

4

ORIGEM DAS PAISAGENS DO ESTADO DO TOCANTINS

Marcelo Eduardo Dantas (marcelo.dantas@cprm.gov.br)¹

Edgar Shinzato (edgar.shinzato@cprm.gov.br)¹

Amaury de Carvalho Filho (amaury.carvalho@embrapa.br)²

José Francisco Lumbreras (jose.f.lumbreras@embrapa.br)²

Wenceslau Geraldes Teixeira (wenceslau.teixeira@embrapa.br)²

Maurício Gomes Rocha (mauricio.rocha@cprm.gov.br)¹

Marcely Ferreira Machado (marcely.machado@cprm.gov.br)¹

¹CPRM – Serviço Geológico do Brasil

²Embrapa Solos

SUMÁRIO

Introdução	49
Compartimentos Geomorfológicos	50
Planícies Fluviais	52
Depressão do Médio Vale do Rio Tocantins	53
Chapadas e Mesetas de Estreito-Carolina	57
Depressão do Baixo-Médio Vale do rio Araguaia	58
Planície do Rio Araguaia/Ilha do Bananal	61
Serras e Patamares do Interflúvio Tocantins-Araguaia	62
Chapadas do Alto Rio Parnaíba	65
Chapada das Mangabeiras	67
Planalto Dissecado do Tocantins	67
Patamares do Jalapão	69
Baixos Platôs do Jalapão	70
Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins	73
Serras isoladas da depressão do médio-alto vale do rio Tocantins	75
Patamares do Chapadão Ocidental Baiano	76
Chapadão Ocidental Baiano	78
Serras do Planalto Central Goiano	80
Referências	82

INTRODUÇÃO

A geografia física do estado do Tocantins caracteriza-se por um predomínio de vastas superfícies aplainadas posicionadas em cotas modestas e por vezes interrompidas por extensos alinhamentos serranos. Tais superfícies de aplainamento apresentam um leve caimento regional de sul para norte e truncam um diversificado conjunto de unidades litológicas, sendo drenadas pelas bacias hidrográficas dos rios Tocantins e Araguaia. Tal configuração geomorfológica regional atesta um grau avançado de denudação associado a um relativo, mas prolongado período de estabilidade tectônica ao longo do Cenozoico (Figura 4.1). Entretanto, ressalta-se, a leste e a nordeste, um conjunto de planaltos dissecados, baixos platôs e chapadas modeladas por rochas sedimentares das bacias intracratônicas do Parnaíba e Sanfranciscana, que apresentam idade paleozoica a mesozoica. Por fim, sobressai-se, a sudoeste, a bacia sedimentar quaternária da Ilha do Bananal que, a despeito de notável estabilidade morfotectônica experimentada pela região, representa uma imensa área de subsidência tectônica controlada pelo famoso lineamento Transbrasiliano (SCHOBENHAUS et al., 1975; ALMEIDA et al., 2000; BRITO NEVES & FUCK, 2013), que corta grande parte do território brasileiro em direção sudoeste-nordeste.

O estado do Tocantins caracteriza-se por abarcar terrenos de dois domínios morfoclimáticos distintos: o Domínio das Terras Baixas Florestadas Equatoriais da Amazônia, ao norte, junto à região denominada de Bico do Papagaio; e o Domínio dos Chapadões Semiúmidos Tropicais do Cerrado, ao longo do centro-sul do Tocantins, além de registrar uma extensa faixa de transição entre esses dois domínios morfoclimáticos (AB'SABER, 2003). Este autor destaca que os cerrados da depressão interplanáltica dos rios Tocantins e Araguaia são os que subsistem em cotas mais baixas no Brasil, numa zona de transição ecológica que sofreu importantes variações ao longo do Quaternário (AB'SABER, 1981). De fato, é marcante o contraste climático entre o domínio tropical semiúmido do centro-sul e sudeste do Tocantins, com precipitação média anual entre 1.200 e 1.500 mm, e o domínio tropical a subequatorial úmido do norte e oeste do Tocantins, que alcança valores de precipitação média anual entre 1.700 e 2.100 mm (SOUSA et al., 2012).

Do ponto de vista hidrológico, na paisagem dos cerrados predominam rios perenes porque, a despeito de apresentar uma estiagem expressiva, de 4 a 6 meses, típica de um clima tropical semiúmido, apresenta predomínio de solos profundos, bem drenados e porosos, pobres em nutrientes e ácidos, por vezes laterizados, com grande ocorrência de Latossolos Distróficos, Neossolos Quartzarênicos Órticos e Plintossolos Pétricos, que apresentam elevadas taxas de infiltração e grande capacidade de armazenamento de água. No verão, o grande volume de água que precipita entre outubro e março é retido pelo solo nos grandes chapadões de relevo

praticamente plano. No inverno seco, entre maio e setembro, ocorre uma contínua descarga hídrica para os canais fluviais mantendo-os perenes. Em decorrência, o lençol d'água apresenta uma grande variação sazonal do seu nível freático, originando processos de laterização e formação de camadas subsuperficiais com concentração de plintita (horizontes plínticos) cuja evolução, por ressecamento e endurecimento irreversível, origina as couças ferruginosas, típicas vastas regiões no Tocantins e de todo o Centro-Oeste do Brasil.

De forma sintética, destacam-se quatro padrões morfológicos que prevalecem no estado do Tocantins: os topos dos chapadões em grande parte sustentados por couças ferruginosas; os planaltos e baixos platôs dissecados, em cotas intermediárias; as depressões interplanálticas; e a vasta planície do rio Araguaia junto à ilha do Bananal (AB'SABER, 1962; DANTAS et al., 2008). Estes ambientes estão submetidos a um clima quente e semiúmido, com regime estacional bem definido, com verões chuvosos e invernos secos. Ainda assim, estas paisagens são submetidas a uma forte atuação do intemperismo químico com formação de solos espessos, lixiviados e laterizados, recobertos por uma vegetação de cerrado que varia desde os campos cerrados com veredas, onde predomina vegetação herbácea entre arbustos esparsos, aos cerradões, com formações densas de porte arbóreo. As veredas representam um ecótono singular ao longo das linhas de drenagem e desempenham um papel relevante como terras úmidas no bioma Cerrado, com grande significado ecológico, hidrológico e paisagístico (AB'SABER, 1962; FERREIRA, 2008). Apenas no norte do Tocantins registra-se um regime climático mais úmido, com uma estação seca mais curta, que não ultrapassa três a quatro meses, já sob o domínio da Floresta Amazônica em seus rebordos orientais.



Figura 4.1- Vastas superfícies aplainadas revestidas por cerrado, desenvolvidas sobre solos profundos e bem drenados, lixiviados e laterizados. Ressalta-se um cenário geomorfológico de notável estabilidade tectônica e forte atuação do intemperismo químico. No horizonte, observa-se o topo das chapadas cimeiras, delineando o nível morfológico mais antigo e elevado na região. Rodovia TO-110, entre as cidades de São Félix do Tocantins e Mateiros. Fotografias: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.

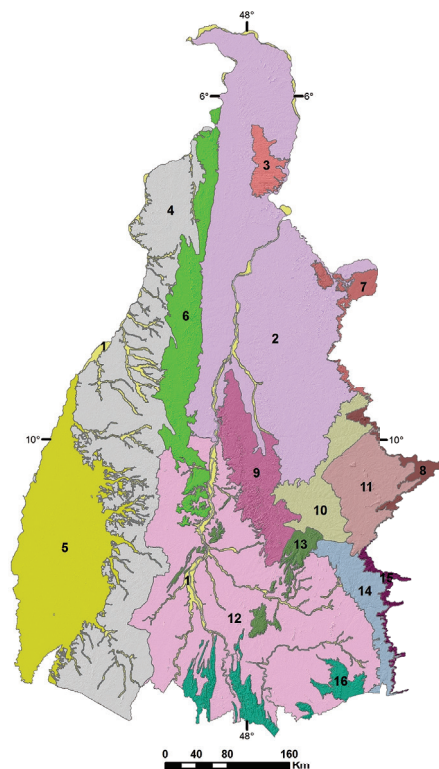
Com relação às superfícies de aplainamento no estado do Tocantins, os modelos genéticos de etchplanação (BÜDEL, 1982; THOMAS, 1994) e de pediplanação, este exaustivamente aplicado no Sudeste do Brasil (KING, 1956; BIGARELLA et al., 1965), parecem ser complementares e explicam apropriadamente os processos de evolução do relevo que delinearam a paisagem geomorfológica do Tocantins ao longo do Cenozoico. Assim sendo, os processos de pediplanação e pedimentação pressupõem um padrão erosivo comandado por processos de desagregação mecânica e recuo a remontante das encostas, sob um regime climático dominante que oscilava entre o semiúmido e o semiárido. O recuo erosivo apresentado, tanto pela escarpa da Serra do Lajeado, próximo a Palmas, quanto pela escarpa da Serra Geral de Goiás (no extremo sudeste do Tocantins, junto à divisa com o estado da Bahia) documentam, esplendidamente, este modelo evolutivo. Em outras áreas do estado, o processo de aplainamento encontra-se tão avançado que subsistem apenas esparsos *inselbergs* ou morros-testemunho. Por outro lado, é inquestionável a marcante influência do intemperismo químico em ambiente quente e subúmido que impera na região. Registra-se com frequência, por todo o estado do Tocantins, o desenvolvimento de perfis de intemperismo com dezenas de metros de espessura. Neste sentido, os processos de etchplanação assumem, também, um importante papel na evolução do relevo regional. De acordo com o modelo de evolução por etchplanação proposto originalmente por Büdel (1982), as superfícies seriam rebaixadas progressivamente por meio de uma lenta denudação das superfícies de aplainamento, condicionadas por um progressivo rebaixamento do nível de base. Este rebaixamento seria controlado pela velocidade do intemperismo químico atuando no contato entre a rocha sã e rocha alterada. Este processo gera na paisagem complexos mantos de alteração, muitos dos quais exibindo espessos perfis lateríticos, maturos ou imaturos (COSTA et al., 1991), truncados ou preservados (Figura 4.2).



Figura 4.2 - Desenvolvimento de espessos perfis lateríticos por vastas áreas sobre as superfícies aplainadas, com geração de solos pobres, profundos e com níveis concrecionários (Latosolos Vermelho-Amarelos Petrolínticos e Plintossolos Pétricos). Rodovia TO-050, entre as cidades de Porto Nacional e Silvanópolis. Fotografia: Edgar Shinzato, 2015.

COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS

A partir deste breve sumário sobre as principais características do meio físico do estado do Tocantins, é possível promover uma análise dos compartimentos geomorfológicos existentes. Com base na interpretação dos produtos de sensoriamento remoto disponíveis, perfis de campo e estudos geomorfológicos regionais anteriores (IBGE, 1993 e 2007a; ROSS, 1985 e 1997; SOUSA et al., 2012), o estado do Tocantins foi compartimentado em 16 (dezesseis) Domínios Geomorfológicos (Figura 4.3), descritos a seguir.



Legenda

- 1 Planícies Fluviais
- 2 Depressão do Médio Vale do rio Tocantins
- 3 Chapadas e mesetas de Estreito - Carolira
- 4 Depressão do Baixo-Médio Vale do rio Araguaia
- 5 Planície do rio Araguaia/ Ilha do Bananal
- 6 Serras e patamares do interflúvio Tocantins-Araguaia
- 7 Chapadas do Alto rio Parnaíba
- 8 Chapada das Mangueiras
- 9 Planalto dissecado do Tocantins
- 10 Patamares do Jalapão
- 11 Baixos platôs do Jalapão
- 12 Depressão do Médio-Alto Vale do rio Tocantins
- 13 Serras isoladas da Depressão do Médio-Alto Vale do rio Tocantins
- 14 Patamares do Chapadão Ocidental Baiano
- 15 Chapadão Ocidental Baiano
- 16 Serras do Planalto Central Goiano

Figura 4.3 - Domínios geomorfológicos propostos para o estado do Tocantins. Fonte: Marcelo Eduardo Dantas, 2018.

Em adendo, são identificados os diversos padrões de relevo do estado (tabela 1), os quais estão inseridos nos domínios geomorfológicos referidos acima e encontram-se representados no mapa de padrões de relevo do estado do Tocantins (Figura 4.4), que serviu de subsídio para a elaboração do mapa Geodiversidade do Estado do Tocantins (Anexo II - Biblioteca de padrões de relevo do território brasileiro). A individualização dos diversos compartimentos de relevo foi obtida com base em análises e interpretação de imagens de radar do *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)*, com resolução horizontal de 90 m, e de mosaicos de imagens Geocover, sendo as unidades de relevo agrupadas de acordo com a caracterização da textura e rugosidade das imagens. A escala de trabalho adotada foi 1:1.000.000.

Tabela 1 – Declividade e amplitude topográfica das formas de relevo identificadas no estado do Tocantins.

Tipo de Relevo	Declividade (graus)	Amplitude Topográfica (metros)
Planícies fluviais ou fluviolacustres (R1a)	0 a 3	0 a 2
Terraços fluviais (R1b1)	0 a 3	2 a 20
Vertentes recobertas por depósitos de encosta (R1c)	5 a 45	variável
Campos de dunas (R1f)	3 a 30	2 a 40
Tabuleiros (R2a1)	0 a 3	20 a 50
Tabuleiros dissecados (R2a2)	2 a 5	20 a 50
Baixos platôs (R2b1)	0 a 5	20 a 50
Planaltos (R2b3)	0 a 5	20 a 50
Chapadas e platôs (R2c)	0 a 5	0 a 20
Superfícies aplainadas conservadas (R3a1)	0 a 5	0 a 10
Superfícies aplainadas retocadas e degradadas (R3a2)	0 a 5	10 a 30
Inselbergs e outros relevos residuais (R3b)	25 a 60	50 a 500
Colinas amplas e suaves (R4a1)	3 a 10	20 a 50
Colinas dissecadas e morros baixos (R4a2)	5 a 20	30 a 80
Domos em estrutura elevada (R4a3)	3 a 10	50 a 200
Morros e serras baixas (R4b)	15 a 35	80 a 200
Domínio Serrano (R4c)	25 a 60	300 a 2.000
Escarpas de borda de planalto (R4d)	25 a 60	300 a 2.000
Degraus estruturais e rebordos erosivos (R4e)	10 a 45	50 a 200
Vales encaixados (R4f)	10 a 45	100 a 300

Fonte: Marcelo Eduardo Dantas, 2018.

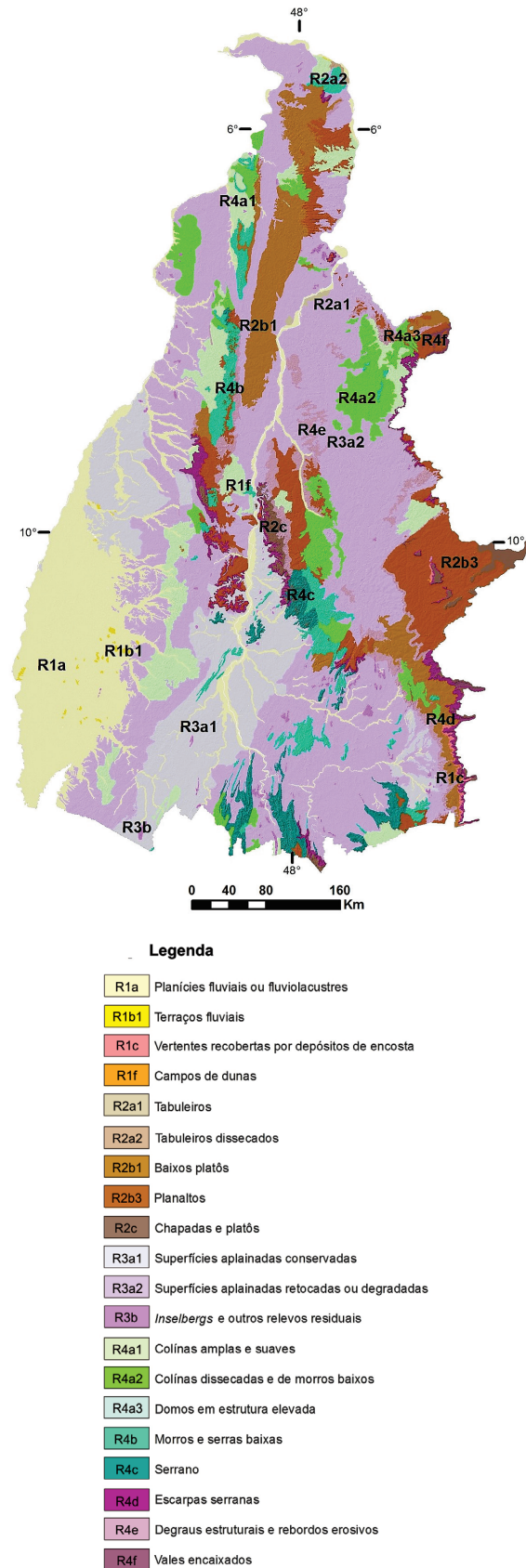


Figura 4.4 - Mapa de padrões de relevo do estado do Tocantins, 2018. Fonte: Marcelo Eduardo Dantas, 2018.

Planícies Fluviais

Este domínio é exclusivamente representado por planícies fluviais de inundação, diques marginais e terraços fluviais (**R1a** e **R1b1**) depositados nos fundos de vales dos rios Tocantins e Araguaia e de seus afluentes principais, excetuando a bacia sedimentar da Ilha do Bananal, que por suas características peculiares foi individualizada como um domínio distinto. Toda a rede de drenagem tributária destes dois grandes rios no estado do Tocantins apresenta exígua a moderada sedimentação aluvial, exibindo planícies de inundação por vezes mapeáveis em escala regional. Destacam-se, neste contexto, os rios Muricizal, das Cunhas, Juari, Bananal, Piranhas e Caiapó, situados no baixo vale do rio Araguaia; e os rios do Sono (Figura 4.5), Formiga, Manuel Alves, São Valério, Santo Antônio, Santa Teresa, Palma, Maranhão e Paranã, situados, preferencialmente, no médio vale do rio Tocantins.

As planícies e os terraços do sistema fluvial Tocantins-Araguaia se espriam às margens dos rios que cortam as extensas superfícies de aplainamento desenvolvidas no estado e constituem esparsas zonas deposicionais ativas num território marcado pela denudação e pelo aplainamento (Figura 4.6).

Todos estes terrenos apresentam um amplo domínio de solos muito pouco desenvolvidos, formados sobre sedimentos inconsolidados recentes, em muitos casos submetidos a forte hidromorfismo (mal drenados), com predomínio de Gleissolos Háplicos, em geral distróficos, mas com ocorrência também de solos eutróficos. Nas planícies aluviais do rio Araguaia e seus afluentes, os Gleissolos Háplicos ocorrem predominantemente, seguidos dos Neossolos Flúvicos, e subordinadamente, Plintossolos Háplicos. Já nas várzeas do rio Tocantins, em especial a partir de seu médio curso, é frequente a ocorrência de Neossolos Flúvicos Eutróficos, alguns com abundância de argilas expansivas, em geral também associados a Gleissolos, registrando-se também a ocorrência de Plintossolos Háplicos, ou ainda Neossolos Quartzarênicos hidromórficos (IBGE, 2007b, 2012, 2014a, 2014b, 2014c).

Assim sendo, apesar de sujeitas a inundações periódicas, as planícies fluviais dos rios Araguaia e Tocantins apresentam algumas áreas com bom potencial para exploração agrícola, adaptada às peculiaridades desse ambiente.

O rio Araguaia é, tipicamente, um rio de planície, apresentando um gradiente extremamente baixo, com múltiplos canais e ilhas. Esse padrão fluvial é denominado *anabranching* (LATRUBESSE, 2008), assentado sobre planícies de inundação bem desenvolvidas (Figura 4.7). Com o incremento da produção agrícola na região torna-se premente a futura implantação da hidrovia do Araguaia. O rio Tocantins, por sua vez, apesar de também desenvolver um perfil longitudinal de gradiente muito baixo,

apresenta uma sedimentação fluvial bem mais escassa, com geração de esparsas e descontínuas planícies fluviais em meio à vastidão das superfícies de aplainamento. É notável o controle estrutural exercido sobre segmentos do rio Tocantins assumindo, assim, um padrão retilíneo em vários trechos, como pode ser observado na região conhecida como Bico do Papagaio. Deste modo, a bacia do rio Tocantins apresenta um potencial hidrelétrico que inexistente na bacia do rio Araguaia. Curiosamente, a mais extensa várzea desenvolvida pelo rio Tocantins foi inundada pelo reservatório da UHE do Lajeado, cujo lago promove a amenização climática para Palmas, a moderna capital do estado do Tocantins, fundada em 1989 e implantada às suas margens (Figura 4.8).



Figura 4.5 - Calha do rio do Sono em meio a extensas superfícies aplainadas revestidas por vegetação de cerrado. Rodovia TO-030, entre as cidades de Novo Acordo e São Félix do Tocantins. Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.



Figura 4.6 - Rio Tocantins e sua planície fluvial em paisagem monótona das extensas superfícies aplainadas, por vezes interrompidas por esparsas cristas quartzíticas isoladas. Ponte da rodovia TO-387, junto à cidade de São Salvador do Tocantins. Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.



Figura 4.7- Margem direita do rio Araguaia, apresentando expressivo potencial turístico, pesqueiro e de navegação. Segundo Latrubesse (comunicação oral), o rio Araguaia é um dos maiores rios brasileiros cujo perfil longitudinal não foi barrado por qualquer ação antrópica, com destaque para implantação de usinas hidrelétricas. Deste modo, a bacia hidrográfica do rio Araguaia ainda é uma das mais preservadas do território nacional. Porto fluvial da cidade de Caseara.
Fotografia: Márcio Costa Abreu, 2015.



Figura 4.8 - Lago de Palmas. Barragem do rio Tocantins formando uma represa de 8 km de largura inundando a planície fluvial. Ao fundo, escarpa da Serra do Lajeado. Rodovia TO-080, entre as cidades de Palmas e Paraíso do Tocantins.
Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.

O rio Tocantins representou uma histórica via de povoamento de uma vasta região que outrora compunha o “norte do estado de Goiás” e que remonta ao século XVIII, na esteira do ciclo da mineração. Além da atual capital estadual - Palmas, e da antiga cidade - polo - Porto Nacional, destacam-se as cidades de São Salvador do Tocantins, Peixe, Ipueiras, Brejinho de Nazaré, Lajeado, Miracema do Tocantins, Pedro Afonso, Itapiratins, Palmeirante, Barra do Ouro, Filadélfia, Babaçulândia, Aguiarnópolis, Tocantinópolis, Itaguatins, Sampaio e São Salvador do Tocantins, dentre as principais. No vale do Araguaia, destacam-se as cidades de Caseara, Araguacema, Pau d’Arco, Araguanã, Xambioá e Araguatins.

No extremo norte do estado, na região denominada de Bico do Papagaio, delimitada pelos vales dos rios Tocantins e Araguaia, próximo a sua confluência, ocorreu um relativamente recente e importante episódio da história nacional: a guerrilha do Araguaia, entre o final dos anos de 1960 até os meados dos anos 1970 durante o ápice da ditadura militar. Até os dias de hoje, existem pessoas desaparecidas, dentre guerrilheiros e camponeses locais em decorrência desse conflito armado. A atividade da guerrilha e da sua repressão pelas forças armadas, no estado de Tocantins, concentrou-se nas proximidades do município de Xambioá. Esta é uma parte da História relativamente desconhecida tendo sido mais estudada após a redemocratização do país.

Depressão do Médio Vale do Rio Tocantins

A maior parte do estado é constituída por terras baixas, porém bem drenadas, sendo caracterizadas pelas depressões interplanálticas dos vales dos rios Tocantins e Araguaia (ROSS, 1985; IBGE, 1993; IBGE, 2007a).

A Depressão do médio vale do rio Tocantins foi formalmente caracterizada por IBGE (1993) e consiste num dos mais extensos domínios geomorfológicos do estado. Neste trabalho, abrange também a Depressão de Imperatriz, individualizada pelo IBGE (2007a).

Este domínio geomorfológico foi outrora denominado Depressão ortoclinal do Tocantins por Barbosa et al. (1973) e é representado por uma vasta superfície de aplainamento pontilhada por relevos residuais sob forma de mesetas e morros-testemunho, apresentando um caimento geral de sul para norte. Posicionada em cotas muito baixas, entre 100 e 350 metros de altitude (Figura 4.9), esta vasta superfície é drenada, à margem direita, pelos vales dos rios do Sono, Manuel Alves Pequeno e Manuel Alves Grande, e na margem esquerda, por rios de menor extensão, como Providência, dos Bois, ribeirões Tabocão, Tranqueira e Pau Seco, e rio João Aires, dentre os principais.



Figura 4.9 - Extensa superfície de aplainamento suavemente dissecada por uma rede de drenagem de muito baixa densidade. No horizonte, observa-se relevo residual sob forma de morro-testemunho. Rodovia TO-416, entre as cidades de Riachinho e Xambioá. Fotografia: Juliana Maceira Moraes, 2011.

Este domínio estende-se por uma comprida faixa de direção norte-sul que abrange o centro-norte e o nordeste do estado do Tocantins, incluindo a região denominada de Bico do Papagaio. A Depressão do médio vale do rio Tocantins delimita-se, a oeste, com as serras e patamares do interflúvio Tocantins-Araguaia; a sul, com o Planalto dissecado do Tocantins e com os patamares do Jalapão; e, a sudeste, com as chapadas do alto rio Parnaíba (Figura 4.10). Em seu interior, estão inseridas as chapadas e mesetas de Estreito-Carolina. Por fim, a norte e a leste, este domínio estende-se, em larga escala, pelo estado do Maranhão.

Seu relevo é constituído por extensas superfícies aplainadas (**R3a2**), com esporádica ocorrência de morros-testemunho (**R3b**), incipientemente dissecadas por uma rede de drenagem de baixa densidade, todavia sem perder seu caráter aplainado. De forma frequente, ocorrem baixos platôs (**R2b1**) (Figura 4.11) e rebordos erosivos (**R4e**) ligeiramente ressaltados topograficamente. Em determinadas porções desse domínio geomorfológico, predominam terrenos modelados em morros baixos ou colinas com grau variável de dissecção (**R4a1** e **R4a2**). A planície aluvial do rio Tocantins ocorre de forma descontínua ao longo de seu fundo de vale. Num dos estrangulamentos rochosos, inclusive, foi construída a UHE de Estreito, sobre rochas vulcânicas da formação Mosquito. Entretanto, essa planície torna-se bem mais larga em seu baixo curso, próximo à confluência do rio Araguaia, a jusante da cidade de Imperatriz (DANTAS et al., 2013).

Este conjunto de formas de relevo resulta do arrasamento generalizado do substrato geológico de uma sequência vulcanossedimentar praticamente completa de idade devoniano-cretácica da bacia sedimentar do Parnaíba, que compreende desde os siltitos e folhelhos das formações Pimenteiras, Cabeças e Longá, até os arenitos e argilitos das formações Corda e Itapeturu; e os derrames basálticos da formação Mosquito. Por fim, sobre todo este conjunto de litologias, desenvolveu-se um aplainamento generalizado do relevo e um evento de laterização durante o Neógeno, que gerou perfis lateríticos imaturos.

Em decorrência da grande variabilidade geológica e biogeográfica registrada na Depressão do médio vale do rio Tocantins, observa-se uma profusão de tipos de solos desenvolvidos na região. De forma geral, podemos subdividir esta vasta superfície em dois domínios morfo-pedológicos principais:

a) Região do Bico do Papagaio, a norte da cidade de Araguaína, onde predominam solos profundos e lixiviados, devido a forte atuação do intemperismo químico em clima subequatorial úmido a subúmido, revestidos tanto pela Floresta Amazônica, quanto por mata de cocais, com predomínio do babaçu (*Attalea speciosa*), ou por florestas estacionais (IBGE, 2007c) (Figura 4.12). Predominam nas áreas mais planas os Latossolos Vermelho-Amarelos e Amarelos, Distróficos, em alguns casos associados a Neossolos Quartzarênicos Órticos, cuja ocorrência está em geral relacionada ao afloramento de arenitos eólicos de

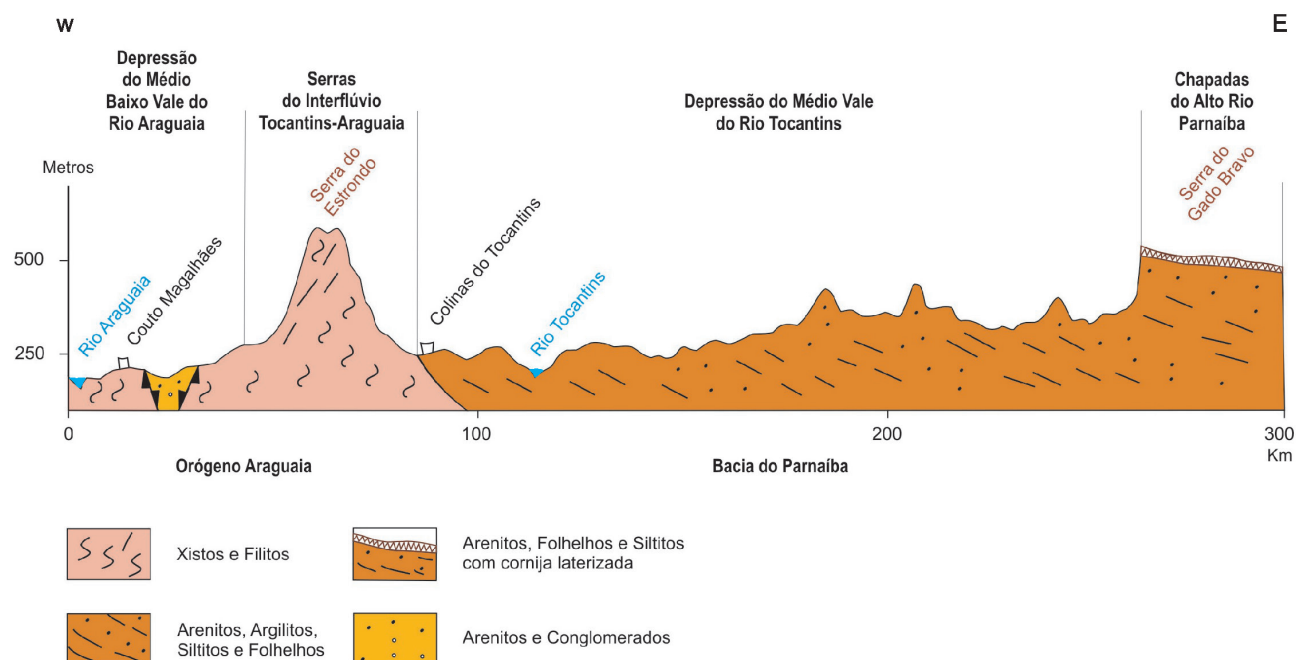


Figura 4.10 - Perfil geológico-geomorfológico de direção W-E, atravessando o centro-norte do estado do Tocantins entre a cidade/localidade de Couto de Magalhães, no vale do rio Araguaia e as chapadas do alto Parnaíba.

Fonte: Marcelo Eduardo Dantas & Maurício Gomes Rocha, 2018.

idade triássica da Formação Sambaíba. Ocorrem também Argissolos Vermelho-Amarelos Distróficos, que em algumas áreas apresentam horizonte superficial mais espesso e escuro (A proeminente) ou ocorrência de plintita (plintosólicos), além de Plintossolos Háplicos, situados em áreas de níveis altimétricos mais baixos, marginais às planícies fluviais dos rios Tocantins e Araguaia, e ainda Neossolos Litólicos, estes em terrenos mais declivosos na borda de relevos residuais e em alguns vales mais encaixados. Destaca-se ainda a ocorrência de Latossolos Vermelhos Distróficos e Nitossolos Vermelhos Distróficos ou Eutróficos, ambos de textura argilosa, que estão associados ao intemperismo dos basaltos de idade jurotriássica da Formação Mosquito. Por fim, ressaltam-se manchas de solos de boa fertilidade natural associado à presença de argilas ativas, que contribuem para a retenção de nutrientes, como os Luvisolos Háplicos e Chernossolos Argilúvicos, em meio a um amplo domínio de solos de baixa fertilidade natural (IBGE, 2007b, 2012, 2014a).

b) A sul de Araguaína este domínio apresenta solos pobres em nutrientes, em grande parte arenosos e fortemente laterizados, em clima estacional seco-úmido, típico dos cerrados. Destaca-se, neste contexto, a expressiva ocorrência de Plintossolos Pétricos Concrecionários, que se caracterizam por apresentar grande quantidade, mais de 50% em volume, de concreções ferruginosas (petroplintita) do tamanho de calhaus ou cascalhos (diâmetro >2 mm) em sua constituição, material este que por sua maior resistência à remoção pelos processos erosivos atua como fator a retardar o avanço da erosão geológica remonstante. Por essa razão, esses solos tendem a sobressair na paisagem, muitas vezes delineando pequenas quebras de

relevo nos limites dos topos com as partes superiores das encostas dos vales que dissecam a paisagem. A ocorrência generalizada desses Plintossolos sugere um ambiente pretérito de restrição de drenagem e alternância de condições redutoras e oxidantes que resultou na concentração diferencial de óxidos de ferro e a formação de horizontes plínticos em grandes extensões, a exemplo do que ocorre atualmente em algumas planícies e fundos de vale, de cujo endurecimento irreversível por dessecação posterior, condicionado a um rebaixamento do nível de base em escala regional, teve origem o material concrecionário atual. Igualmente abundantes são os Neossolos Quartzarênicos Órticos, predominantes nas áreas mais amplas, de conformação suave e extensos interflúvios, como nos topos dos baixos platôs (**R2b1**) que sobressaem levemente do nível de aplainamento geral. Com frequência ocorrem associados a Latossolos Amarelos de textura média, que se distribuem por toda a área, em geral em topografia plana a suave ondulada (< 8% de declive). A ocorrência de Latossolos Vermelho-Amarelos é bem menos expressiva; destaca-se, todavia a sul, à margem esquerda do rio do Sono, próximo à confluência com o rio Tocantins, a dominância de Latossolos Vermelhos, de textura argilosa ou muito argilosa, desenvolvidos sobre espessas coberturas detríticas nos topos de baixos planaltos (**R2b3**), em relevo plano de grande extensão, que apresentam condições favoráveis à agricultura intensiva. Ocorrem, subordinadamente, Argissolos Vermelho-Amarelos e Plintossolos Háplicos, ambos quase sempre de caráter distrófico, assim como Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos, estes em geral relacionados a áreas mais declivosas, nas encostas de vales (IBGE, 2007b, 2012, 2014a, 2014b).



Figura 4.11 - Relevo de baixos platôs ligeiramente mais elevados que as superfícies aplainadas circunjacentes, recobertos por solos profundos e bem drenados, por vezes concrecionários. Estes terrenos encontram-se sulcados por uma rede de drenagem de baixa densidade. Rodovia TO-432, entre as cidades de Colinas do Tocantins e Tupiratins. Fotografia: Juliana Maceira Moraes, 2011.



Figura 4.12 - Superfície de aplainamento com ocorrência de baixos platôs residuais (sobressaindo ao fundo) sustentados por crostas lateríticas. Paisagem revestida por mata de babaçus em condição climática úmida, típica do norte do estado, em transição entre os biomas do Cerrado e da Floresta Amazônica. Rodovia TO-201, nas imediações da cidade de Buriti do Tocantins. Fotografia: Juliana Maceira Moraes, 2011.

Em campo, observou-se uma expressiva área embasada por siltitos e folhelhos das formações Poti e Piauí, ambas de idade carbonífera, que exibem processos de erosão laminar acelerada, sulcos e ravinamentos de tal relevância que provocaram a remoção da vegetação original e a perda da camada superficial do solo (Figuras 4.13 e 4.14). O cenário resultante de tal dinâmica geomorfológica é uma paisagem típica de um estágio inicial de desertificação, com uma profusão de solos decapitados e pedregosos, selados pela ação da chuva e submetidos a uma intensa ação erosiva impetrada pelo escoamento superficial. Este fenômeno de degradação ambiental decorre do desmatamento generalizado do cerrado nativo sobre terrenos muito frágeis, referentes a Plintossolos Pétricos Concrecionários e Cambissolos Háplicos Tb Distróficos embasados por rochas pelíticas.

Ressalta-se, por fim, a ocorrência muito restrita de antigos depósitos eólicos de presumível idade pleistocênica. As dunas fixas (**R1f**) atestam a vigência de paleoclimas pretéritos mais secos ao longo do Quaternário em toda a região (Figura 4.15).



Figuras 4.13 e 4.14 - Processos de erosão laminar acelerada e ravinamentos promovendo a remoção do cerrado nativo e evidenciando fenômeno de degradação ambiental sobre as superfícies aplainadas em área de solos concrecionários. Rodovia TO-030, entre as cidades de Novo Acordo e São Félix do Tocantins. Fotografias: Edgar Shinzato, 2015.

Ressalta-se ainda o registro de um notável geossítio descrito pelo SIGEP (DIAS-BRITO et al, 2009), associado aos famosos troncos fósseis espalhados nos sedimentos da Formação Pedra de Fogo, na bacia sedimentar do Parnaíba, especialmente na região de Bielândia, distrito de Filadélfia. Vulgarmente eles são conhecidos como *psaronius*, representados por pedaços de troncos e galhos, por vezes quase que inteiros, completos, métricos, silicificados por quartzo, que surpreendem até os mais calejados paleontólogos (MARTINS et al., 2010).

Historicamente, o vale do rio Tocantins representou um corredor de comunicação entre o Centro-Oeste e o Norte do Brasil, vocação esta impulsionada na década de 1960, com a construção da rodovia Belém-Brasília (BR-153). Com a consolidação deste corredor viário, foi desencadeado nas últimas décadas um vertiginoso processo de desmatamento da vegetação original associado ao avanço da extração madeireira e da fronteira agropecuária na região. O desenvolvimento econômico calcado nas atividades agropecuárias foi significativo, projetando a cidade de Araguaína como um importante polo regional, sendo alçada à condição de segunda cidade mais importante do estado.

Este domínio é atravessado, de norte a sul, pela rodovia BR-153 (Belém-Brasília). As principais cidades situadas na Depressão do médio vale do rio Tocantins são: Araguaína, Lajeado, Miracema do Tocantins, Miranorte, Rio Sono, Pedro Afonso, Guaraí, Colinas do Tocantins, Itapiratins, Nova Olinda, Goiatins, Filadélfia, Babaçulândia, Aguiarnópolis, Tocantinópolis, Itaguatins, Wanderlândia, Piraquê, Axixá do Tocantins, Augustinópolis, Sampaio e São Salvador do Tocantins.



Figura 4.15 - Dunas fixas constituídas por areias quartzosas inconsolidadas e oxidadas (Neossolos Quartzarênicos Órticos), apresentando coloração amarelado-clara. Este depósito encontra-se escavado pela rodovia TO-010, entre as cidades de Lajeado e Miracema do Tocantins. Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas, 2015.

Chapadas e Mesetas de Estreito-Carolina

As Chapadas e Mesetas de Estreito-Carolina (denominação extraída de DANTAS et al., 2013) consistem numa antiga superfície planáltica francamente dissecada e submetida a processos de pediplanação, resultando num cenário de uma sucessão de planaltos, mesas e mesetas (**R2b3**), entremeadas por vales encaixados (**R4f**) e algumas colinas amplas (**R4a1**) e baixos platôs (**R2b1**) em meio a vastas superfícies de aplainamento (**R3a2**) desenvolvidas por intermédio do recuo lateral dos rebordos erosivos situados nos limites e no interior desse planalto dissecado. Este domínio geomorfológico, pontilhado por *inselbergs*, encontra-se quase que exclusivamente revestido por vegetação de cerrado (IBGE, 2007c) e também representa um divisor de drenagem secundário entre as bacias hidrográficas dos rios Tocantins e Araguaia, onde se confrontam as nascentes de pequenos tributários do Tocantins. O topo da superfície planáltica está alçado a cotas que variam entre 300 e 450 metros de altitude, enquanto que as superfícies pediplanadas circunjacentes da Depressão do médio vale do rio Tocantins estão posicionadas em cotas em torno de 180 a 250 metros de altitude. Assim sendo, no estado do Tocantins, este domínio geomorfológico não apresenta elevações tão expressivas quanto no Maranhão. As vertentes declivosas dos rebordos erosivos delineiam o limite entre o piso das superfícies aplainadas e o topo do planalto, apresentando amplitudes de relevo modestas que variam entre 100 e 200 metros de desnivelamento.

Esta típica modelagem da paisagem em planaltos, rebordos erosivos e superfícies pediplanadas resulta de intrincado processo de esculturação do relevo condicionado por planos de fraturas ou falhas, ressaltados por lineamentos de direção E-W impressos na rede de drenagem, com destaque para a direção assumida pelos ribeirões Taboca, Brejão e Campo Alegre, todos pequenos afluentes do rio Tocantins. Este domínio geomorfológico abrange uma sequência vulcanossedimentar da bacia gondwânica do Parnaíba, composta por arenitos ortoquartzíticos de origem eólica e idade triássica da Formação Sambaíba, por derrames basálticos de idade jurotriássica da Formação Mosquito e por arenitos flúvio-eólicos de idade jurocretácica da Formação Corda. Frequentemente, sobre os topos planos do planalto assentam-se coberturas detríticas de idade neógena. As cornijas que encimam e sustentam o topo do planalto são constituídas tanto por quartzito-arenitos endurecidos, ou mesmo silicificados, ou por rochas de derrames basálticos.

Sobre os topos dessas superfícies planálticas e nas colinas amplas em nível topográfico um pouco mais baixo desenvolvem-se solos muito pobres, profundos e fortemente drenados, tais como os Neossolos Quartzarênicos Órticos e Latossolos Amarelos e Vermelho-Amarelos Distróficos de textura média, relacionados aos arenitos das formações Sambaíba e Corda e às coberturas neógenas, que embora em relevo suave podem apresentar alta suscetibilidade à erosão se expostos a fluxo de água concentrado (Figura 4.16).



Figura 4.16 - Voçoroca gerada sobre solos muito friáveis e erodíveis (Neossolos Quartzarênicos), oriundos da intemperização dos arenitos de origem eólica da Formação Sambaíba. Rodovia TO-210, entre as cidades de Ananás e Angico. Fotografia: Juliana Maceira Moraes, 2011.

E sob a influência dos basaltos da Formação Mosquito ocorrem solos de cores avermelhadas e textura argilosa (Figura 4.17), em geral de boa fertilidade natural, como os Nitossolos Vermelhos Distróficos ou Eutróficos, relacionados preferencialmente às partes mais encaixadas dos vales que dissecam a paisagem, em relevo suave ondulado ou ondulado, enquanto os Latossolos Vermelhos Distróficos, de maior expressão geográfica, ocorrem em cotas mais altas das amplas encostas de relevo suave; registra-se ainda, nas proximidades da cidade de Angico, a presença de Chernossolos Argilúvicos, caracterizados por sua fertilidade natural muito elevada conjugada à alta atividade da fração argila, e por apresentarem horizonte superficial do tipo A chernozêmico. Solos rasos e de alta erodibilidade, tais como os Neossolos Litólicos, ocupam as encostas mais íngremes dos rebordos erosivos, com ocorrência também de Argissolos Vermelho-Amarelos. Nas superfícies pediplanadas circunjacentes, posicionadas em cotas mais baixas, predominam solos muito pobres, arenosos ou lateríticos, tais como os Neossolos Quartzarênicos Órticos, Plintossolos Háplicos e Plintossolos Pétricos Concrecionários (IBGE, 2007b, 2012, 2014a).

Este domínio encontra-se atravessado pela BR-226, em sua parte central, e pela rodovia TO-134, que liga a localidade de Darcilândia e a cidade de Angico, situadas em sua porção norte. As cidades de Wanderlândia e Babaçulândia situam-se no seu entorno, já no domínio da Depressão do médio vale do rio Tocantins.



Figura 4.17 - Corte de estrada em de solo profundo, argiloso, de coloração e estrutura bastante homogêneas e boa fertilidade natural, derivado da decomposição química de basaltos da Formação Mosquito. Rodovia TO-134, entre as cidades de Luzinópolis e Angico. Fotografia: Juliana Maceira Moraes, 2011.

Depressão do Baixo-Médio Vale do rio Araguaia

A Depressão do baixo-médio vale do rio Araguaia foi caracterizada pelo IBGE (1993) e estende-se por uma comprida faixa de direção norte-sul que abrange extensas áreas da porção ocidental do estado do Tocantins. Neste trabalho, compreende também a Depressão de Cristalândia, individualizada também pelo IBGE (2007a).

Este domínio delimita-se, a leste, com as serras e patamares do interflúvio Tocantins-Araguaia ou com a Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins; e, a sudoeste, com a bacia sedimentar quaternária da Ilha do Bananal (Figura 4.18). A oeste, além da planície fluvial do rio Araguaia, este domínio estende-se, em larga escala, pelo estado do Pará (DANTAS & TEIXEIRA, 2011).

Seu relevo consiste de uma superfície aplainada bem elaborada, com desenvolvimento de uma superfície aplainada de grande extensão (**R3a1** e **R3a2**) (Figura 4.19) ou levemente dissecada em colinas muito amplas e suaves (**R4a1**) (Figura 20). As planícies aluviais do rio Araguaia, embutidas neste domínio geomorfológico, ocorrem de forma descontínua ao longo de seu fundo de vale. Todavia essas planícies são mais expressivas em seu médio curso, a montante da cidade de Araguacema.

Esta vasta superfície de aplainamento resulta do arrasamento generalizado do substrato geológico da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia. Ressaltam-se, neste contexto, rochas de baixo a médio grau metamórfico de idade neoproterozoica, constituídas por clorita xistos, filitos, ardósias e muscovita-biotita xistos das formações Couto Magalhães, Pequizeiro e Xambioá, além de conglomerados basais e quartzitos da Formação Morro do Campo. Essas litologias, pouco resistentes ao intemperismo e à erosão, com exceção das rochas da Formação Morro do Campo correspondem, em geral, às vastas superfícies aplainadas observadas na região. Destaca-se também a existência localizada de um *greenstone belt* de idade arqueana, composto por xistos e rochas ultramáficas do Grupo Rio do Coco;

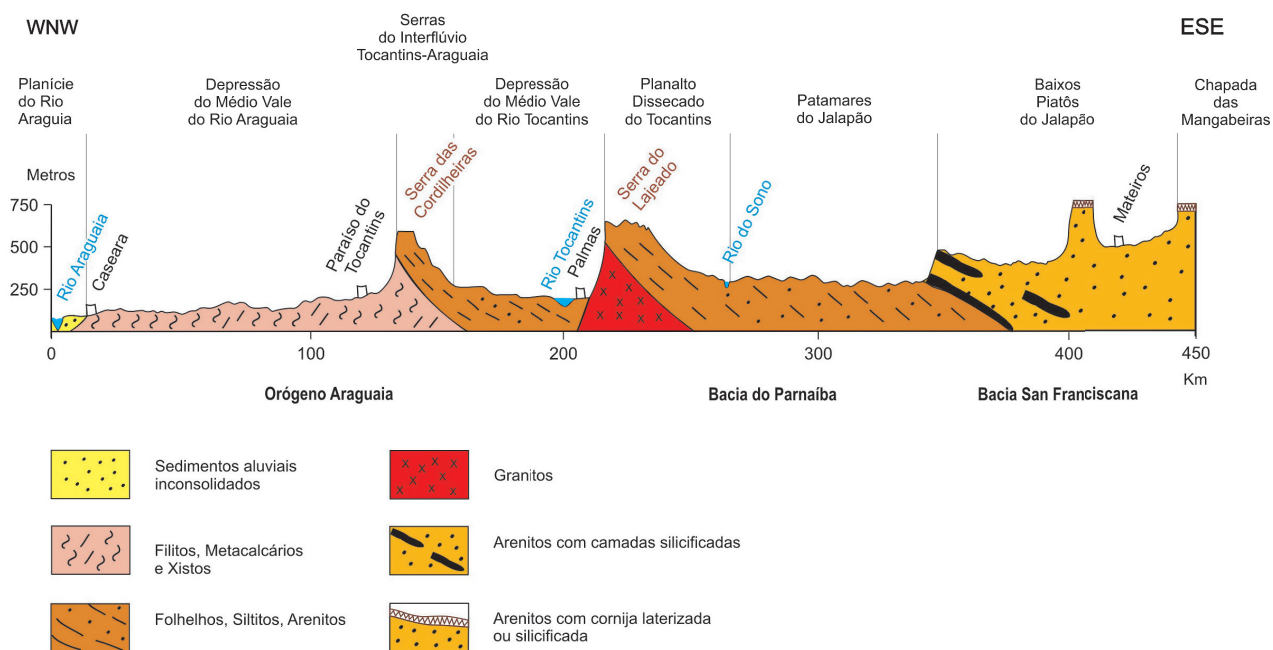


Figura 4.18 - Perfil geológico-geomorfológico de direção WNW-ESE, atravessando a porção central do estado do Tocantins, entre as cidades de Caseara, no vale do rio Araguaia, e Mateiros, situada nos baixos platôs do Jalapão.

Fonte: Marcelo Eduardo Dantas & Maurício Gomes Rocha, 2018.

a ocorrência episódica de serpentinitos, xistos e gabros do complexo máfico-ultramáfico das unidades Quatipuru e Serra do Tapa, assim como um extenso gráben cretácico de direção N-S preenchido por arenitos e conglomerados da Formação Rio das Barreiras (Figura 4.10). Este gráben, situado no noroeste do estado, se instala de forma irregular em meio à faixa móvel Paraguai-Araguaia, apresenta extensão de 170 quilômetros e largura máxima de 40 quilômetros, afinando-se em direção sul (IBGE, 2007d). Coberturas detrito-lateríticas de idade neógena se espalham por diversas áreas das superfícies pediplanadas.



Figura 4.19 - Superfície aplainada levemente reafeiçoada, modelada em arenitos da bacia em rift Água Bonita, de idade siluro-devoniana e associada a uma antiga zona de distensão do lineamento Transbrasiliano. Rodovia TO-373, entre as cidades de Araguaçu e Alvorada. Fotografia: Mauricio Gomes Rocha, 2015.



Figura 4.20 - Superfície aplainada desfeita em um relevo de colinas muito amplas e suaves, modeladas em xistos do Grupo Xambioá. Rodovia TO-374, entre as cidades de Gurupi e Duerê. Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.

Estes terrenos aplainados ou de colinas ? suaves apresentam cotas que variam entre 130 e 300 metros, gradualmente decrescentes de sul para norte, seguindo, em linhas gerais, o curso do vale do rio Araguaia.

Valente & Latrubesse (2011) caracterizam o estágio avançado de desenvolvimento desta superfície aplainada e ressaltam que a ilha do Bananal situa-se numa zona de fraqueza crustal ao longo do megalineamento Transbrasiliano que atravessa, transversalmente (numa direção SW-NE), boa parte do território brasileiro. Observa-se que este domínio geomorfológico posiciona-se em cotas ligeiramente mais elevadas que as verificadas na bacia sedimentar da Ilha do Bananal. Assim sendo, tal fato ajuda a explicar o sutil reafeiçoamento moderno desta superfície, em ajuste a um nível de base subsidente do rio Araguaia, na bacia da Ilha do Bananal.

Ressalta-se ainda nesse domínio o desenvolvimento de feições cársticas, tais como dolinas e morrotes residuais, associados ao afloramento de rochas calcárias da Formação Couto Magalhães (Figura 4.21). As maiores depressões fechadas em meio a esta plataforma carbonática desenvolvem extensas lagoas, cujos espelhos d'água estão condicionados pela variação sazonal do nível freático (vide lagoas da Confusão e da Trindade, dentre as principais) (Figura 4.22). As depressões menores são colonizadas por uma vegetação peculiar de porte florestal em meio ao ambiente gramíneo, sendo denominada de *ipuca* (MARTINS et al., 2002; MARTINS et al., 2006). As ipucas constituem, portanto, enclaves florestais que ocupam o interior de pequenas dolinas, e frequentemente apresentam um condicionamento estrutural, onde os eixos de dolinas e uvalas seguem direções da rede de diáclases e fraturas (NASCIMENTO & MORAIS, 2012).

As ipucas são fragmentos florestais circulares, de tamanho variando, na sua maioria de alguns hectares, mas ocorrendo em áreas de centenas de hectares (MARTINS et al., 2002). Trata-se de uma floresta estacional semidecidual aluvial, sendo frequente a ocorrência do Landi (*Calophyllum brasiliense*) em algumas áreas ocorre o predomínio da pimenteira (*Licania parviflora*) (MARTINS et al., 2002; MARIMOM e LIMA, 2001). O acúmulo de matéria orgânica no ecossistema de ipucas resulta em ambiente ácidos e pobres em nutrientes, com predomínio de Gleissolos Melânicos nas áreas centrais podendo ocorrer horizontes plínticos em subsuperfície (MARTINS et al., 2006) As ipucas são elementos importantes na ecologia e ciclo hidrológico da região, uma vez que no período de cheias estabelecem a ligação entre os vários rios, córregos e lagoas. Por serem áreas endêmicas e frágeis, as ipucas devem ser consideradas áreas de conservação e preservação.

A Depressão do baixo-médio vale do rio Araguaia, a jusante da ilha do Bananal, notadamente entre as cidades de Caseara e Conceição do Araguaia, no Pará, apresenta vastas extensões de terrenos planos com solos profundos

e bem drenados, adequados para a agricultura mecanizada (Figura 4.23). Latrubesse & Stevaux (2006) ressaltam o recente e acelerado avanço da fronteira agrícola em direção ao baixo-médio vale do rio Araguaia, alertando para os sérios impactos ambientais decorrentes tanto da supressão, em larga escala, do cerrado nativo, quanto das alterações da dinâmica fluvial e do assoreamento do rio Araguaia. Deste modo, o vale do Araguaia, assim como o sudeste do Pará, está integrado à franja pioneira do desmatamento denominado “Arco do Desflorestamento”.



Figura 4.21 - Morrotes residuais constituídos de metacalcários da Formação Couto Magalhães, com lavra de exploração para suprimento de insumos para o florescente polo agrícola local. Ressalta-se a ocorrência de solos rasos, de boa fertilidade natural e baixa capacidade de armazenamento de água (Chernossolos Rêndzicos), revestidos por mata seca (floresta estacional decídua). Rodovia TO-374, unto às cercanias da cidade de Lagoa da Confusão. Fotografia Marcelly Ferreira Machado, 2015.



Figura 4.22 - Lagoa da Confusão. Inusitado “lago cárstico”, com grande potencial turístico, resultante da formação de uma dolina, posteriormente inundado pelo lençol freático. Foto: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.



Figura 4.23 - Frente de expansão agrícola alcança os terrenos aplainados, sustentados por rochas metapelíticas da Formação Couto Magalhães, com ocorrência de Latossolos Vermelhos Distróficos, profundos e bem drenados. Rodovia TO-080, entre as cidades de Caseara e Marianópolis do Tocantins. Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas, 2015.

Na Depressão do baixo-médio vale do rio Araguaia, a norte da cidade de Juarina, ocorre a Floresta Amazônica em sua franja sul-oriental. O centro-sul deste domínio, a partir da cidade de Couto de Magalhães, é ocupado pelos cerrados. Entretanto, as áreas foram desmatadas e são ocupadas por atividades agropecuárias (IBGE, 2007c).

Sobre a porção norte da Depressão do baixo-médio vale do rio Araguaia com clima úmido e revestido por floresta, situado entre as cidades de Xambioá e Juarina, desenvolvem-se solos bem drenados e de baixa fertilidade natural, por vezes com ocorrência de horizontes plínticos, predominando os Argissolos Vermelho-Amarelos. Ocorrem, de forma subordinada, Latossolos Vermelho-Amarelos e Amarelos, além de Argissolos Amarelos, estes relacionados aos arenitos do gráben Rio das Barreiras; e nas áreas mais dissecadas ou declivosas do relevo ocorrem os Neossolos Litólicos, Distróficos ou mesmo Eutróficos (sobre algumas das esparsas ocorrências de rochas ultramáficas na região), ou ainda Cambissolos Háplicos. A porção centro-sul da Depressão do baixo-médio vale do rio Araguaia, com clima semiúmido e revestido por cerrado, a sul da cidade de Couto de Magalhães, apresenta grande abundância de solos pedregosos e extensamente laterizados. Esta área representa o domínio absoluto dos Plintossolos Pétricos Concrecionários. Subordinadamente, ocorrem Latossolos Vermelho-Amarelos, em geral dominantes em áreas de interflúvios mais amplos, em relevo plano e suave ondulado, seguidos dos Argissolos Vermelho-Amarelos, ambos Distróficos e apresentando cascalhos de concreções ferruginosas (petroplínticos); em proporção inferior encontram-se Neossolos Quartzarênicos Órticos e Cambissolos Háplicos Distróficos, além de algumas áreas deprimidas com Neossolos Quartzarênicos Hidromórficos (IBGE, 2007b).

De forma localizada ocorrem também solos de melhor fertilidade natural, alguns com expressiva quantidade de argilas expansivas (Cambissolos Háplicos Ta Eutróficos), associados à decomposição das rochas carbonáticas da Formação Couto Magalhães.

As principais cidades que se situam neste domínio geomorfológico são Araguaçu, Formoso do Araguaia, Duerê, Lagoa da Confusão, Cristalândia, Pium, Divinópolis do Tocantins, Marianópolis do Tocantins, Goianorte, Casara, Araguacema, Couto de Magalhães, Juarina, Bernardo Sayão, Arapoema, Pau d'Arco, Araganã e Xambioá.

Planície do Rio Araguaia / Ilha do Bananal

No médio vale do rio Araguaia destaca-se uma grande bacia sedimentar quaternária – a bacia do Bananal –, que consiste na mais extensa área deposicional intracratônica moderna do Brasil Central, inserida numa faixa de transição entre os biomas do Cerrado e da Floresta Amazônica (VALENTE & LATRUBESSE, 2011). A Planície do Rio Araguaia/ Ilha do Bananal foi formalmente caracterizada pelo IBGE (1993) e estende-se por uma comprida faixa de direção SSW-NNE que abrange extensas zonas alagadas no sudoeste do estado do Tocantins.

A denominada Ilha do Bananal situa-se no estado do Tocantins, mas sua bacia sedimentar estende-se, a oeste e a sul, para os estados de Mato Grosso e Goiás. Esta bacia sedimentar é preenchida por sedimentos fluviais de idade pleistocênica da Formação Araguaia (BARBOSA et al., 1966; LATRUBESSE et al., 2009), muitos dos quais posicionados como terraços fluviais (**R1b1**) e, posteriormente, por uma disseminada sedimentação fluvial holocênica que originou uma vasta planície de inundação (**R1a**) (Figuras 4.24 e 4.25) e a maior ilha fluvial do mundo, com mais de 20.000 km².

Este domínio delimita-se, a leste, com a Depressão do baixo-médio vale do rio Araguaia; e, a sul e a oeste, estende-se para os estados de Goiás e Mato Grosso, respectivamente. A bacia sedimentar quaternária da Ilha do Bananal consiste na principal zona deposicional ativa no Tocantins. É por sua vez drenada por tributários do rio Araguaia (rios do Coco, Riozinho, Urubu, Duerê, Formoso, Xavante e Água Fria), em cujas margens ocorrem planícies fluviais constituídas por sedimentos recentes que se ampliam na medida em que se aproximam da extensa bacia sedimentar da Ilha do Bananal. Esta vasta zona deposicional apresenta cotas baixas que variam entre 170 e 220 metros, embutidas em altitudes ligeiramente mais baixas do que as das superfícies circunjacentes (Figura 4.26), sendo que a grande planície apresenta altitudes gradualmente decrescentes de sul para norte, seguindo, em linhas gerais, o curso do vale do rio Araguaia.

Valente & Latrubesse (2011) caracterizam o padrão sedimentar da ilha do Bananal como um sistema agradacional avulsivo, associado a um padrão de canal *anabranching* (LATRUBESSE, 2008). Valente & Latrubesse (op. cit.) e Valente et al. (2013) demonstram, inclusive, que a própria

ilha do Bananal foi gerada por um processo de avulsão do rio Araguaia. Nesse contexto, o “rio” Javaés não constitui um paraná, mas um braço abandonado do rio Araguaia. Em concordância com esta teoria, o alto curso do rio Javaés, a montante de sua confluência com o rio Formoso, fica praticamente seco durante o período de estiagem devido à vazante do rio Araguaia e ao rebaixamento do nível freático regional.

Assim como o Pantanal, a bacia sedimentar da Ilha do Bananal representa um sub-bioma peculiar do cerrado brasileiro que reserva uma extraordinária biodiversidade, específica das terras úmidas das savanas tropicais. A ilha do Bananal caracteriza-se por vastos terrenos sazonalmente inundáveis no período úmido (verão), em associação com as cheias do rio Araguaia e a consequente elevação do nível freático regional (VALENTE et al., 2013).



Figuras 4.24 e 4.25 - Vasta planície aluvial do rio Urubu, subafluente do rio Javaés, no limite leste da bacia sedimentar da Ilha do Bananal. Plantio de soja em pleno período de estiagem, em terrenos planos com lençol freático subafiorante. Predomínio de Gleissolos Háplicos Distróficos. Rodovia TO-374, entre as cidades de Duerê e Lagoa da Confusão. Fotografias: Marcelo Eduardo Dantas, 2015.

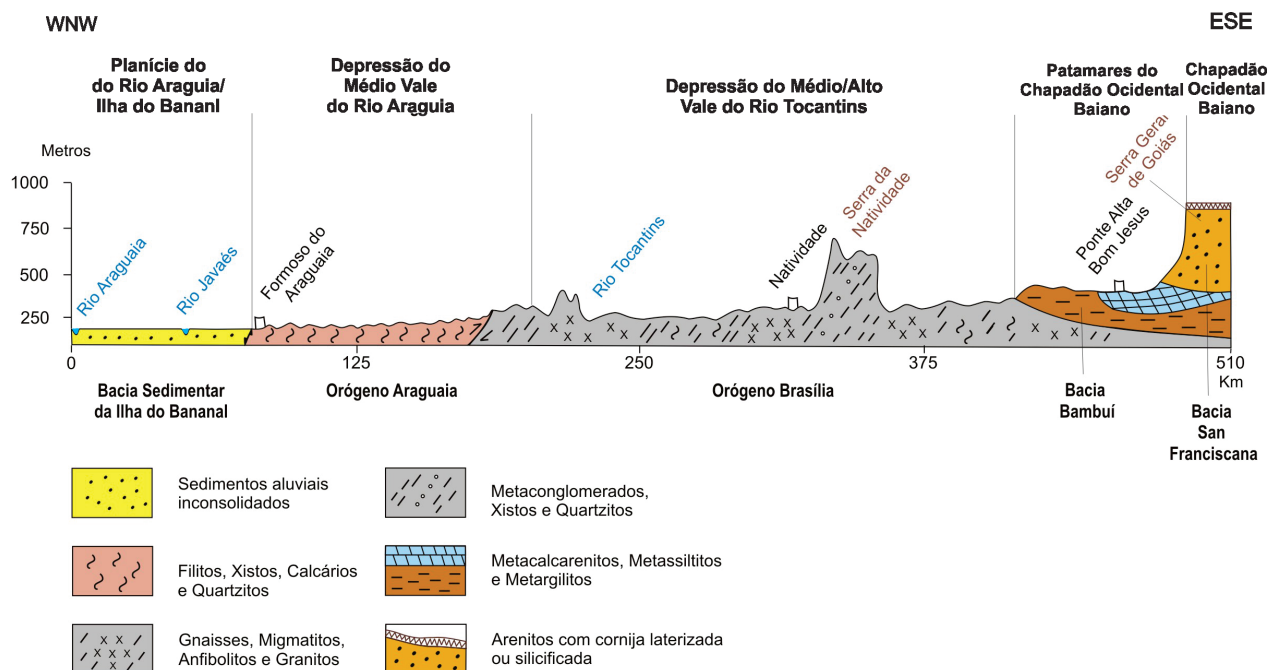


Figura 4.26 - Perfil geológico-geomorfológico de direção W-E, atravessando o centro-sul do estado do Tocantins, entre a ilha do Bananal, no vale do rio Araguaia, e o Chapadão Ocidental Baiano. Fonte: Marcelo Eduardo Dantas & Maurício Gomes Rocha, 2018.

Neste peculiar ambiente, dominam os solos hidromórficos ou imperfeitamente drenados e fortemente laterizados, invariavelmente de baixa fertilidade natural. Trata-se do domínio dos Plintossolos Háplicos e dos Plintossolos Argilúvicos, estes predominantes na porção oeste, em geral associados com Planossolos Háplicos, cuja característica de mudança textural abrupta, com o aumento brusco do conteúdo de argila no horizonte B, característica também bastante comum nos Plintossolos Argilúvicos abruptos desta região, reflete o processo pedogenético de destruição e translocação da fração argila dos horizontes superiores do solo seguido de acúmulo em subsuperfície, processo denominado argiluviação. Nestes Plintossolos ocorre de forma associada a alternância de condições de redução e oxidação, essencial à formação de plintitas (plintitização). Subordinadamente, em áreas mais baixas ocorrem solos mal drenados, como Gleissolos, enquanto nas porções um pouco mais altas, em muitos casos correspondentes aos terraços da ilha do Bananal, sob vegetação de porte florestal, ocorrem solos de drenagem moderada, tais como Latossolos Amarelos Distróficos plínticos e Argissolos Amarelos Distróficos plínticos. E nas várzeas situadas ao longo dos fundos de vales dos rios Araguaia e Javaés e de toda a densa rede de tributários, predominam os Gleissolos Háplicos Distróficos e, subordinadamente, Neossolos Flúvicos Distróficos. A condição especial que caracteriza o ambiente dessa extensa planície, relacionada sobretudo ao alagamento sazonal, inviabiliza a constituição de aglomerados urbanos, todos periféricos, ao mesmo tempo em que sua importância ecológica é reconhecida desde 1959, a

partir da demarcação do Parque Nacional do Araguaia, que abrange boa parte da sua porção ocidental, considerado pela Unesco como Reserva da Biosfera.

Serras e Patamares do Interflúvio Tocantins-Araguaia

As Serras e Patamares do Interflúvio Tocantins-Araguaia, termo cunhado pelo IBGE (1993), compreende um conjunto de elevações dispostas em alinhamentos serranos, morros alinhados, escarpas e planaltos residuais, que abrangem as denominadas Serras do Estrondo, das Cordilheiras, da Malhada Alta e do Roncador. Este conjunto de serras perfaz um extenso divisor entre as bacias dos rios Tocantins e Araguaia, e estende-se por mais de 500 quilômetros numa comprida faixa de direção norte-sul ao longo do centro-norte do estado do Tocantins (MAMEDE et al., 1981a). Entretanto, este conjunto de elevações exibe um intenso desgaste erosivo e denudacional e apresenta-se de forma descontínua, interpenetrado pelas superfícies de aplainamento circundantes (Figura 4.27). Desse modo, os divisores entre as bacias dos dois grandes rios estão, em muitas áreas, destruídos e arrasados ao nível dos pediplanos que dominam a paisagem regional. Este domínio encontra-se cercado e atacado pelas frentes erosivas das superfícies de aplainamento por todas as direções: delimita-se, a leste, com a Depressão do médio vale do rio Tocantins; a oeste, com a Depressão do baixo-médio vale do rio Araguaia; e, a sul, está circundada pela Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins.



Figura 4.27 - Extensa superfície de aplainamento da Depressão do baixo-médio vale do rio Araguaia, que trunca e subdivide o relevo planáltico da Serra das Cordilheiras, ao fundo. Rodovia TO-255, entre as cidades de Fátima e Porto Nacional. Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.

Com o intuito de melhor avaliar este extenso conjunto de terras elevadas que forjam uma espécie de “espinha dorsal” do estado do Tocantins, optou-se por analisá-lo em duas partes: primeiramente será avaliado o conjunto serrano formado pelas serras do Roncador, da Malhada Alta e das Cordilheiras; a seguir, será analisada a Serra do Estrondo. Curiosamente, as serras das Cordilheiras e do Estrondo são separadas pelo vale plano e aberto do ribeirão Santa Luzia, ajustado ao nível das superfícies aplainadas inferiores. Apenas em um trecho curto, este vale encontra-se estrangulado pelas vertentes escarpadas das serras supracitadas, formando um pequeno cânion. O vale do ribeirão Santa Luzia constitui um dos exemplos de descontinuidade deste domínio geomorfológico, resultante da coalescência dos pediplanos das depressões dos rios Tocantins e Araguaia.

As serras do Roncador, da Malhada Alta e das Cordilheiras correspondem à porção sul deste domínio geomorfológico e estão situadas próximo à margem esquerda do rio Tocantins, balizadas pelas cidades de Porto Nacional, Brejinho de Nazaré, Crixás do Tocantins e Santa Rita do Tocantins, a sul; e pelas cidades de Palmas, Paraíso do Tocantins e Monte Santo do Tocantins, a norte. Estas elevações constituem superfícies planálticas residuais (**R2b3**), ladeadas por curtas escarpas de borda de planalto (**R4d**), ou serras isoladas (**R4c**). A Serra do Roncador, no extremo sul desse domínio, próximo à cidade de Crixás do Tocantins, apresenta-se como um maciço isolado e mais elevado, com altitudes superiores a 700 metros. A Serra das Cordilheiras se apresenta como uma extensa cuesta festonada, cujo *front* está voltado para oeste, em direção às cidades de Fátima e Paraíso do Tocantins (Figura 4.28); e seu extenso e suave reverso está voltado para a calha do rio Tocantins (Figura 4.18).

Este conjunto de serras encontra-se fragmentado pelos ribeirões Conceição, do Carmo e dos Mangues, todos tributários do rio Tocantins, cujos vales encontram-se

ajustados ao nível de base das superfícies aplainadas circundantes. Os terrenos declivosos das serras e escarpas mantêm a vegetação nativa de cerrado, enquanto que os topos dos platôs apresentam vegetação rasteira de campo cerrado (IBGE, 2007c). Os topos dessa superfície planáltica fragmentada estão alçados em cotas que variam entre 450 e 650 metros de altitude, enquanto que as superfícies pediplanadas circunjacentes estão posicionadas em cotas em torno de 220 a 320 metros de altitude. As escarpas de borda de planalto constituem vertentes abruptas e delineiam o limite entre o piso das superfícies aplainadas e o topo do planalto, apresentando amplitudes de relevo modestas que variam entre 200 e 300 metros de desnivelamento.

A compartimentação geológico-geomorfológica desses terrenos configura-se do seguinte modo: o topo dos platôs encontra-se sustentado por folhelhos, siltitos e arenitos de idade siluro-devoniana das formações Pimenteiras e Serra Grande, que representam a porção basal da bacia sedimentar do Parnaíba. As escarpas e os pediplanos subjacentes, por sua vez, encontram-se esculpidos em um complexo conjunto litológico da porção norte da faixa móvel Brasília, composto por um embasamento de idade paleoproterozoica, constituído por ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues, granulitos da unidade Porto Nacional e metagabros e metanortositos da suíte Carreira Comprida; e por granitoides intrusivos de idade neoproterozoica, referentes aos metagranitos das unidades Matança, Lajeado e Santa Luzia e aos metaconglomerados da Formação Morro do Campo e xistos da Formação Xambioá, estes últimos associados à faixa móvel Paraguai-Araguaia.



Figura 4.28 - Vista geral das vertentes abruptas que delineiam o *front* escarpado da Serra das Cordilheiras, e dos topos planos do reverso da cuesta, adernados suavemente para leste. Limite geotectônico entre a bacia do Parnaíba, representada pelos folhelhos da Formação Pimenteiras no reverso da cuesta, e a faixa móvel Paraguai-Araguaia, representada pelos quartzitos e xistos da Formação Morro do Campo, no *front* da cuesta. Rodovia TO-374, nas imediações da cidade de Paraíso do Tocantins. Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas, 2015.

Sobre as superfícies planálticas ocorrem Cambissolos Háplicos petroplínticos, pouco profundos e dominantes nos trechos menos conservados dos topos e encostas adjacentes, e Latossolos Vermelhos e Vermelho-Amarelos, que são profundos e argilosos, nas áreas mais amplas de relevo plano ou suave ondulado. Em campo, observa-se que espessas crostas lateríticas resistentes à erosão sustentam os topos planos e retardam o processo de dismantelamento dos planaltos remanescentes. Correspondem a Plintossolos Pétricos Concrecionários, cuja gênese está relacionada a ambiente com restrições de drenagem no passado, condicionando a formação de plintita, que por dessecação posterior deu origem a petroplintita, presente em grande quantidade nesses solos, hoje em posição topográfica levemente destacada nos limites dos topos. Sobre as encostas íngremes das escarpas de borda de planalto, assim como na serra do Roncador, desenvolvem-se solos rasos ou pouco profundos e com alta suscetibilidade à erosão, tais como os Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos. Subordinadamente, ocorrem Argissolos Amarelos petroplínticos, além de algumas áreas com afloramentos de rocha (IBGE, 2007b, 2012).

Recentemente, os topos dos planaltos residuais e os reversos das *cuestas* vêm sendo desmatados para introdução de atividades agropecuárias. Destaca-se, nesse contexto, a Serra das Cordilheiras, atravessada pela rodovia TO-080, entre as cidades de Palmas e Paraíso do Tocantins.

Imediatamente a norte dessa rodovia estende-se a serra do Estrondo, desde as cidades de Monte Santo do Tocantins e Barrolândia, até a cidade de Xambioá, avançando, inclusive, pelo estado do Pará. Este conjunto de elevações demonstra uma clara direção N-S, separando as bacias hidrográficas dos rios Tocantins e Araguaia (Figura 4.10) e são constituídas por planaltos residuais (**R2b3**) ou baixos platôs (**R2b1**), frequentemente desfeitos num relevo de morros e serras baixas alinhadas (**R4b**).

A porção sul da Serra do Estrondo, entre as cidades de Barrolândia e Colméia, assume a conformação de uma grande *cuesta* com um front escarpado (**R4d**) voltado para oeste e um reverso suave voltado para leste, frequentemente dissecado em rebordos erosivos (**R4e**). Já a sua porção central, entre as cidades de Colméia e Bandeirantes do Tocantins, apresenta um estágio erosivo-denudacional mais avançado, onde se observa um relevo de morros dissecados (**R4b**) com a preservação de esparsos remanescentes do planalto original (**R2b3**) (Figura 4.29). Justamente em Bandeirantes do Tocantins desenvolve-se um extenso vão que secciona a Serra do Estrondo devido a outra coalescência entre os pediplanos das depressões dos rios Tocantins e Araguaia. Por fim, entre as cidades de Bandeirantes do Tocantins e Xambioá, a Serra do Estrondo apresenta um baixo planalto (**R2b1**), em parte fragmentado em morros (**R4b**) ou em colinas dissecadas (**R4a2**). Este conjunto de elevações, seccionado pelo rio Lontras, afluente do rio Araguaia, estende-se além de Xambioá rumo norte e atravessa o rio Araguaia adentrando o estado do Pará. Destacam-se, próximo a Xambioá, duas estruturas circulares de domos arrasados pela erosão, da Serra da Ametista.



Figura 4.29 - Aspecto do relevo da Serra do Estrondo, esculpida em morros dissecados com topos aplainados, denunciando uma pretérita superfície planáltica, atualmente desfeita em morros. Rodovia TO-336, entre as cidades de Guaraí e Colméia. Fotografia: Márcio Costa Abreu, 2015.

Praticamente toda a Serra do Estrondo encontra-se revestida por fragmentos de vegetação de cerrado em meio a áreas desmatadas, excetuando-se sua porção norte, nas proximidades de Xambioá, onde se observam remanescentes de uma floresta ombrófila aberta (IBGE, 2007c). De modo geral, a Serra do Estrondo, em toda a sua extensão não apresenta altitudes muito expressivas (Figura 4.10). Os topos dessa superfície planáltica fragmentada e os morros mais elevados atingem cotas que variam entre 400 e 700 metros de altitude, enquanto as superfícies pediplanadas circunjacentes estão posicionadas em cotas em torno de 140 a 260 metros de altitude.

A despeito da grande extensão norte-sul ocupada pela Serra do Estrondo, ela é constituída basicamente por duas províncias geológicas: a faixa móvel Paraguai-Araguaia e a bacia sedimentar do Parnaíba. Entretanto, devido à complexidade geológico-geomorfológica apresentada por esses terrenos profundamente desgastados pela erosão, optou-se por uma avaliação em dois segmentos:

O segmento meridional da Serra do Estrondo, situado entre as cidades de Barrolândia e Colméia apresenta uma compartimentação geológico-geomorfológica no qual os topos dos planaltos residuais estão sustentados por folhelhos, siltitos e arenitos de idade devoniana da Formação Pimenteiras. As escarpas e os morros dissecados, por sua vez, encontram-se esculpidos em xistos da Formação Xambioá ou em granitoides intrusivos da unidade Santa Luzia.

Já o segmento setentrional apresenta uma maior complexidade geológica: além dos baixos planaltos mantidos pelas rochas sedimentares da formação Pimenteiras, com desenvolvimento de crostas lateríticas, e o relevo dissecado de colinas e morros esculpidos em xistos da Formação Xambioá (Figura 4.30), ocorrem ainda os metaconglomerados da Formação Morro do Campo que mantém as elevações mais proeminentes (Figura 4.31).



Figura 4.30 - Relevo de morros altos da porção setentrional da Serra do Estrondo, modelado em xistos da Formação Xambioá. Rodovia BR-153, entre as cidades de Wanderlândia e Xambioá. Fotografia: Juliana Maceira Moraes, 2011.



Figura 4.31 - Visada panorâmica da Serra da Ametista, que consiste de uma crista anelar sustentada por rochas resistentes da Formação Morro do Campo (quartzitos e conglomerados), que demarca o limite externo de um domo arrasado de rochas arqueanas do Complexo Colméia. Rodovia TO-164, entre as cidades de Araguañã e Carmolândia. Fotografia: Juliana Maceira Moraes, 2011.

Afloram também, no núcleo de domos arrasados, rochas muito antigas do embasamento arqueano a paleoproterozoico, representadas por gnaisses, migmatitos e granitos do Complexo Colméia e da unidade Cantão e, por fim, intrusões de serpentinitos, xistos e gabros do complexo máfico-ultramáfico da unidade Quatipuru.

Sobre as superfícies planálticas de topografia suave desenvolvem-se solos profundos, argilosos, com frequência cascalhentos e laterizados: Latossolos Vermelho-Amarelos petroplínticos e, subordinadamente, Latossolos Vermelhos, ambos de caráter distrófico. Já no relevo ondulado dos morros dissecados, predominam solos fortemente laterizados como os Plintossolos Pétricos Concrecionários

e os Argissolos Vermelho-Amarelos, petroplínticos ou não. Subordinadamente, ocorrem Cambissolos Háplicos e Neossolos Litólicos, ambos de baixa fertilidade natural (distróficos) e em geral cascalhentos, ou mesmo pedregosos. E sobre os metaconglomerados da Formação Morro do Campo onde emergem cristas anelares dos morros arrasados, além de relevos escarpados, predominam solos rasos, tais como os Neossolos Litólicos Distróficos, em geral associados a exposições rochosas (IBGE, 2007b). Por fim, ocorrências localizadas de Argissolos Vermelhos e Nitossolos Vermelhos, Distróficos ou Eutróficos, parecem estar diretamente associadas ao afloramento de rochas metabásicas da unidade Quatipuru.

As principais cidades que se situam ao longo das Serras e Patamares do Interflúvio Tocantins-Araguaia são Barrolândia, Colméia, Guaraí (distrito de Mirandópolis), Itaporã do Tocantins, Aragominas, Carmolândia e Xambioá, esta última localizada nas adjacências desse domínio, às margens do rio Araguaia.

Chapadas do Alto Rio Parnaíba

As Chapadas do Alto Rio Parnaíba, termo baseado em denominação proposta pelo IBGE (1993), localizam-se no nordeste do estado do Tocantins e se estendem em larga escala pelo estado do Maranhão. Constituem superfícies planálticas de extensos topos planos (**R2b3**), por vezes sulcados por vales encaixados (**R4f**). Estes planaltos estão alçados em cotas que variam entre 400 a 600 metros de altitude, sendo que, no estado do Tocantins, registra-se apenas seu limite ocidental, pois se observa, imediatamente, extensas escarpas de borda de planalto (**R4d**) que demarcam o contato com as superfícies aplainadas subjacentes, apresentando altitudes variáveis entre 300 a 370 metros. As escarpas de borda de planalto recebem a denominação local de Serra do Gado Bravo e apresentam-se festonadas, com vertentes muito íngremes e dissecadas e desnivelamentos totais entre 150 e 300 metros (Figura 4.10). Ressalta-se, ainda, uma significativa sedimentação de colúvios e depósitos de tálus no sopé. Assim sendo, tais escarpamentos constituem áreas de alta suscetibilidade a processos erosivos e a movimentos de massa. Estas formas de relevo indicam, portanto, uma retomada erosiva por evolução regressiva das vertentes escarpadas com a concomitante expansão das áreas pediplanadas da Depressão do médio vale do rio Tocantins.

As Chapadas do Alto Rio Parnaíba são revestidas, integralmente, por vegetação do bioma Cerrado, com predomínio de campos cerrados, nos topos planos, em grande parte já convertidos para agricultura mecanizada, a cerrados típicos e cerradões nas encostas das escarpas (IBGE, 2007c).

No topo do planalto, correspondendo à Superfície Sul-Americana de King (1956), desenvolvem-se perfis lateríticos ou detrito-lateríticos maduros e imaturos de idade paleógena. Subjacente a estas espessas formações superfi-

ciais registra-se uma complexa sequência de rochas da bacia sedimentar do Parnaíba, constituída por siltitos, folhelhos, arenitos, calcários e sílexitos das formações Piauí e Pedra de Fogo, que remontam do Carbonífero ao Triássico. Restrito à porção meridional deste domínio geomorfológico afloram arenitos eólicos ortoquartzíticos da Formação Sambaíba e derrames basálticos da Formação Mosquito.

Nos topos planos dos chapadões, ocorrem solos bastante profundos, fortemente drenados e de baixa fertilidade natural, predominando Latossolos Amarelos Distróficos, de textura média, e em menor proporção Neossolos Quartzarênicos Órticos, estes relacionados às encostas suaves que margeiam as linhas de drenagem pouco encaixadas, que são acompanhadas por estreita faixa de solos hidromórficos: Gleissolos Háplicos, Neossolos Quartzarênicos Hidromórficos e mesmo Organossolos Háplicos. Em acentuado contraste, nas vertentes escarpadas que bordejam os chapadões e rebordos erosivos adjacentes, prevalecem solos jovens e rasos: os Neossolos Litólicos Distróficos e, subordinadamente, Cambissolos Háplicos

Distróficos e Argissolos Vermelho-Amarelos Distróficos, além de afloramentos de rocha (IBGE, 2007b, 2012, 2014a, 2014b).

Por fim, ressalta-se a existência de uma notável estrutura geológica caracterizada por uma cratera de impacto, ou astroblema, incrustada em rochas de idade paleozoica da bacia sedimentar do Parnaíba (Figura 4.32). A denominação local do astroblema é a Serra da Cangalha, que consiste numa estrutura circular de 12 quilômetros de diâmetro e cristas anelares resultante de impacto de meteoro ocorrido há cerca de 220 milhões de anos, durante o Triássico (ALMEIDA FILHO et al., 2003). A cratera de impacto está localizada num patamar intermediário (**R2b1**), delimitado por rebordos erosivos (**R4e**) entre o topo da chapada (**R2b3**) e um relevo de colinas e morros baixos (**R4a2**) da depressão subjacente.

Neste domínio, não existe qualquer aglomerado urbano. As cidades de Lizarda, no extremo sul, e Campos Lindos, a norte, são as aglomerações mais próximas, situadas no sopé deste domínio planáltico.



Figura 4.32 - Notável feição de dois anéis circulares com padrão de drenagem radial, associado ao astroblema da Serra da Cangalha, no leste do estado do Tocantins. Fonte: https://pt.wikipedia.org/wiki/Serra_da_Cangalha, acessado em 26/06/2018.

Chapada das Mangabeiras

A Chapada das Mangabeiras, definida pelo IBGE (2007a), representa uma extensa superfície cimeira regional denominada de Espigão Mestre, que abrange zonas limítrofes dos estados da Bahia, Tocantins, Maranhão e Piauí, correspondente ao topo da bacia sedimentar Sanfranciscana. Este vasto planalto ocupa uma exígua área no leste do estado do Tocantins. Consiste de um vasto platô (**R2c**) alçado a cotas que variam entre 750 e 850 metros de altitude, sendo abruptamente delimitado por escarpas de borda de planalto (**R4d**) e degraus reaifeiçados (**R4e**). Todavia, junto às cabeceiras dos rios Preto e Galhã e seus formadores, observa-se um contato gradual entre o topo da Chapada das Mangabeiras e a superfície de erosão posicionada em cotas baixas, correspondente aos Baixos Platôs do Jalapão (Figura 4.18). A superfície cimeira está sobrelevada cerca de 100 a 300 metros acima do piso das superfícies de aplainamento subjacentes. Este domínio delimita-se, a oeste, com os Baixos Platôs do Jalapão e os Patamares do Jalapão; e, a leste, estende-se para os estados do Maranhão, Piauí e Bahia.

Esta restrita porção do platô do Espigão Mestre, assim como as escarpas erosivas que a circundam, está sustentada por arenitos e conglomerados cretácicos do Grupo Urucuia, pertencente ao fecho deposicional da bacia sedimentar Sanfranciscana.

Sobre o topo da Chapada das Mangabeiras desenvolvem-se Latossolos Amarelos Distróficos, de textura média, e subordinadamente, Neossolos Quartzarênicos Órticos, em geral situados em nível topográfico um pouco mais baixo que o topo do platô. Nas escarpas de borda de chapada, por sua vez, ocorrem Neossolos Litólicos Distróficos e afloramentos de rocha (IBGE, 2007b, 2012, 2013).

Neste domínio, não existe qualquer aglomerado urbano, sendo uma das áreas de cerrado nativo ainda conservado na divisa quádrupla entre os estados do Maranhão, Piauí, Tocantins e Bahia (DANTAS et al., 2013). Entretanto, estes terrenos estão sendo recentemente alcançados pela fúria da marcha da fronteira agrícola sobre os chapadões revestidos por cerrado.

Planalto Dissecado do Tocantins

O Planalto Dissecado do Tocantins, denominação proposta pelo IBGE (2007a), abarca um conjunto de elevações de direção aproximada SSE-NNW que se estende por aproximadamente 250 quilômetros, dispostas em planaltos residuais, escarpas, serras e morros dissecados, abrangendo as denominadas Serras do Lajeado e do Carmo, dentre outras. Este domínio geomorfológico se caracteriza por um conjunto de terras altas situadas a leste da calha do rio Tocantins num segmento de seu médio curso, entre as localidades de Ipueiras e Miracema do Tocantins. Numa visada de oeste para leste, a Serra do Lajeado (Figura 4.18),

na realidade, representa uma genuína escarpa de borda de planalto (**R4d**), que emoldura uma paisagem emblemática junto à capital do estado – Palmas, juntamente com o lago da represa da UHE Luís Eduardo Magalhães, que banha a cidade (Figura 4.33).

De modo geral, o Planalto dissecado do Tocantins comporta-se como uma superfície soerguida e ligeiramente basculada para leste, assumindo a forma de um extenso relevo de *cuestas*, cujo *front* está voltado para o rio Tocantins e seu reverso prolonga-se em direção à região do Jalapão (Figura 4.18). Entretanto este relevo cuestiforme encontra-se, por vezes, intensamente dissecado e a superfície original dos planaltos adernados está dismantelada num relevo de serras (**R4c**) e morros dissecados (**R4b**).

Os topos aplainados das Serras do Lajeado e do Carmo consistem de planaltos residuais em posição de cimeira (**R2c**), delimitados no flanco ocidental por escarpas de borda de planalto (**R4d**) (Figuras 4.34 e 4.35), e a leste por rebordos erosivos (**R4e**), superfícies planálticas ou patamares em cotas intermediárias (**R2b3**), ou morros (**R4b**) e relevos serranos (**R4c**). Deste modo, as Serras do Lajeado e do Carmo apresentam-se como um planalto sobrelevado com altitudes entre 600 e 700 metros, com suave declive para leste (Figura 4.36). Para oeste, destacam-se abruptas vertentes escarpadas com mais de 400 metros de desnivelamento, como observado junto às cidades de Palmas e Monte do Carmo, situadas próximo ao sopé, nas depressões aplainadas subjacentes cujas cotas variam entre 230 e 300 metros de altitude. Para leste, este domínio geomorfológico registra um decréscimo gradativo de altitudes até atingir a região do Jalapão, em nível mais baixo, em torno de 300 metros de altitude.



Figura 4.33 - Vista da cidade de Palmas, às margens da represa da UHE Luís Eduardo Magalhães. Ao fundo, as vertentes abruptas da escarpa da Serra do Lajeado. Rodovia TO-080, entre as cidades de Palmas e Paraíso do Tocantins. Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.



Figuras 4.34 e 4.35 - Front dissecado da escarpa da Serra do Lajeado, sustentada por cornijas de folhelhos laterizados com estratificação sub-horizontal da Formação Pimenteiras. Rodovia TO-010, entre as cidades de Palmas e Lajeado. Fotografias: Marcelo Eduardo Dantas, 2015.



Figura 4.36 - Relevo plano a suavemente ondulado no topo, no reverso da Serra do Lajeado, com ocorrência de Latossolo Vermelho Distrófico. Rodovia TO-020, entre as cidades de Aparecida do Rio Negro e Novo Acordo. Fotografia: Edgar Shinzato, 2012..

Este domínio delimita-se, a norte e a nordeste, com a Depressão do médio vale do rio Tocantins; a sul e a oeste, com a Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins; a leste, com os Patamares do Jalapão; e a sudeste confronta-se com o domínio das serras isoladas da depressão do médio-alto vale do rio Tocantins.

Em termos gerais, o Planalto Dissecado do Tocantins abrange a borda sudoeste da bacia sedimentar do Parnaíba. A compartimentação geológico-geomorfológica desses terrenos configura-se do seguinte modo: o topo do planalto dissecado e todo seu reverso encontram-se sustentados por folhelhos, siltitos e arenitos de idade siluro-devoniana das formações Pimenteiras e Serra Grande, que representam a porção basal da bacia sedimentar do Parnaíba. Coberturas lateríticas ou detrito-lateríticas de idade neógena capeiam as porções mais conservadas das superfícies planálticas. As escarpas e os pediplanos subjacentes, por sua vez, encontram-se esculpidos em um complexo conjunto litológico da porção norte da faixa móvel Brasília, composto por um embasamento de idade paleoproterozoica, constituído por granulitos da unidade Porto Nacional, e por granitoides intrusivos de idade neoproterozoica, referentes aos metagranitos das unidades Matança, Palmas e Carmo, além de uma sequência vulcanossedimentar constituída por arenitos, conglomerados e rochas vulcânicas da Formação Monte do Carmo.

Feições cársticas em forma de cavernas esculpidas em arenitos finos da Formação Pimenteiras são encontradas nesse domínio geomorfológico (MORAIS & ROCHA, 2011).

Sobre as superfícies planálticas desenvolvem-se solos profundos e argilosos, frequentemente pedregosos e laterizados: Latossolos Vermelhos Distróficos, predominantes nos trechos mais conservados dos topos, os Plintossolos Pétricos Concrecionários, que sobressaem nos trechos dissecados da maior parte desse domínio, secundados por Argissolos Vermelho-Amarelos e Cambissolos Háplicos, em geral petroplínticos. Subordinadamente, em áreas de topografia suave ocorrem Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos e Neossolos Quartzarênicos Órticos. Todavia, na porção meridional deste domínio geomorfológico, predominam solos rasos, cascalhentos e pedregosos, representados por Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos, e alguns fortemente laterizados: os Plintossolos Pétricos Litoplínticos. Em campo, observam-se cornijas lateríticas resistentes à erosão sustentando o *front* das *cuestas* da Serra do Lajeado. Sobre as encostas íngremes das escarpas de borda de planalto, desenvolvem-se solos pouco profundos e com alta suscetibilidade à erosão, tais como: os Cambissolos Háplicos, Argissolos Vermelho-Amarelos e Neossolos Litólicos, em geral de baixa fertilidade natural (distróficos) (IBGE, 2007b, 2012, 2014b).

O Planalto dissecado do Tocantins está revestido, integralmente, por vegetação do bioma Cerrado, com predomínio de cerrado típico e ocorrência esporádica de

capões de cerrado. Boa parte da vegetação original está conservada, a despeito da recente expansão de pastagens nas áreas mais planas (IBGE, 2007c).

As principais cidades situadas sobre os terrenos mais elevados deste domínio geomorfológico são Aparecida do Rio Negro, Taquaruçu do Porto (distrito de Palmas), Santa Teresa do Tocantins e Pindorama do Tocantins. Lajeado e Monte do Carmo, por sua vez, situam-se no piemonte de sua vertente ocidental.

Patamares do Jalapão

Os Patamares do Jalapão, cuja individualização é proposta no presente trabalho, consistem num extenso pediplano composto por superfícies aplainadas degradadas (**R3a2**), por vezes dissecadas em colinas amplas e suaves (**R4a1**) (Figura 4.18). Quando comparados ao posicionamento altimétrico das grandes superfícies de aplainamento regionais, correspondem a um patamar intermediário resultante do desdobramento erosivo policíclico. Assim sendo, os Patamares do Jalapão encontram-se em cotas mais altas do que as da Depressão do médio vale do rio Tocantins, situadas a norte e noroeste deste domínio. O limite entre eles, porém, não é muito preciso. Apenas em determinados trechos ressaltam-se rebordos erosivos (**R4e**) que demarcam mais precisamente os diferentes níveis escalonados do aplainamento policíclico. Por outro lado, este domínio geomorfológico posiciona-se em cotas mais baixas do que as registradas nos Baixos Platôs do Jalapão, situados a leste. A delimitação entre essas duas superfícies de aplainamento é nítida, delineada por degraus estruturais (**R4e**). Por fim, confronta-se, a oeste, com o Planalto Dissecado do Tocantins, cujos limites são evidenciados pelos relevos mais suaves, em nível um pouco mais alto.

Desse modo, no centro-leste do estado do Tocantins podemos reconhecer uma complexa evolução geomorfológica calcada em diferentes ciclos de pediplanação, a partir da elaboração de quatro distintos níveis morfológicos, dispostos em degraus escalonados: a superfície aplainada da Depressão do médio vale do rio Tocantins, embutida em cotas entre 270 e 350 metros, onde se encontram as cidades de Novo Acordo e Lagoa do Tocantins; os Patamares do Jalapão, posicionados entre 300 e 550 metros de altitude, onde estão situadas as cidades de Lizarda e Ponte Alta do Tocantins; os Baixos Platôs do Jalapão, elevados em cotas que variam entre 400 e 600 metros, onde estão situadas as cidades de São Félix do Tocantins e Mateiros; e, como testemunhos da superfície cimeira mais antiga, elaborada durante o Paleógeno, sobressaem-se os topos planos do Planalto Dissecado do Tocantins e da Chapada das Mangabeiras, alçados a 700 - 850 metros de altitude. Por último, os rebordos erosivos, degraus litoestruturais e escarpas de borda de planalto na transição entre eles demarcam o ritmo do recuo lateral das vertentes, decorrentes dos processos de aplainamento policíclico.

Os Patamares do Jalapão estão assentados sobre uma espessa sequência sedimentar da bacia do Parnaíba de idade devoniano-triássica composta por folhelhos, siltitos, arenitos, calcários e silexitos das formações Pimenteirás, Cabeças, Longá, Poti, Piauí e Pedra de Fogo, e por arenitos ortoquartzíticos de origem eólica da Formação Sambaíba (Figuras 4.37 e 4.38). Sobrepostos a este pacote sedimentar, afloram arenitos de idade cretácica do Grupo Urucua, da bacia sedimentar Sanfranciscana. Estes terrenos estão integralmente revestidos por cerrados, sendo que a vegetação original foi pouco alterada.

Sobre as superfícies aplainadas e as colinas amplas desse domínio desenvolvem-se solos muito pobres, frequentemente arenosos e fortemente drenados, com destaque para os Neossolos Quartzarênicos Órticos, e ocorrência bem menor de Latossolos Amarelos e Vermelho-Amarelos de textura média. Nos fundos de vales pouco incisos e áreas abaciadas em meio a essas superfícies aplainadas formam-se espriadas planícies fluviais com desenvolvimento de Gleissolos Háplicos e Melânicos Distróficos e Neossolos Quartzarênicos Hidromórficos.



Figuras 4.37 e 4.38 - Afloramentos de arenito ortoquartzítico de origem eólica da Formação Sambaíba, com estratificação cruzada cuneiforme de grande porte e esculturação de relevo ruiforme. Rodovia TO-030, entre as cidades de Novo Acordo e São Félix do Tocantins. Fotografias: Edgar Shinzato, 2012..

Por fim, nas vertentes declivosas dos rebordos erosivos, predominam solos mais rasos e de alta erodibilidade: Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos, e subordinadamente, nos trechos um pouco mais suaves ocorrem Argissolos Vermelho-Amarelos e Plintossolos Pétricos Concrecionários ou Litoplínticos (IBGE, 2007b).

Lizarda e Ponte Alta do Tocantins são as únicas cidades localizadas neste domínio, que é atravessado pelas rodovias TO-030 e TO-250 que interligam a capital Palmas à região do Jalapão.

Baixos Platôs do Jalapão

Os Baixos Platôs do Jalapão, outrora denominado Patamares das Mangabeiras (IBGE, 2007a), constituem um extenso pediplano, drenado pela bacia do rio do Sono, composto em quase toda a sua extensão por Planaltos (R2b3) posicionados em cotas mais elevadas do que as dos Patamares do Jalapão e da Depressão do médio vale do rio Tocantins, por vezes reafeiçoados em colinas amplas e suaves. Ressaltam-se na paisagem regional mesas elevadas (R2c) de excepcional beleza cênica, delimitadas por escarpas abruptas, com ocorrência de paredões rochosos (R4d) e depósitos de tálus (R1c) (Figura 4.39). A superfície de topo das mesas, por sua vez, encontra-se, invariavelmente, mantida por níveis areníticos endurecidos e silicificados, muito resistentes à erosão (Figura 4.40). Este domínio delimita-se, a oeste e a noroeste, com os Patamares do Jalapão; a leste e a nordeste, com a Chapada das Mangabeiras (Figura 4.18); e no extremo sul confronta-se com os Patamares do Chapadão Ocidental Baiano.

Com base na análise apresentada por estudos anteriores (MAMEDE et al., 1981a; BARTORELLI et al., 2010; VILLELA & NOGUEIRA, 2011), o relevo regional é caracterizado por dois níveis geomorfológicos distintos: uma superfície cimeira residual representada por imponentes mesas e chapadas de topos planos, concordantes e subnívelados com o topo da Chapada das Mangabeiras; e por uma vasta superfície suavemente ondulada disposta em patamares escalonados que perfaz o conjunto dos baixos platôs do Jalapão. Em meio à superfície pediplanada dos baixos platôs ressalta-se a ocorrência esporádica dessas mesas e chapadas, como morros-testemunho atestando uma maior abrangência pretérita dos chapadões do oeste baiano e do sul do Maranhão sobre o leste do Tocantins. Conforme descrito por Villela & Nogueira (2011), o modelo de evolução de relevo proposto por King (1956) coaduna-se perfeitamente com esta paisagem geomorfológica.

Nesse sentido, e considerando a literatura geomorfológica clássica do Planalto Central, em especial, Almeida, 1953; Christofolletti, 1966; Ab'Saber, 1981, pode-se presumir que o topo das chapadas cimeiras, alçadas entre 700 e 800 metros de altitude, estaria correlacionado à Superfície Sul-Americana, de idade neocretáceo-paleógena. Os baixos platôs, por sua vez, posicionados em cotas entre 400 e 700 metros, estariam associados à destruição dessa superfície

mais antiga, caracterizada por um notável aplainamento de enorme extensão e à elaboração da Superfície Velhas, de idade neógena. Entretanto esta superfície rebaixada do Jalapão consiste num pediplano intermediário, desdobrado e alçado por uma sequência de degraus/patamares escalonados estando, portanto, posicionado cerca de 150 a 300 metros acima do nível de base regional, representado pelo piso da Depressão do médio vale do rio Tocantins.

Esta unidade geomorfológica encontra-se modelada, exclusivamente, em arenitos de idade cretácica do Grupo Urucuia. Todavia, a despeito de uma pretensa monotonia litológica sobre esse domínio geomorfológico, a ocorrência dos degraus litoestruturais (R4e) demarcando o limite entre os baixos platôs e as superfícies em nível topográfico inferior pode ser explicada por resistência diferencial à erosão promovida por camadas silicificadas em meio ao espesso pacote arenítico do Grupo Urucuia (Figuras 4.41 e 4.42).



Figura 4.39 - Aspecto de uma mesa imponente que se destaca na paisagem regional do Jalapão em meio às superfícies pediplanadas revestidas por cerrado. Rodovia TO-110, entre as cidades de São Félix do Tocantins e Mateiros. Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.



Figura 4.40 - Aspecto de cornija formada por arenitos silicificados da Formação Urucuia, sustentando o topo da mesa. Entrada da sede administrativa do Parque Estadual do Jalapão. Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.



Figuras 4.41 e 4.42 - Degrau litoestrutural controlado por nível silicificado do arenito Urucua apresentando desnivelamentos locais entre 50 e 90 metros e depósitos de tálus na base. Domínio de campo cerrado sobre Neossolos Quartzarênicos, formado predominantemente por areias muito finas e permeáveis. Rodovia TO-255, entre as cidades de Mateiros e Ponte Alta do Tocantins. Fotografias: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.

Sobre os Baixos Platôs do Jalapão desenvolvem-se solos muito pobres, arenosos e fortemente drenados, com destaque para os Neossolos Quartzarênicos Órticos, dominantes em quase toda a área, com ocorrência pouco expressiva de Latossolos Amarelos Distróficos de textura média que, no entanto ocupam a maior parte do relevo plano no topo das mesas. Os fundos de vales e áreas abaciais em meio às superfícies aplainadas desenvolvem em certos trechos amplas planícies fluviais, com drenagem limitada. Predominam os Gleissolos Háplicos Distróficos e Neossolos Quartzarênicos Hidromórficos. Por fim, sobre as vertentes abruptas e encostas íngremes dos degraus litoestruturais e dos escarpamentos que bordejam o topo das mesas, predominam solos rasos e de alta erodibilidade, muito suscetíveis a movimentos de massa, tais como os Neossolos Litólicos Distróficos e Cambissolos Háplicos, em

geral cascalhentos e pedregosos, além de afloramentos de rocha (IBGE, 2007b, 2012, 2014b).

Neste domínio situam-se as cidades de Mateiros e São Félix do Tocantins, e pode ser acessado pelas rodovias TO-030 e TO-255 que conecta a região do Jalapão à capital do estado, Palmas.

Tal como documentado por Cristo et al. (2013), os Baixos Platôs do Jalapão representam uma região de grande potencial geoturístico, a partir da associação de uma vasta área de cerrado preservado com a ocorrência de rios, cachoeiras, mesas e morros-testemunhos, cânions e dunas de formidável beleza cênica (Figuras 4.43 e 4.44). Uma atração peculiar da região são os denominados “fervedouros”, que consistem de pontos de surgência do aquífero Urucua por artesianismo em porções mais rebaixadas da superfície pediplanada, gerando pequenos lagos com água ascendente.



Figuras 4.43 e 4.44 - Cachoeira da Formiga e fervedouro do Buriti, respectivamente. Acesso através de pequenas vicinais de terra, a partir da Rodovia TO-110, entre as cidades de São Félix do Tocantins e Mateiros. Fotografias: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.

Grande parte deste território está inserida em Unidades de Conservação da Natureza (UCN) de proteção integral, tais como o Parque Estadual do Jalapão, o Parque Nacional das Nascentes do Rio Parnaíba e a Estação Ecológica Serra Geral do Tocantins, e em UCN de Uso Sustentável – Área de Proteção Ambiental (APA) do Jalapão. Destacam-se ainda comunidades quilombolas remanescentes que vivem da agricultura de subsistência e do artesanato de uma planta local, o capim-dourado (*Syngonanthus nitens*), que não é uma planta da família predominante dos capins, a Poacea, mas uma espécie da família Euriocaulaceae, mais conhecida pelas flores das sempre-vivas que também são extraídas para confecção de artesanato (Figura 4.45). O manejo destas áreas utilizando o arcaico manejo de manejo de fogo, quando aplicado de forma intensiva, pode ser prejudicial para a vegetação local dos campos cerrados, em especial em ambientes frágeis como estes que, em geral, apresentam reduzidos níveis de matéria orgânica e são suscetíveis aos processos erosivos, mesmo que em locais de baixa declividade, portanto são ambientes que requerem uma atenção especial para prevenção de sua degradação (LUMBRERAS et al., 2015).

Bartorelli et al. (2010) ressaltam o caráter local do desenvolvimento das dunas do Jalapão, associado à erosão regressiva da escarpa de uma grande mesa, denominada de Serra do Espírito Santo. Desse modo, as famosas dunas do Jalapão são resultantes de processos modernos de remobilização eólica de areias quartzosas provenientes do desmonte de uma chapada constituída por arenitos da Formação Urucuia (Figuras 4.46 e 4.47).

Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins

A Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins é uma denominação adaptada do mapa original do IBGE (1993) e consiste no mais extenso domínio geomorfológico do sul do estado do Tocantins. Representa uma superfície aplainada bem elaborada, com notável grau de arrasamento sobre um diversificado conjunto litológico (Figuras 4.48 e 4.49).



Figura 4.45 - Peças típicas de artesanato do Jalapão produzidas a partir do capim-dourado. Fotografia: Wenceslau Gerales Teixeira, 2018.



Figuras 4.46 e 4.47 - Aspecto da erosão generalizada da escarpa arenítica da Serra do Espírito Santo disponibilizando um expressivo aporte de areias quartzosas inconsolidadas que, por retrabalhamento eólico, geram as dunas do Jalapão. Rodovia TO-255, entre as cidades de Mateiros e Ponte Alta do Tocantins. Fotografias: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.

O aplainamento foi tão eficiente que remanescem apenas esparsos *inselbergs* ou pequenas cristas isoladas sustentadas, via de regra, por rochas muito resistentes ao intemperismo.

Este extenso pediplano está posicionado em cotas muito baixas, entre 250 a 450 metros de altitude, apresentando caimento gradual e extremamente suave para sul e para oeste. Esta vasta superfície é drenada, à margem direita do Tocantins, pelos vales dos rios Paranã, Palma, Conceição, São Domingos, São Valério, Manuel Alves, Formiga, Areias e Água Suja, e na margem esquerda pelos rios Santa Teresa, Santo Antônio, Crixás, ribeirão dos Mangues e ribeirão Santa Luzia, dentre os principais.

A Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins delimita-se, a oeste, com a Depressão do baixo-médio vale do rio Araguaia; a norte, com as Serras e patamares do interflúvio Tocantins-Araguaia, além de coalescer com a Depressão do médio vale do rio Tocantins. A nordeste, e a leste, delimita-se com o Planalto Dissecado do Tocantins e com os Patamares do Chapadão Ocidental Baiano. Em seu interior, estão inseridas as Serras da Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins e as Serras do Planalto Central Goiano (Figura 4.26).



Figuras 4.48 e 4.49 - Pediplano conservado com relevo praticamente plano, exibindo notável grau de aplainamento. Rodovia TO-050, entre as cidades de Silvanópolis e Santa Rosa do Tocantins. Fotografias: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.

Seu relevo é constituído por extensas superfícies de aplainamento conservadas (**R3a1**) ou levemente reafeiçoadas pela incisão fluvial moderna (**R3a2**), com esporádica ocorrência de *inselbergs* e cristas alinhadas (**R3b**). Destacam-se ainda as planícies aluviais dos rios Tocantins, Paranã, Palma, Manuel Alves, Santa Teresa, Santo Antônio, São Valério, Formiga e Água Suja (**R1a**). Um pouco a jusante da confluência entre os rios Tocantins e Paranã foi construída a UHE Peixe-Angical, num trecho mais encaixado desses fundos de vale.

Leite & Rosa (2012) descreveram uma superfície plana a suave ondulada ou modelada em colinas rasas para uma pequena bacia hidrográfica de aproximadamente 1.800 km², em meio à vasta depressão do rio Tocantins, mais especificamente, na bacia do rio Formiga, em cuja foz se localiza a cidade de Ipueiras. As amplitudes de relevo mensuradas são muito baixas (inferiores a 20 metros) o que atesta o caráter de superfície aplainada de idade neógena, correlacionada à Superfície Velhas, de King (1956), levemente dissecada por uma denudação moderna.

Leite et al. (2014) analisando a bacia do rio Areias, situada logo a norte da bacia do rio Formiga, a sudoeste da cidade de Porto Nacional, também descrevem o relevo suavemente ondulado das superfícies aplainadas, mas ressaltam a ocorrência de relevos acidentados que emergem dos pediplanos sob forma de serras isoladas, ou pelas vertentes íngremes do Planalto Dissecado do Tocantins, situadas na borda oriental da bacia do rio Areias. Destaca-se uma grande suscetibilidade à erosão laminar sobre os terrenos mais declivosos, especialmente se estiverem embasados por solos pedregosos ou lateríticos (Plintossolos Pétricos). Tais áreas, de baixa aptidão natural para atividades agropecuárias, concentram os fragmentos remanescentes de cerrado nativo. Por outro lado, os autores verificaram nas planuras das superfícies aplainadas embasadas por solos profundos e bem drenados (Latosolos) ocorre o avanço recente da agricultura mecanizada em grande escala (sojicultura),

ocupando terrenos com elevada aptidão e potencial para produção agrícola intensiva (LUMBRERAS et al., 2015).

As vastas superfícies pediplanadas deste domínio geomorfológico resultam do arrasamento de um complexo e intrincado conjunto litológico da porção norte da faixa móvel Brasília. Devido à grande variabilidade de litologias registrada na Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins, optou-se por subdividir estes terrenos em dois domínios geotectônicos distintos, delimitados por um marcante lineamento diagonal de direção SW-NE (IBGE, 2007d) que cruza o rio Tocantins cerca de 30 quilômetros a jusante da cidade de Peixe, descritos a seguir.

a) Na porção noroeste deste domínio, as superfícies aplainadas estão sustentadas por um embasamento de idade paleoproterozoica constituído por ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues, granulitos da unidade Porto Nacional e metagranitos da suíte Serrotes; por granitoides intrusivos de idade neoproterozoica, constituídos por granitos e metagranitos das unidades Palmas e Matança, Lajeado e Santa Luzia; e por uma sequência vulcanossedimentar constituída por arenitos, conglomerados e rochas vulcânicas da Formação Monte do Carmo. Na porção norte, afloram metaconglomerados da Formação Morro do Campo e xistos da formação Xambioá, da porção basal da faixa móvel Paraguai-Araguaia; e folhelhos, siltitos e arenitos de idade devoniana da Formação Pimenteiras, esta pertencente à bacia sedimentar do Parnaíba.

Nestes terrenos predominam os Latossolos Vermelho-Amarelos profundos e lixiviados, sob forte atuação do intemperismo químico e laterítico em clima tropical semiúmido, revestidos preferencialmente por vegetação de cerrado, contudo apresentando esparsas manchas de floresta estacional (IBGE, 2007c). Nos relevos aplainados de topografia suave e conformação ampla, predominam os Latossolos Amarelos e Vermelhos, em geral distróficos e de textura argilosa, por vezes apresentando cascalhos de concreções ferruginosas em subsuperfície (petroplínticos).

Subordinadamente, ocorrem Plintossolos Pétricos Concrecionários, e em menor proporção Cambissolos Háplicos e Argissolos Vermelho-Amarelos, que tendem a ocorrer nas áreas um pouco mais recortadas de relevo suave ondulado a ondulado. Embora com pequena expressão territorial, merece destaque também a presença de Latossolos Vermelhos Distróficos, anteriormente denominados Latossolos Roxos, relacionados ao intemperismo de rochas básicas e ultrabásicas da suíte Carreira Comprida. Nas várzeas situadas ao longo dos fundos de vales dos rios Tocantins e de seus principais afluentes desenvolvem-se Gleissolos Háplicos e, subordinadamente, Neossolos Flúvicos, ambos distróficos (IBGE, 2007b, 2012, 2013, 2014b, 2014c).

b) Nas porções sul e sudeste deste domínio, as superfícies aplainadas estão sustentadas por um embasamento de idade paleoproterozoica constituído por um complexo gnáissico-migmatítico ou granítico da Unidade Almas-Cavalcante e por ocorrências de rochas metamáficas de idade arqueana a paleoproterozoica dos grupos Gameleira e Riachão do Ouro. No sul do estado, junto à divisa com Goiás, afloram rochas de baixo grau metamórfico dos grupos Serra da Mesa e Traíras (xistos, filitos e rochas carbonáticas), formadas no final do Paleoproterozoico. Destacam-se também rochas de idade neoproterozoica, tais como os ortognaisses do Oeste do Tocantins e os granitos das unidades Lajeado e Santa Teresa. Na porção sudeste, afloram rochas metassedimentares de muito baixo grau metamórfico, compostas por calcarenitos, argilitos, dolomitos e siltitos do Subgrupo Paraopeba (bacia Bamuí), gerados na borda ocidental do cráton do São Francisco.

Já sobre esta diversificada gama de litologias desenvolve-se uma miríade de tipos de solos, frequentemente pobres e laterizados, associados a um clima mais seco no contexto do domínio tropical semiúmido dos cerrados. Os solos predominantes são os Argissolos Vermelho-Amarelos Distróficos, seguidos dos Plintossolos Pétricos Concrecionários (Figura 4.50). Os primeiros são bastante expressivos nos terrenos mais recortados, e em posição topográfica ligeiramente inferior, dos vales dos rios Tocantins e Palma, onde com frequência encontram-se associados a Cambissolos Háplicos, em muitos casos de pequena profundidade (lépticos), e também a Neossolos Litólicos, cuja ocorrência em relevo tão suave é digna de registro; são eles, no entanto, dominantes sobre as cristas isoladas e *inselbergs*. Subordinadamente, ocorrem também Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos, relacionados preferencialmente a áreas de relevo mais conservado, em nível topográfico relativo um pouco mais alto, e de forma mais restrita Plintossolos Háplicos Distróficos, em áreas deprimidas com drenagem algo restrita, com destaque para as proximidades das cabeceiras do rio Palma. Registra-se ainda a presença de solos de boa fertilidade natural, alguns com horizonte superficial do tipo A chernozêmico, em geral bastante argilosos, que ocorrem de forma restrita no extremo sudeste desse domínio, referentes a Nitossolos Vermelhos, Cambissolos Háplicos, alguns com argila de

alta atividade, e Argissolos Vermelho-Amarelos, todos eutróficos, associados ao afloramento de rochas máficas do embasamento e de rochas carbonáticas do Subgrupo Paraopeba. Já nas várzeas situadas nos fundos de vales dos rios Palma e Paranã desenvolvem-se Neossolos Flúvicos Eutróficos (IBGE, 2007b, 2012, 2014b, 2014c).

Por fim, a regularidade do relevo por todo este conjunto de litologias, ao lado das características e distribuição dos solos, indica a ocorrência de um aplainamento generalizado correlacionado à Superfície Velhas, seguido por um evento regional de laterização, que pelo dissecamento subsequente, acompanhando o aprofundamento do nível de base, gerou perfis lateríticos por vastas extensões. Assim sendo, coberturas lateríticas ou detrito-lateríticas de idade neógena se disseminam por diversas áreas das superfícies pediplanadas, com desenvolvimento de solos muito profundos e lixiviados: os Latossolos Vermelho-Amarelos, com frequência apresentando expressivas quantidades de concreções ferruginosas (Figuras 4.51 e 4.52); enquanto os Plintossolos Pétricos estão relacionados de forma preferencial às áreas um pouco mais dissecadas.



Figura 4.50 - Perfil de Plintossolo Pétrico, com destaque para o horizonte concrecionário próximo à superfície, composto majoritariamente por nódulos pisolíticos da porção superior de um perfil laterítico. Rodovia TO-387, entre as cidades de Paranã e São Salvador do Tocantins. Fotografia: Edgar Shinzato, 2012.



Figuras 4.51 e 4.52 - Superfície aplainada conservada por espesso perfil laterítico de idade neógena observando-se ao fundo uma crista baixa isolada em meio à paisagem monótona regional. Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico petroplúntico, por vezes truncado pela erosão laminar, exibindo pavimento detrítico composto por pisólitos do nível laterítico concrecionário. Rodovia TO-050, entre as cidades de Porto Nacional e Silvanópolis. Fotografias: Edgar Shinzato, 2012.

Este domínio é atravessado, de norte a sul, pela rodovia BR-153 (Belém-Brasília). De modo geral, nota-se uma vastidão de pastagens naturais com esparsa povoamento concentrada nas cidades principais, com destaque para Palmas, Porto Nacional, Gurupi e Paraíso do Tocantins, que estão entre as mais populosas do estado. Destacam-se também as localidades de Brejinho de Nazaré, Ipueiras, Silvanópolis, Santa Rosa do Tocantins, Natividade, Almas, Porto Alegre do Tocantins, Peixe, Conceição do Tocantins, São Salvador do Tocantins, Jaú do Tocantins, Palmeirópolis, Alvorada, Figueirópolis, Aliança do Tocantins, Crixás do Tocantins, Santa Rita do Tocantins e Fátima, dentre as principais.

Serras isoladas da depressão do médio-alto vale do rio Tocantins

As Serras isoladas da depressão do médio-alto vale do rio Tocantins, denominação proposta pelo presente trabalho, abrange dois conjuntos de alinhamentos serranos paralelos, de direção aproximada SW-NE, constituídos por serras e cristas descontínuas situadas na porção centro-norte da Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins (Figura 4.26).

O alinhamento situado a noroeste compreende as serras do Mourão, de Santo Antônio e de João Damião (Figura 4.53) e estende-se por aproximadamente 110 quilômetros, sendo constituído por serras de vertentes íngremes (**R4c**) e cristas isoladas (**R4b**). Este alinhamento serrano é cortado pelo rio Tocantins junto à cidade de Ipueiras e ressalta o caráter residual destas serras em meio ao vasto pediplano circunjacente. As linhas de cumeeada e os picos que emergem das superfícies pediplanadas atingem cotas que variam entre 400 a 650 metros, perfazendo desnivelamentos de pelo menos 150 metros acima do piso da depressão, embutida em cotas baixas, entre 250 e 300 metros.



Figura 4.53 - Aspecto geral do relevo movimentado da serra de João Damião que emerge em meio às superfícies aplainadas do médio-alto vale do rio Tocantins. Rodovia TO-050, entre as cidades de Porto Nacional e Silvanópolis. Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas.

Este alinhamento de serras encontra-se sustentado por litologias da porção norte da faixa móvel Brasília, referentes a rochas do embasamento de idade paleoproterozoica, representadas por ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues, e por granitoides intrusivos de idade neoproterozoica das unidades Lajeado e Areias, além de uma sequência vulcanossedimentar constituída por arenitos, conglomerados e rochas vulcânicas da Formação Monte do Carmo.

Sobre as vertentes íngremes das cristas serranas, desenvolvem-se solos rasos, com alta suscetibilidade à erosão fluvial e movimentos de massa, com destaque para os Neossolos Litólicos Distróficos. Subordinadamente, ocorrem Cambissolos Háplicos Distróficos e afloramentos de rocha (IBGE, 2007b). Sobre os pediplanos circundantes, desenvolvem-se Plintossolos Pétricos Concrecionários. Todas estas classes de solo têm restrições para usos agrícolas mais intensivos.

O alinhamento situado mais a nordeste compreende um conjunto de cristas alinhadas e elevações denominadas de Serra da Natividade pelo IBGE (2007a) e estende-se por aproximadamente 150 quilômetros, sendo constituído por serras de vertentes íngremes (**R4c**) e morros dissecados (**R4b**). A cidade de Natividade localiza-se junto ao sopé de uma das mais expressivas serras deste domínio geomorfológico, com amplitudes de relevo superiores a 400 metros (Figura 4.26).

Ao norte, este alinhamento da serra da Natividade se une com os terrenos acidentados do Planalto Dissecado do Tocantins e com as superfícies aplainadas dos Patamares do Jalapão, e apresenta topos elevados e aplainados, típicos de um planalto residual (**R2b3**), bordado por curtos escarpamentos (**R4d**). As linhas de cumeada e os picos que emergem das superfícies pediplanadas atingem cotas que variam entre 550 e 800 metros, cerca de 300 a 400 metros acima do piso dos pediplanos circundantes, embutidos em cotas baixas, entre 300 e 350 metros. A superfície planáltica situada ao norte deste domínio serrano apresenta algumas das cotas mais elevadas do estado, atingindo 940 metros de altitude.

Este conjunto de terras altas encontra-se sustentado por litologias da porção norte da faixa móvel Brasília representadas por um embasamento de idade paleoproterozoica constituído por rochas metamáficas do Grupo Riachão do Ouro e pelo complexo gnáissico-migmatítico ou granítico da unidade Almas-Cavalcante. A Serra de Natividade é embasada por rochas metassedimentares em baixo grau (xistos, metacalcários, filitos, quartzitos e conglomerados) do Grupo Natividade. Por fim, no topo do planalto afloram folhelhos, siltitos e arenitos de idade devoniana das formações Pimenteiras e Cabeças, pertencentes à bacia sedimentar do Parnaíba.

Destacam-se nos flancos dessas serras, importantes jazidas de metacalcários (Figura 4.54), que são utilizadas como corretivo agrícola para suprir a demanda da agricultura do Tocantins e de outros estados, especialmente do oeste da Bahia.



Figura 4.54 - Alinhamento serrano sustentado por metacalcários intercalados com quartzitos em área de mineração para produção de insumos agrícolas. Rodovia TO-280, nas imediações da cidade de Natividade. Fotografia: Márcio Costa Abreu, 2015.

Sobre as vertentes íngremes das cristas serranas, escarpas e morros dissecados em ambos os conjuntos de serras desse domínio predominam solos rasos, com alta suscetibilidade à erosão e a movimentos de massa, com destaque para os Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos em geral distróficos, com ocorrência bem menor de Argissolos Vermelho-Amarelos, eutróficos ou distróficos e Plintossolos Pétricos Concrecionários, além de afloramentos de rocha. Já nas superfícies aplainadas que encimam alguns trechos das serras e planaltos residuais na região de Natividade, desenvolvem-se solos profundos e lixiviados, alguns fortemente laterizados, com destaque para os Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos e os Plintossolos Pétricos Concrecionários, que ocorrem ainda em áreas estreitas embutidas e marginais às serras, conectadas aos pediplanos circundantes (IBGE, 2007b, 2012, 2014b, 2014c).

As serras da Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins estão recobertas, integralmente, por vegetação do bioma Cerrado, com predomínio de cerrado típico e ocorrência esporádica de campos cerrados (IBGE, 2007c), sendo que a vegetação original encontra-se conservada, devido à dificuldade de ocupação desses terrenos íngremes. Sendo assim, ressalta-se a vocação natural deste domínio para preservação ambiental.

A cidade de Natividade constitui um dos antigos arraiais mais setentrionais estabelecidos durante o ciclo do ouro no século XVIII. Esta cidade se caracteriza também por uma herança cultural de ourivesaria portuguesa, com a fabricação de joias artesanais em filigrana. Sua fundação remonta a 1734 e mantém um casario colonial preservado (Figuras 4.55 e 4.56), o que confere a esta cidade um grande potencial turístico de caráter histórico e geomineiro.

Patamares do Chapadão Ocidental Baiano

Os Patamares do Chapadão Ocidental Baiano, denominação proposta pelo IBGE (2007a), consiste numa superfície aplainada elaborada sob forma de uma depressão marginal, situada no piemonte oeste do Chapadão Ocidental Baiano, também denominado de Espigão Mestre (Figura 4.26). Podendo ser considerado um prolongamento meridional dos Patamares do Jalapão, este domínio geomorfológico representa um extenso patamar intermediário entre a Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins, a oeste; e o sopé do Chapadão Ocidental Baiano, a leste. Consiste de um domínio de baixos platôs (**R2b1**), frequentemente dissecado em relevo de colinas e morros baixos (**R4a2**). Destacam-se na paisagem regional esparsos morros-testemunho que emergem da superfície aplainada, com destaque para a imponente mesa da Serra de Taguatinga, que inclusive representa um resquício de uma outrora posição mais a oeste do Espigão Mestre. O contato entre os Patamares do Chapadão Ocidental Baiano e a subjacente Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins é demarcado por extensos rebordos erosivos (**R4e**). A leste, é delimitado bruscamente com os terrenos acidentados da escarpa de borda de planalto do vasto Chapadão Ocidental Baiano (Figura 4.26).



Figuras 4.55 e 4.56 - Ruas, casas e igrejas de Natividade, que remetem ao passado arquitetônico colonial. Fotografias: Davi Nascimento Souza, 2015.

Este longo escarpamento é popularmente denominado de Serra Geral de Goiás. Sustentado por cornijas de arenitos endurecidos ou laterizados, esta formidável feição morfológica apresenta vertentes muito íngremes e paredões rochosos com uma espaiada sedimentação de depósitos de tálus (**R1c**) no seu sopé. Em campo, observa-se a grande magnitude dos processos erosivos que incidem sobre os quartzo-arenitos friáveis da Formação Urucuia que modelam a escarpa de borda de planalto, promovendo um intenso aporte de sedimentos que entulham os fundos de vales dos rios que drenam as superfícies subjacentes ao extenso escarpamento (Figuras 4.57 e 4.58).

Desse modo, podemos caracterizar uma evolução geomorfológica do sudeste do estado do Tocantins baseada na elaboração de distintos ciclos de pediplanação, a partir do aplainamento policíclico em três níveis morfológicos: a Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins, embutida em cotas entre 370 e 450 metros, onde estão situadas as cidades de Combinado, Taipas do Tocantins e Porto Alegre do Tocantins; os Patamares do Chapadão Ocidental Baiano, posicionados em cotas que variam entre 500 e 650 metros, onde estão situadas as cidades de Rio da Conceição, Dianópolis, Novo Jardim, Ponte Alta do Bom Jesus, Taguatinga e Aurora do Tocantins; e, como superfície cimeira mais antiga, elaborada durante o Paleógeno, sobressai-se os topos planos do Chapadão Ocidental Baiano ou Espigão Mestre, alçados a mais de 800 metros de altitude. Por fim, os rebordos erosivos e as escarpas de borda de planalto caracterizam o recuo erosivo das vertentes em direção a leste, decorrentes dos processos de aplainamento policíclico, com destaque para a Serra Geral de Goiás (Figura 4.59).

Os Patamares do Chapadão Ocidental Baiano estão assentados sobre rochas metassedimentares de idade neoproterozoica da bacia Bambuí, apresentando metamorfismo de muito baixo grau, gerado na borda ocidental do cráton do São Francisco. Ressaltam-se, neste contexto, os calcarenitos, argilitos, margas, siltitos e calcilitos da Formação Lagoa do Jacaré; e os arcóseos, calcarenitos,



Figuras 4.57 e 4.58 - Fundo de vale do ribeirão do Salto entulhado por sedimentos arenosos, gerando terraços fluviais de 4 a 5 metros de espessura em um padrão de canal entrelaçado, oriundo do recuo erosivo da escarpa do Chapadão Ocidental Baiano, numa paisagem pontilhada por morros-testemunho. Tal escarpamento, sustentado por cornijas resistentes à erosão, exibe profundas cicatrizes de erosão linear e movimentos de massa em suas vertentes íngremes. Rodovia TO-040, entre a cidade de Novo Jardim e a divisa estadual TO-BA.

Fotografias: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.

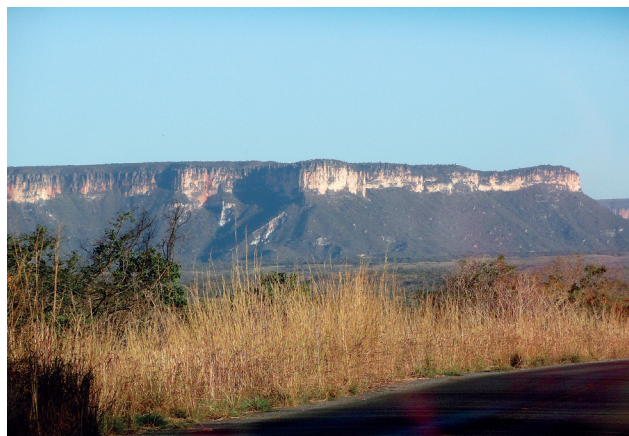


Figura 4.59 - Paredões rochosos e depósitos de tálus da imponente Serra Geral de Goiás. Rodovia TO-110, entre as cidades de Taguatinga e Aurora do Tocantins. Fotografia: Márcio Costa Abreu, 2015.

folhelhos, dolomitos e margas do Grupo Paraopebas. Na porção noroeste deste domínio afloram rochas do embasamento de idade paleoproterozoica, constituído por um complexo gnáissico-migmatítico ou granítico da unidade Almas-Cavalcante, e por ocorrências de rochas metamáficas de idade arqueana a paleoproterozoica dos grupos Gameleira e Riachão do Ouro e de granitos da unidade Serra do Boqueirão. Por fim, na porção nordeste deste domínio, esse conjunto de litologias encontra-se recoberto por arenitos ortoquartzíticos de ambiente fluvial a eólico, de idade cretácica, do Grupo Urucuia, pertencente à bacia Sanfranciscana.

Na porção sul deste domínio, entre Ponte Alta do Bom Jesus e Novo Alegre, predominam florestas estacionais semidecíduas a decíduas, em grande parte desmatadas para introdução de atividades agropecuárias. Na porção norte, entre Rio da Conceição e Taguatinga, prevalece o cerrado, em boa parte preservado (IBGE, 2007c).

Na parte sul, predominam áreas de relevo mais recortado, onde se desenvolvem solos em geral pouco profundos e de boa fertilidade natural (eutróficos), sob a influência dos metassedimentos carbonáticos do Grupo Paraopeba, tais como Cambissolos Háplicos, em alguns casos com argila de alta atividade, e Neossolos Litólicos. Subordinadamente ocorrem Nitossolos Vermelhos, Chernossolos Háplicos e Argissolos Vermelho-Amarelos. Já acima do paralelo de Ponte Alta do Bom Jesus é mais ampla a faixa de relevo suave que bordeja a escarpa do planalto a leste, onde predominam solos mais profundos e de baixa fertilidade natural, em grande parte relacionados aos arenitos cretácicos do Grupo Urucuia, com destaque para os Neossolos Quartzarênicos Órticos, e ocorrência menor de Latossolos Vermelho-Amarelos de textura média e Cambissolos Háplicos Distróficos, estes em geral em áreas mais desgastadas pela erosão. Já nas encostas dissecadas e sobre os terrenos declivosos dos rebordos erosivos predominam solos rasos e pouco profundos, em geral distró-

ficos, como os Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos, e subordinadamente Argissolos Vermelho-Amarelos, por vezes de caráter eutrófico, além de afloramentos de rocha (IBGE, 2007b, 2012, 2914b, 2014c).

Sobre os Patamares do Chapadão Ocidental Baiano, situam-se as localidades de Rio da Conceição, Dianópolis, Novo Jardim, Ponte Alta do Bom Jesus, Taguatinga e Aurora do Tocantins e encontra-se atravessado, de norte a sul, pelas rodovias TO-476, TO-040 e TO-110. Trata-se de uma região com farta disponibilidade de água e com potencial para o ecoturismo, com base na beleza natural e nas possibilidades recreativas das surgências cársticas (Figura 4.60).



Figura 4.60 - Surgência cárstica do rio dos Azuis, utilizado para fins turísticos e recreativos. Pequena vicinal de terra a partir da rodovia TO-110, entre as cidades de Taguatinga e Aurora do Tocantins. Fotografia: Marcelly Ferreira Machado, 2015.

Chapadão Ocidental Baiano

O Chapadão Ocidental Baiano, definido pelo IBGE (2007a), também denominado de Espigão Mestre por Ab'Saber (1964), representa uma vasta superfície cimeira regional que apresenta um rebordo abrupto e escarpado para oeste, em direção ao vale do rio Tocantins, e um imenso planalto de relevo plano e monótono com um caimento imperceptível para leste, drenado por importantes afluentes da margem esquerda do rio São Francisco (Figura 4.26). Esta superfície cimeira corresponde ao topo da bacia sedimentar Sanfranciscana. Este extenso domínio geomorfológico, todavia, ocupa uma exígua área no leste do estado do Tocantins. Consiste de um vasto platô (**R2c**) alçado em cotas que variam entre 860 e 980 metros de altitude, sendo abruptamente delimitado por escarpas de borda de planalto (**R4d**). Este extenso escarpamento é caracterizado por um relevo íngreme de vertentes muito acidentadas e amplitudes topográficas entre 300 e 400 metros, com franca ação de processos erosivos e movimentos de massa (especialmente quedas de blocos e deslizamentos translacionais rasos no contato solo-rocha)



Figura 4.61 - Queda de blocos a partir do desprendimento de pedaços da rocha da cornija arenítica endurecida, gerando um pequeno fluxo de detritos ao longo da vertente íngreme da escarpa de borda de planalto.
Fotografia: Márcio Costa Abreu, 2015.

(Figura 4.61). O topo do chapadão é, frequentemente, sustentado por cornijas de arenitos silicificados e cangas lateríticas. Espreadas rampas de colúvio e tálus (**R1c**) se derramam junto ao sopé das escarpas. Por fim, o processo mais acentuado de recuo erosivo a remontante da escarpa, promovido pelos rios Mosquito, Sobrado, Palmeiras e ribeirão do Inferno, gera vales encaixados (**R4f**) com cânions abruptos. Este domínio delimita-se, a oeste, com os Patamares do Chapadão Ocidental Baiano; e, a leste, estende-se para o estado da Bahia.

Esta restrita porção do platô do Espigão Mestre, assim como as escarpas erosivas que o delimitam, está sustentada por arenitos e conglomerados cretácicos do Grupo Urucuia, pertencente ao fecho deposicional da bacia sedimentar Sanfranciscana.

Sobre o topo do Chapadão Ocidental Baiano desenvolvem-se solos profundos, bem drenados e lixiviados, tais como Latossolos Vermelho-Amarelos e Amarelos Distróficos, de bom potencial agrícola desde que se utilize um elevado nível tecnológico (LUMBRERAS et al., 2015). Subordinadamente ocorrem também Neossolos Quartzarênicos Órticos, em geral associados às encostas suaves dos poucos vales que recortam o chapadão. Nas escarpas de borda de chapada, por sua vez, predominam Neossolos Litólicos Distróficos e afloramentos de rocha. Por fim, sobre as rampas de colúvio e tálus, no sopé do longo escarpamento da Serra Geral de Goiás (Figura 4.26), os Neossolos Quartzarênicos Órticos são amplamente dominantes (IBGE, 2007b, 2012, 2014b, 2014c).

Neste domínio, a vegetação de cerrado nativo, que outrora recobria o topo do chapadão, praticamente não existe mais, pois seus terrenos estão situados numa zona de franca consolidação de agricultura mecanizada em grandes propriedades e voltada para exportação (soja e algodão) (Figura 4.62), subsistindo apenas nas encostas declivosas da borda do planalto.



Figura 4.62 - Superfície cimeira do Chapadão Ocidental Baiano, de relevo plano e solos profundos, bem drenados e lixiviados (Latossolos Vermelho-Amarelos e Amarelos) ocupada por uma agricultura tecnificada em grandes propriedades. Rodovia TO-040, junto à divisa estadual TO-BA.
Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas, 2012.

Uma abordagem concatenada dos diversos parâmetros do meio físico que caracterizam o território do sudeste do Tocantins (Figura 4.63) permite proceder a uma análise espacial sofisticada, como descrito a seguir: o topo do planalto do Chapadão Ocidental Baiano apresenta uma boa aptidão para agricultura mecanizada e representa uma relevante zona de recarga para o importante aquífero Urucuia, que abastece os tributários das bacias hidrográficas dos rios Tocantins e São Francisco. Por outro lado, o relevo escarpado que marca o limite com as superfícies de aplainamento de nível inferior inseridas na bacia do Tocantins apresenta uma notável fragilidade morfodinâmica, evidenciada tanto nas cicatrizes de erosão e deslizamentos em suas vertentes íngremes, quanto na deposição de possantes acumulações de colúvio-tálus em seu sopé. Assim sendo, devido à alta suscetibilidade deste ambiente a processos erosivos e gravitacionais, os terrenos escarpados devem ser destinados à preservação e exploração de atividades geoturísticas, como também nas áreas de afloramento dos metassedimentos e carbonatos do Grupo Bambuí, sotoposto ao arenito Urucuia, onde a ocorrência de surgências cársticas conferem grande potencial para o desenvolvimento do ecoturismo (Figura 4.60). Destaca-se, todavia, a vulnerabilidade do aquífero Urucuia frente à contaminação. O uso inadequado de agrotóxicos no topo do planalto pode acarretar, em longo prazo, uma irreversível contaminação dos aquíferos intergranular e cárstico conectados, com severos prejuízos para o ambiente e saúde pública. Em síntese, é possível tecer uma série de recomendações para os gestores públicos com base na análise efetuada pela Geodiversidade, em que se ressalta a necessidade de uma redução significativa do emprego de agrotóxicos e fertilizantes no topo do planalto; a proteção de nascentes e encostas do relevo de escarpas; e o adensamento das atividades econômicas (em especial o agroturismo) nos patamares adjacentes ao Chapadão Ocidental Baiano e superfícies aplainadas que se estendem além deles.

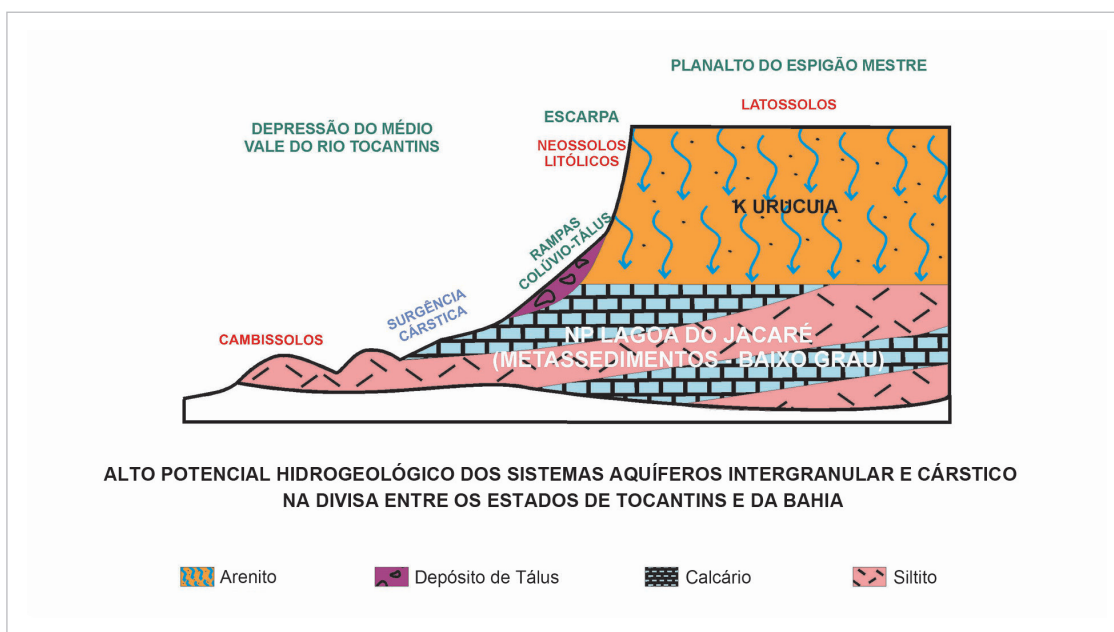


Figura 4.63 - Modelo conceitual sintético da Geodiversidade do Sudeste do estado do Tocantins.

Serras do Planalto Central Goiano

As Serras do Planalto Central Goiano, denominação proposta pelo presente trabalho, abarcam três conjuntos de alinhamentos serranos situados na divisa entre os estados do Tocantins e de Goiás, constituídos por serras e cristas aguçadas de direção preferencial N-S que se destacam topograficamente em meio às planuras da Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins. Entretanto, já no estado de Goiás, tais terrenos elevados integram um domínio geomorfológico mais extenso que consiste no Planalto Central Goiano, cujo contraponto, em termos de superfícies aplainadas rebaixadas, é representado, a leste pelo Vão do Paranã e, a oeste, pela Depressão do médio-alto vale do rio Araguaia (IBGE, 1993). Assim sendo, tais serras que se destacam no sul do estado do Tocantins constituem apenas a extremidade setentrional de um vasto domínio geomorfológico que abrange extensas áreas do centro-norte do estado de Goiás (MAMEDE et al., 1981b).

Com base numa adaptação do mapeamento geomorfológico do IBGE (2007a), os três conjuntos de alinhamentos serranos que compõem este domínio geomorfológico, considerados como unidades distintas naquele trabalho, englobam, de oeste para leste: as Serras de Palmeirópolis-Grande; o complexo montanhoso Veadeiros-Araí; e as Serras de Arraias-Santa Brígida.

Os alinhamentos situados mais a oeste compreendem as serras de Palmeirópolis-Grande e estendem-se por 115 quilômetros, num sentido N-S, até praticamente alcançar a calha do rio Tocantins. Estas elevações são caracterizadas por serras imponentes (R4c) junto à divisa com Goiás, mas à medida que avançam para norte, tais alinhamentos serra-

nos tornam-se progressivamente mais baixos e assumem o modelado de cristas quartzíticas alinhadas e descontínuas (R4b), sendo que, frequentemente, refletem os dobramentos regionais ao qual o substrato foi submetido. Neste sentido, tais cristas representam os últimos remanescentes a resistir ao aplainamento generalizado que elabora a Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins, dominante na paisagem regional do sul do estado do Tocantins. As linhas de cumeada e os picos que emergem das superfícies pediplanadas atingem cotas elevadas que variam entre 700 e 950 metros. Desse modo, estas elevações perfazem desnivelamentos entre 250 e 400 metros acima do piso da depressão, embutidas em cotas baixas, entre 300 e 350 metros. Todavia, nas cercanias da cidade de Palmeirópolis, junto à divisa com Goiás, as superfícies aplainadas já se encontram posicionadas a 500 metros de altitude, num relevo de transição para as superfícies mais elevadas do Planalto Central Goiano. Mais a norte, junto à localidade de Jaú do Tocantins, ressalta-se um conjunto de baixas cristas de quartzito alinhadas com vertentes declivosas e linhas de cumeada bem marcadas, cerca de 100 a 200 metros acima das superfícies aplainadas adjacentes.

Estes terrenos acidentados são sustentados por litologias muito antigas, de idade paleoproterozoica, da faixa móvel Brasília, representadas por rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa. Em decorrência de processos de erosão diferencial, os quartzitos sustentam as cristas e serras elevadas, enquanto que os xistos e metacalcários, menos resistentes ao intemperismo, afloram em áreas mais rebaixadas e desgastadas desse domínio serrano (Figura 4.64). Ocorrem também granitoides intrusivos de idade mesoproterozoica da unidade Serra Dourada e sienitos da suíte alcalina de Peixe.



Figura 4.64 - Relevo bimodal marcado pela alternância de extensos e baixos alinhamentos serranos sustentados por quartzitos que se estendem por dezenas de quilômetros, com vales paralelos embutidos em pediplanos, modelados em rochas mais tenras e suscetíveis a processos de intemperismo, denudação e aplainamento. Fotografia: Maurício Gomes Rocha, 2015.

Sobre as vertentes íngremes das cristas serranas desenvolvem-se solos muito rasos, com alta suscetibilidade à erosão e a movimentos de massa, com destaque para os Neossolos Litólicos, em geral associados a afloramentos de rocha, e em menor proporção Cambissolos Háplicos. Subordinadamente ocorrem Argissolos Vermelho-Amarelos, que predominam nos terrenos um pouco menos declivosos de nível topográfico inferior embutidos entre as serras, ou na transição para as superfícies aplainadas do entorno, dominadas por Latossolos Vermelho-Amarelos (IBGE, 2007b, 2012, 2013).

O alinhamento serrano central, posicionado entre os vales dos rios Tocantins e Paranã, está incluso no complexo montanhoso Veadeiros-Araí (IBGE, 2007a) e estende-se por aproximadamente 120 quilômetros. Assim como as serras de Palmeirópolis-Grande, apresenta um decréscimo de altitudes em direção a norte até se dissipar em baixas cristas alinhadas em direção N-S, sendo que, inclusive, atravessam a calha do rio Tocantins sob a denominação de Serra Vermelha. Este conjunto serrano consiste de serras de vertentes íngremes (**R4c**). Na divisa com Goiás, ressalta-se um relevo planáltico (**R2b3** e **R2c**) pertencente ao Planalto Central Goiano e curtas escarpas (**R4d**) na vertente leste. As localidades de São Salvador do Tocantins e Paranã assentam-se nas imediações deste domínio serrano.

Os topos das superfícies planálticas do complexo montanhoso Veadeiros-Araí estão alçados em cotas que variam entre 800 e 1.220 metros de altitude. Sobre estes planaltos emerge a Serra das Traíras, na divisa com Goiás, que consiste no ponto culminante do estado do Tocantins, com 1.340 metros de altitude. Mais a norte, as serras e os picos que emergem das superfícies pediplanadas atingem cotas que variam entre 600 e 1.000 metros, cerca de 300 a 500 metros acima do piso dos pediplanos circundantes, embutidos em cotas baixas, entre 280 e 360 metros.

Este conjunto de terras altas encontra-se sustentado por litologias da faixa móvel Brasília composto por rochas antigas de idade meso a paleoproterozoica, representadas por rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico da Formação Traíras (filitos e xistos) e do grupo Paranoá (quartzitos, metassiltitos e metargilitos). Na porção leste destas serras afloram quartzitos, conglomerados e rochas metavulcânicas da Formação Arraías.

Num contexto regional, observa-se um típico relevo apalachiano constituído por cristas de quartzito intercaladas com superfícies aplainadas modeladas em xistos. Este modelado torna-se característico desta zona serrana, constituída de rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico e intensamente dobradas da Formação Traíras e dos grupos Serra da Mesa e Paranoá.

Sobre os terrenos acidentados das serras, escarpas e planaltos alçados, predominam solos rasos ou pouco profundos, com alta suscetibilidade à erosão e a movimentos de massa, com destaque para os Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos, além de afloramentos de rocha. Registra-se também a presença de Argissolos Vermelho-Amarelos, em alguns casos de caráter eutrófico e com horizonte A chernozêmico; e nos topos mais conservados dos planaltos, em relevo suave, ocorrem Latossolos Vermelhos Distróficos (IBGE, 2007b, 2012, 2013, 2014c).

Por fim, os alinhamentos situados mais a leste compreendem as Serras de Arraías-Santa Brígida e estendem-se por 50 a 70 quilômetros, em sentido SE-NW, até sucumbir ante as planuras da Depressão do médio-alto vale do rio Tocantins. Estas elevações são caracterizadas por planaltos elevados (**R2b3**) junto à divisa com Goiás (planalto de Arraías-Campo Belo), serras imponentes de cristas alinhadas (**R4c**) e morros dissecados (**R4b**). Os planaltos estão alçados em cotas que variam entre 550 e 730 metros. As linhas de cumeada e os picos que emergem das superfícies pediplanadas atingem cotas elevadas que variam entre 700 e 1.000 metros. Desse modo, estas elevações perfazem desnivelamentos entre 300 e 400 metros acima do piso da depressão, embutida em cotas mais modestas, entre 400 e 450 metros.

Este conjunto de terras altas encontra-se sustentado por litologias da faixa móvel Brasília, composta por rochas do embasamento de idade paleoproterozoica referentes a um complexo gnáissico-migmatítico ou granítico da unidade Almas-Cavalcante. Todavia, predominam rochas metavulcanossedimentares da Formação Arraías (quartzitos e, subordinadamente, xistos, conglomerados e rochas metavulcânicas). Também afloram na porção leste deste domínio serrano rochas de idade neoproterozoica da Formação Sete Lagoas – Grupo Paraopebas (metapelitos, arcóseos, dolomitos, metacalcários).

Observa-se em campo, claramente, um controle litológico na configuração regional do relevo, onde as serras estão sustentadas pelos quartzitos (Figura 4.65) e o relevo de morros mais rebaixado foi elaborado em rochas mais tenras e vulneráveis ao intemperismo, como xistos, riolitos e mármores.



Figura 4.65 - Paredão rochoso em crista elevada sustentada por quartzitos da Serra Branca ou Serra de Arraias. Rodovia TO-050, nas imediações da cidade de Arraias. Fotografia: Marcelo Eduardo Dantas, 2015.

Sobre as vertentes íngremes das cristas serranas, desenvolvem-se solos rasos e pouco profundos, com alta suscetibilidade à erosão e a movimentos de massa, com destaque para os Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos, em geral de baixa fertilidade natural, com expressiva ocorrência também de afloramentos de rocha. Sobre as superfícies planálticas ocorrem Plintossolos Argilúvicos, Cambissolos Háplicos e Latossolos Vermelho-Amarelos; e relacionados à plataforma metapelítico-carbonática da bacia Bambuí (Formação Sete Lagoas) desenvolvem-se solos de boa fertilidade natural, tais como os Nitossolos Vermelhos Eutróficos e Cambissolos Háplicos Ta Eutróficos, alguns de caráter carbonático (IBGE, 2007b, 2012, 2014c).

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A.N. Contribuição à geomorfologia da área dos cerrados. In: SIMPÓSIO SOBRE O CERRADO, 1., 1962, São Paulo. **Anais** [...] São Paulo: EdUSP, 1962. p. 117-124.

AB'SABER, A.N. (1964). O relevo brasileiro e seus problemas. In: AZEVEDO, A. (Org.) **Brasil - a terra e o homem**: as bases físicas. São Paulo: Nacional, 1964. v. 1, p. 135-250.

AB'SABER, A.N. Domínios morfoclimáticos atuais e quaternários na região dos cerrados. **Craton & Intracraton**, São José do Rio Preto, v. 14, p. 1-39, 1981.

AB'SABER, A.N. **Os domínios de natureza no Brasil**: potencialidades paisagísticas. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 134p.

ALMEIDA, F.F.M. Traços gerais da geomorfologia do Centro-Oeste brasileiro. In: ALMEIDA, F.F.M.; LIMA, M.A. (Ed.) **Planalto Centro-Ocidental e Pantanal Matogrossense**. Rio de Janeiro: Conselho Nacional de Geografia, 1953. p. 7-65. Guia de Excursão nº 1, realizada durante o 18º Congresso Internacional de Geografia.

As Serras do Planalto Central Goiano estão recobertas, integralmente, por vegetação do bioma Cerrado, com mescla de cerrado típico e campos cerrados (IBGE, 2007c), sendo que a vegetação original encontra-se em grande parte conservada, devido à dificuldade de ocupação desses terrenos íngremes. Sendo assim, ressalta-se a vocação natural deste domínio para preservação ambiental, ecoturismo e turismo geocientífico.

Assim como Natividade, a cidade de Arraias, inserida na porção mais oriental deste domínio serrano, consiste numa cidade histórica, fundada em 1740, no rastro do ciclo da mineração (Figura 4.66).



Figura 4.66 - Museu Histórico e Cultural de Arraias. Fotografia: Davi Nascimento Souza, 2015.

ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 50, p. 77-111, 2000.

ALMEIDA FILHO, R.; MOREIRA, F.R.; BEISI, C.H. The Serra da Cangalha astrobleme as revealed by ASTER and SRTM orbital data. **International Journal of Remote Sensing**, Basingstoke, v. 24, p. 1-6, 2003.

BARBOSA, G.V.; BOAVENTURA, R.S.; NOVAES PINTO, M. (1973). Geomorfologia da folha SB-23 (Teresina) e parte da folha SB-24 (Folha Jaguaribe). In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto RADAM. Folha SB. 23 Teresina e parte da folha SB. 24 Jaguaribe**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1973. v. 2, p. (II)1-(II)24.

BARBOSA, O.; ANDRADE RAMOS, J.R.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, D.R. (1966). **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia"**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966. 94p. (Monografia DGM, 19).

BARTORELLI, A.; ASSINE, M.L.; PIRES NETO, A.G.P.; AB'SABER, A.N. Dunas do Jalapão: uma paisagem insólita no interior do Brasil. In: MODENESI-GAUTTIERE, M.C. et al. (Org.) **A Obra de Aziz Nacib Ab'Saber**. São Paulo: Beca-BALL, 2010. p. 570-582.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, v. 16/17, p. 85-116, 1965.

BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. The Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 47, p. 72-89, 2013.

BÜDEL, J. **Climatic Geomorphology**. Princeton: University Press, 1982. 443p.

CHRISTOFOLETTI, A. Considerações a propósito da Geografia Física dos Cerrados. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 6, n. 11, p. 5-32, 1966.

COSTA, M.L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 21, n. 2, p. 146-160, 1991.

CRISTO, S.S.V.; ROBAINA, L.E.S.; MORAIS, F. Patrimônio geomorfológico na porção leste do estado do Tocantins – região do Jalapão. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 21, n. 2, p. 92-96, 2013.

DANTAS, M.E.; ARMESTO R.C.G.; ADAMY, A. A origem das paisagens. In: SILVA, C.R. (Ed.) **Geodiversidade do Brasil: conhecer o passado para entender o presente e prever o futuro**. Rio de Janeiro: CPRM, 2008. Cap. 3, p. 33-56.

DANTAS, M.E.; SHINZATO, E.; BANDEIRA, I.C.N.; SOUZA, L.V.; RENK, J.F.C. Compartimentação geomorfológica do estado do Maranhão. In: BANDEIRA, I.C.N. (Ed.) **Geodiversidade do Estado do Maranhão**. Teresina: CPRM, 2013. Cap 3, p.31-62.

DANTAS, M.E.; TEIXEIRA, S.G. A origem das paisagens do estado do Pará, cap. 3. In: TEIXEIRA, S.G.; JOÃO, X.J. (Ed.) **Geodiversidade do estado do Pará**. Belém: CPRM, 2011. p. 23-52.

DIAS-BRITO, D.; ROHN, R.; CASTRO, J.C.; DIAS, R.R.; RÖSSLER, R. Floresta petrificada do Tocantins Setentrional – o mais exuberante e importante registro florístico tropical-subtropical permiano do Hemisfério Sul. In: WINGE, M. et al. (Ed.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Brasília: CPRM, 2009. v. 2, 515p., p. 337-354.

FERREIRA, I.M. Cerrado: classificação geomorfológica de vereda. In: SIMPÓSIO NACIONAL DO CERRADO, 9., 2008, Planaltina/DF. [Anais...] Planaltina: Embrapa, 2008. p. 1-7.

IBGE. **Mapa de Unidades de Relevo do Brasil**. Rio de Janeiro, 1993. 1 mapa color. Escala 1:5.000.000.

IBGE. **Geomorfologia. Mapa geomorfológico do Estado do Tocantins**. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro, 2007a. 1 mapa color. Escala 1:1.000.000.

IBGE. **Pedologia. Mapa exploratório de solos do estado do Tocantins**. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro, 2007b. 1 mapa color. Escala 1:1.000.000.

IBGE. **Vegetação. Mapa fitogeográfico do estado do Tocantins**. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro, 2007c. 1 mapa color. Escala: 1: 1.000.000.

IBGE. **Geologia. Mapa geológico do estado do Tocantins**. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro, 2007b. 1 mapa color. Escala 1:1.000.000.

IBGE. **Solos da Amazônia Legal**. Rio de Janeiro, 2012. Disponível em: <http://visualizador.inde.gov.br/VisualizaCamada/576/?posicao=-120.5380859375,-522947739,17.5380859375,17.669762930009&zoom=4>. Acesso em: 30 maio 2018.

IBGE. **Mapa de solos da folha SD.22 - Goiás**. Rio de Janeiro, 2013. Disponível em: <http://visualizador.inde.gov.br/VisualizaCamada/883/?posicao=-120.5380859375,-522947739,17.5380859375,17.669762930009&zoom=4>. Acesso em: 30 maio 2018.

IBGE. **Mapa de solos da folha SB.23 - Teresina**. Rio de Janeiro, 2014a. Disponível em: <http://visualizador.inde.gov.br/VisualizaCamada/1075/?posicao=-120.5380859375,-522947739,17.5380859375,17.669762930009&zoom=4>. Acesso em: 30 maio 2018.

IBGE. **Mapa de solos da folha SC.23 - São Francisco**. Rio de Janeiro, 2014b. Disponível em: <http://visualizador.inde.gov.br/VisualizaCamada/1077/?posicao=-120.5380859375,-522947739,17.5380859375,17.669762930009&zoom=4>. Acesso em: 30 maio 2018.

IBGE. **Mapa de solos da folha SD.23 - Brasília**. Rio de Janeiro, 2014c. Disponível em: <http://visualizador.inde.gov.br/VisualizaCamada/1079/?posicao=-120.5380859375,-522947739,17.5380859375,17.669762930009&zoom=4>. Acesso em: 30 maio 2018.

KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

LATRUBESSE, E.M.; STEVAUX, J.C. Características físico-bióticas e problemas ambientais associados à planície aluvial do rio Araguaia, Brasil Central. **Geociências**, Guarulhos, p. 67-75, 2006.

LATRUBESSE, E.M. Patterns of anabranching channels: the ultimate endmember adjustments of mega-rivers. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 101, p. 130-145, 2008.

LATRUBESSE, E.M.; AMSLER, M.L.; MORAIS, R.P.; AQUINO, S. The geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: the case of the Araguaia river. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 113, p.239-252, 2009.

LEITE, E.F.; ROSA, R. Mapeamento geomorfológico: a carta de energia do relevo da bacia hidrográfica do rio Formiga – TO. **Revista Brasileira de Geografia Física - UFPE**, Recife, v. 5, n. 2, p. 269-284, 2012.

LEITE, E.F.; NUNES, A.B.; COSTA, J.F.; NUNES, J.C.; BARROS, M.L. Panorama das condições ambientais na bacia hidrográfica do rio Areias, Tocantins. **Revista Interface**, Porto Nacional, v. 7, p. 117-126, 2014.

LUMBRERAS, J. F.; CARVALHO FILHO, A.; MOTTA, P. E. F.; BARROS, A. H. C.; AGLIO, M. L. D.; DART, R.O.; SILVEIRA, H. L. F.; QUARTAROLI, C. F.; ALMEIDA, R. E. M.; FREITAS, P. L. **Aptidão agrícola das terras do Matopiba**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2015. 48 p. il. (Embrapa Solos. Documentos, 179). Disponível em: <http://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/infoteca/handle/doc/1025303>. Acesso em: 11 jun. 2018.

MAMEDE, L.; ROSS, J.L.S.; SANTOS, L.M. Geomorfologia da folha SC-22 (Tocantins). In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto RADAM. Folha SB. 22 Araguaia e parte da folha SC. 22 Tocantins**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1981a. v. 4, p.197-248.

MAMEDE, L.; NASCIMENTO, M.A.L.S.; FRANCO, M.S.M. Geomorfologia da folha SD-22 (Goiás). In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto RADAM. Folha SB. 22 Araguaia e parte da folha SC. 22 Tocantins**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1981b. v. 4, p.301-376.

MARIMON, B.S.; LIMA, E.S. Caracterização fitofisionômica e levantamento florístico preliminar no Pantanal dos Rios Mortes-Araguaia, Cocalinho, Mato Grosso, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, Pampulha, v. 15, n. 2, p. 213-229, 2001.

MARTINS, I.C.M.; SOARES, V.P.; SILVA, E.; BRITES, R.S. Diagnóstico ambiental no contexto da paisagem de fragmentos naturais “ipucas” no município de Lagoa da Confusão, Tocantins. **Revista Árvore**, Viçosa, v. 26, n. 3, p. 299-309, 2002.

MARTINS, A.K.E.; SCHAEFER, C.E.G.R.; SOARES, V.P.; CORRÊA G.R., MENDONÇA, B.A.F. Relação solo-geoambiente em áreas de ocorrência de ipucas na Planície do Médio Araguaia – estado do Tocantins. **Revista Árvore**, Viçosa, v. 30, n. 2, p. 297-310, 2006.

MARTINS, R.A.; COSTA, M.L.; MORAES, M.S. **Floresta fossilizada do Tocantins**: uma flora preservada por milhões de anos. Natal: Editora IFRN, 2010. 120p.

MORAIS, F.; ROCHA, S. Cavernas em arenito no Planalto Residual do Tocantins. **Espeleotema**, Campinas, v. 22, n. 1, p. 127-137, 2011.

NASCIMENTO, P.F.O.; MORAIS, F. Análise morfométrica em ipucas em carste encoberto na Depressão do Médio Araguaia, estado do Tocantins. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA – SINAGEO, 9., 2012, Rio de Janeiro. **[Anais...]** Rio de Janeiro: UFRJ, 2012.

ROSS, J.L.S. Relevo Brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v. 4, p. 25-39, 1985.

ROSS, J.L.S. Os fundamentos da Geografia da Natureza. In: ROSS, J.L.S.; SCARLATO, F.C.; ANGELO, S.; CONTI, J.B.; OLIVEIRA, A.U. **Geografia do Brasil**. São Paulo: EdUSP, 1997. p. 13-65.

SCHOBENHAUS, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T.; LINDENMAYER, A.G.; VASCONCELOS, J.C.; ORLANDI, V. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: Folha Goiás (SD-22). Brasília: DNPM, 1975. 114p.

SOUSA, P.A.B.; BORGES, R.S.T.; DIAS, R.R. **Atlas do Tocantins**: subsídios ao planejamento da Gestão Territorial. Palmas: SEPLAN, 2012. 80p.

THOMAS, M.F. **Geomorphology in the tropics**. New York: John Wiley & Sons, 1994. 460p.

VALENTE, C.R.; LATRUBESSE, E.M. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: the Bananal Basin, Central-Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 356-357, p. 62-74, 2011.

VALENTE, C.R.; LATRUBESSE, E.M.; FERREIRA, L.G. Relationships among vegetation, geomorphology and hydrology in the Bananal island tropical wetlands, Araguaia river basin, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 30, p. 1-11, 2013.

VILLELA, F.N.J.; NOGUEIRA, C. Geologia e geomorfologia da estação ecológica Serra Geral do Tocantins. **Biota Neotropica**, São Paulo, v. 11, n. 1, p.217-230, 2011.