a.
- SORDI M. V., SALGADO; A. A. R. & PAISANI, J. C. Evolução do relevo em áreas de Tríplice Divisor de Águas Regional - o Caso do Planalto de Santa Catarina: Uma Análise Morfoestrutural. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, p. 579-592, 2015b.

SOUZA, D. V., MARTINS, A. A., & DE FARIA, A. L. L. Aplicação do Índice de Hack (SL) a um Trecho do Rio Zêzere, Portugal. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 12, n.1, p.23-28, 2011.

STRAHLER, A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions: American Geophysical Union*, v. 38, New Halen, p. 913-920, dez. 1957.

STRUTH, L., BABAUT, J., & TEIXELL, A. Drainage Reorganization During Mountain Building in the River System of the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geomorphology*, 250, p. 370-383, 2015.

SUMMERFIELD, M. A. *Global Geomorphology: An introduction of the study of landforms*. New York: Longman Scientific & Technical, 1991. 537 p.

TRICART, J. *Principes et méthodes de l geomorphologie*. Paris: Masson Ed., 1965, 201 p.

USGS. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). URL: <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Acesso em: 15/05/2016.

VALADÃO, R. C. Evolução de longo termo do relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfícies de aplanamentos e soerguimentos crustais. 1998. 243 f. Tese (Doutorado) – UFBA, Salvador, 1998.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de Superfícies de Aplanamento, Desnudação Continental e Tectônica Ativa como condicionantes da Megageomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Uberlândia, v.10, n. 2, p. 77-90, 2009.

VIEIRA, L.C. A. Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as Variações Paleoambientais no final do Proterozóico. 2007. 190 f. Tese (Doutorado) - USP, São Paulo, 2007.

WINGE, M. (Coord.). *Glossário Geológico Ilustrado, 2001-2018*. Disponível em: <site <http://sigep.cprm.gov.br/glossario/>>. Acesso: 20/10/2018

ZALÁN, P. V.; ROMEIRO-SILVA, P. C. Bacia do São Francisco. *Bol. Geoc. Petrobrás*, v.15, n. 2, p. 561-571. 2007.