

CAPÍTULO 6

Geologia do Cerrado

Marcelo Ferreira da Silva

Márcio José Remédio

Mauricio Pavan Silva

Jônatas de Sales Macêdo Carneiro

Joanna Chaves Souto Araújo

Gilmar José Rizzotto

Ivan Pereira

Fotos: Lineu Rodrigues (da esquerda para a direita - 3 e primeiro plano); Jônatas S. M. Carneiro (da esquerda para a direita - 1 e 2).



6.1 Introdução

Apesar de a geologia não despontar como elemento definitivo na composição dos biomas, o substrato sobre o qual se desenvolvem fauna e flora é fortemente controlado pela natureza, composição e estruturação das rochas de uma região. O mundo mineral fornece os elementos fundamentais para a viabilização da vida que se desenvolve sobre a litosfera e dita a necessidade ou não do uso de fertilizantes e outros aditivos para seu cultivo. Também é a estruturação dos componentes litológicos que condiciona a altitude e as feições do relevo. Dessa forma, o substrato rochoso é o componente que subjaz todo o bioma, e a Geologia, como ciência que estuda a Terra, é elemento fundamental para a melhor compreensão da distribuição do Cerrado em nosso território.

As diversas paisagens no Cerrado resultam da geodiversidade formada por rochas de variadas composições, idades e origens (Figura 6.1). Portanto, a complexidade de vincular o Bioma Cerrado a uma determinada formação rochosa é intrínseca às características do solo, aos fatores climáticos, bem como à altitude, relevo e evolução do solo, além do manto de alteração da rocha (regolito), que, por sua vez, depende da composição mineralógica da rocha.

Em um mesmo bioma, os padrões fitogeográficos estão, em geral, vinculados a determinantes físicos e químicos como solo, relevo e topografia (Allaby, 1992). Diante dessas premissas, o Cerrado mostra-se amplamente disseminado e é considerado o segundo maior bioma do Brasil, cobrindo uma área de 1,8 milhões a 2 milhões de quilômetros quadrados, o que corresponde a 204 milhões de hectares, equivalentes a cerca de 25% de toda a extensão territorial do País. O bioma Cerrado é encontrado nas unidades federativas de Goiás, Distrito Federal, Tocantins, Mato Grosso do Sul, sul de Mato Grosso, oeste de Minas Gerais, sul do Maranhão, oeste do Piauí, oeste da Bahia, e porções dos estados de São Paulo e Paraná, bem como há manchas de Cerrado Amazônico nos estados do Amapá, Amazonas, Pará e Roraima.

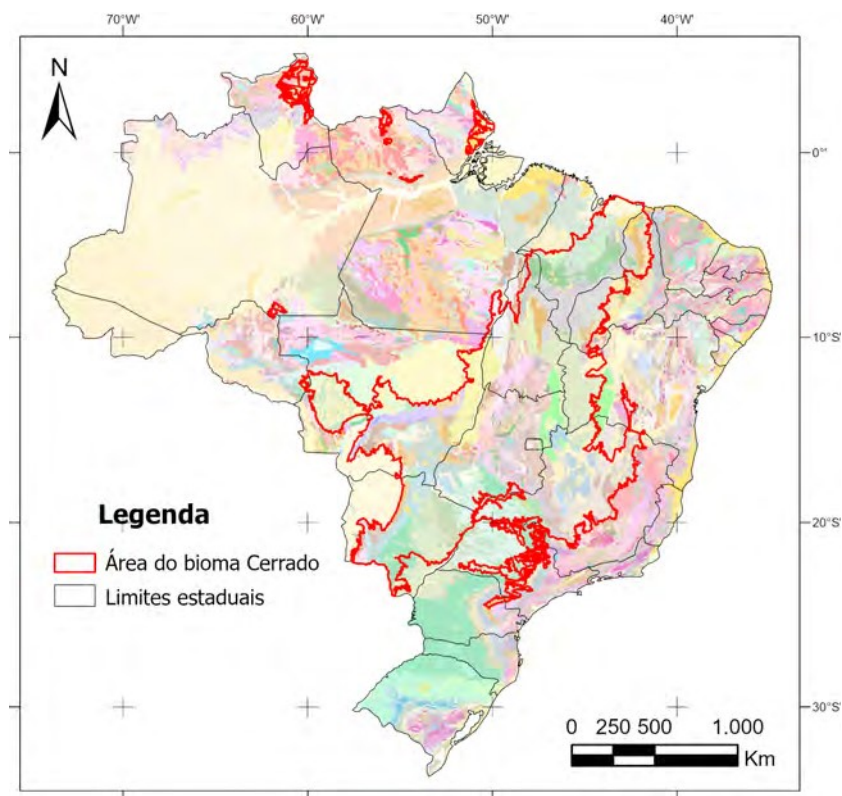


Figura 6.1. Área de abrangência do bioma Cerrado (área limitada em vermelho) sobre mapa geológico do Brasil ao milionésimo⁷.

6.2 Conceitos geológicos fundamentais

A contextualização da geologia regional, assim como de alguns termos geológicos, proporciona melhor compreensão sobre os ambientes nos quais as unidades geológicas foram formadas e sua evolução tectônica. Por isso, será apresentada uma breve conceituação sobre

⁷ Para mais informações sobre a geologia apresentada, sugere-se a consulta das folhas 1:1.000.000 do território brasileiro no Repositório Institucional de Geociências (<https://rigeo.cprm.gov.br>). A base em SIG da geologia integrada do Brasil pode ser obtida em <http://geosgb.sgb.gov.br>, no item "Serviços > Downloads".

tectônica para que o leitor possa compreender a complexidade das unidades litológicas (associação de rochas) que compõem o arcabouço tectônico da Plataforma Brasileira, e sua relação com aspectos geomorfológicos e processos pedogenéticos.

Os constituintes básicos das rochas são os minerais, cuja variedade química e estrutura cristalográfica determinam suas características. De maneira geral, os minerais de estrutura mais complexa (por exemplo, tectossilicatos como quartzo) tendem a ser mais resistentes ao intemperismo, enquanto os de estrutura mais simples (por exemplo, nesossilicatos como olivina) são facilmente alterados pela ação da água, do vento e do tempo (intemperismo). Nesse mesmo sentido, os minerais mais ricos em magnésio e ferro, e mais pobres em sílica, comumente denominados máficos, são mais facilmente desagregados e frequentemente são ricos em elementos importantes para o crescimento das plantas, enquanto os minerais ricos em sílica e alumínio, denominados félsicos, tendem a ser mais resistentes ao intemperismo químico e mais pobres em cátions e ânions necessários para o crescimento saudável da maioria das plantas (Teixeira, 2000).

As rochas podem ser classificadas de acordo com sua origem, sendo que as rochas formadas pela cristalização do magma (massa mineral fluida ou pastosa, em estado de fusão, gerada a grande profundidade da superfície terrestre, cuja mobilidade e ascensão determinam os fenômenos vulcânicos ou plutônicos e que, ao resfriar, cristaliza-se, dando origem às rochas ígneas) são denominadas ígneas ou magmáticas e as rochas formadas pela deposição de fragmentos de rocha e grãos acumulados ou precipitados em uma bacia de sedimentação são denominadas sedimentares. As rochas formadas a partir da transformação das rochas ígneas ou sedimentares, por aumento da temperatura e pressão, são denominadas metamórficas (Teixeira, 2000). (Figura 6.2).

De maneira geral, a grande maioria das rochas metassedimentares, ou seja, aquelas formadas pelo metamorfismo de rochas sedimentares, são ricas em cristais de minerais mais resistentes ao intempe-

rismo e apresentam composição mais rica em sílica (SiO_2) e alumina (Al_2O_3). Rochas formadas pelo acúmulo de componentes precipitados quimicamente são denominadas rochas sedimentares químicas, cujo principal representante é o calcário, formado por carbonatos de cálcio ou magnésio (calcita e/ou dolomita). Por sua vez, uma parte das rochas ígneas e suas derivações metamórficas podem ser ricas em minerais máficos (ricos em cálcio, ferro e magnésio e pobres em sílica), portanto mais suscetíveis ao intemperismo e à erosão, ou outras rochas ígneas ricas em minerais félsicos (ricos em potássio e sílica), portanto mais resistentes à alteração.

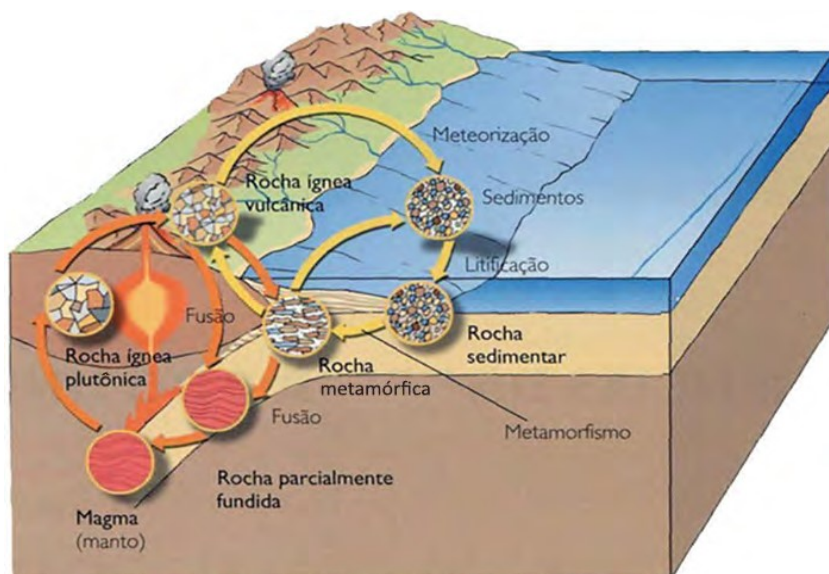


Figura 6.2. Tipos de rochas e seus ambientes de formação.

Fonte: Modificado de Agência Nacional de Águas (2023).

A maior parte das rochas de composição básica é gerada nas cordilheiras meso-oceânicas, um conjunto de montanhas vulcânicas submarinas onde ocorre a extrusão e posterior solidificação do magma basáltico, como nos oceanos Atlântico e Pacífico. As rochas formadas nesse ambiente constituem a crosta oceânica, cuja densidade é maior

do que a média das rochas encontradas nos continentes, fazendo com que o assoalho oceânico esteja invariavelmente em altitude mais baixa do que a média da topografia continental. Eventualmente, em ambientes tectônicos colisionais, como na costa do Pacífico, parte da densa crosta oceânica pode mergulhar sob o continente e se fragmentar, formando a zona de subducção de placas litosféricas relacionada ao processo de tectônica de placas.

À medida que a crosta oceânica de composição basáltica se desloca e mergulha profundamente, o aumento de pressão e temperatura no interior do planeta leva às transformações metamórficas, e nos casos extremos favorecem a fusão dessas rochas gerando novos magmas. Esses magmas tendem a ascender, formando cordilheiras vulcânicas de composição mais félsica (intermediária), como os andesitos, como na Cordilheira dos Andes (Blatt et al., 2006).

A disposição atual das rochas em um continente é, na verdade, reflexo de uma longa e complexa dinâmica de interação e formação de rochas durante longos períodos de sua história geológica, cujo resultado levará à formação de regiões mais ou menos férteis para o desenvolvimento de um determinado bioma. Da mesma forma, a morfologia de um terreno é fruto dessa complexa história e condiciona a existência de determinados padrões de fauna e flora.

De maneira geral, a geologia de grandes regiões pode ser compartimentada em províncias estruturais, cuja divisão no Brasil foi proposta por Almeida et al. (1981), conforme observado na Figura 6.3, em que, na maioria, ocorrem rochas metamórficas e ígneas com feições que sugerem uma história comum, e, em outras, representam bacias sedimentares, onde predominam sucessões de rochas sedimentares e, subordinadamente, rochas ígneas de maneira contígua.

Na região de predominância do bioma Cerrado, ocorrem unidades geológicas que compõem a Província Estrutural Tocantins, disposta em forma de arco com disposição predominantemente norte-sul e pequena ramificação para nordeste e sudoeste, tendo como principais unidades geotectônicas os cinturões Brasília, Araguaia e Paraguai

(Figura 6.3). Esse conjunto de rochas metamórficas e ígneas delimita blocos de rochas com mais de 2,5 bilhões de anos (tempo geológico), que representam antigos continentes do período Arqueano (Cráton do São Francisco a leste e Cráton Amazônico a oeste). No entanto, em suas porções sul, nordeste e oeste, a área de distribuição do bioma Cerrado tem seu substrato formado por rochas sedimentares e vulcânicas das bacias fanerozoicas do Paraná, do Parnaíba e do Parecis, respectivamente.

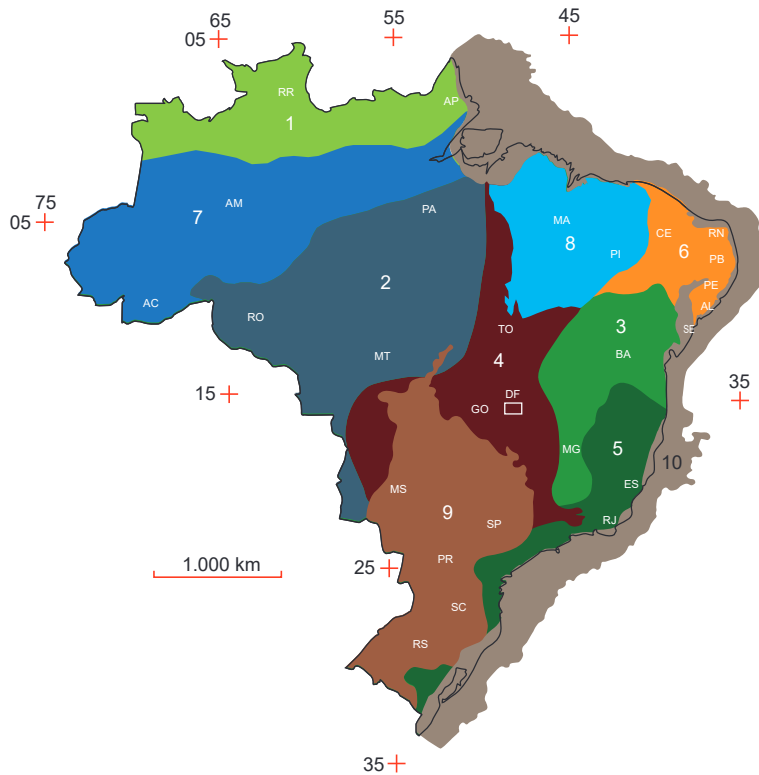


Figura 6.3. Mapa das províncias estruturais do Brasil. Os números correspondem às seguintes unidades tectônicas: 1 – Rio Branco; 2 – Tapajós; 3 – São Francisco; 4 – Tocantins; 5 – Mantiqueira; 6 – Borborema; 7 – Amazônica; 8 – Parnaíba; 9 – Paraná e 10 – Província Costeira e Margem Continental.

Fonte: Adaptado de Almeida et al. (1981).

A Província Estrutural Tocantins compreende as faixas Araguaia, Paraguai e Brasília. É composta por rochas metamórficas predominantemente de origem ígnea em seu eixo central (Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu), com rochas metassedimentares nos flancos leste e oeste, em cujas extremidades, especialmente no leste do estado de Goiás e na região central do estado de Mato Grosso, afloram rochas calcárias (Delgado et al., 2003) (Figura 6.4). Entre o domínio central e as faixas de rochas metassedimentares, ocorrem extensas áreas de rochas máficas e ultramáficas ricas em Mg e Ca (Complexos Máfico-Ultramáficos Barro Alto, Niquelândia e Canabrava).

A província consiste em sistema orogênico edificado no neoproterozoico, resultado da convergência entre os crátons Amazônico (a oeste) e São Francisco – Congo (a leste), além de blocos e/ou fragmentos cratônicos menores (blocos Parnaíba, Paranapanema e Maciço de Goiás), durante a consolidação ocidental do paleocontinente Gondwana (Almeida et al., 1981; Pimentel; Fuck, 1992a; Pimentel et al., 2000; Mantovani; Brito Neves, 2009).

Resumidamente, Fuck et al. (1993, 2017), Fuck (1994), subdividem a Província Tocantins na Faixa Brasília, com os seguintes compartimentos: O seu segmento norte está orientado no sentido norte-sul, e se estende para leste até o cráton do São Francisco. A zona externa da Faixa Brasília é um cinturão de dobras e empurrões de rochas metassedimentares de margem passiva de baixo grau, bem como sequências sedimentares sin-orogênicas relacionadas a um arco magmático. A zona interna inclui sedimentos de mar profundo associados a uma *mélange* ofiolítica, rochas vulcânicas e intrusivas cálcio-alcalinas do tipo arco, e granitos colisionais do tipo S. O grau metamórfico da Faixa Brasília aumenta para oeste, passando de rochas não metamórficas e de baixo grau, a leste, para rochas de fácies anfíbolito de alta temperatura, culminando em granulitos de ultra-alta temperatura no núcleo metamórfico. A convergência dos crátons envolveu a subducção de uma ampla litosfera oceânica e o desenvolvimento de sistemas primitivos de arcos de ilhas. A convergência também aprisionou o Maciço de Goiás, um fragmento continental exótico, composto por terrenos gra-

nito-greenstone arqueanos, granito-gnaissé paleoproterozoico, complexos estratificados neoproterozoicos e rochas de cobertura proterozoicas, expostos entre o arco magmático e o núcleo metamórfico na parte central da faixa, e a zona externa mais ao norte (Fuck et al., 2017); além das faixas Paraguai e Araguaia (Figura 6.4). Eles constituem cinturões orogênicos, que representam cadeias de montanhas antigas no centro do Brasil, destacando-se como uma das mais importantes feições tectônicas do pré-cambriano do território brasileiro.

A Faixa Paraguai constitui um cinturão dobrado posicionado na borda meridional do Cráton Amazônico, na porção ocidental da Província Tocantins (Almeida, 1984). Essa unidade geotectônica é representada por uma espessa sequência de rochas sedimentares glaciomarinhas, turbiditos, carbonatos e rochas siliciclásticas depositadas em ambiente de margem passiva (Alvarenga; Saes, 1992; Alvarenga; Trompette, 1992, 1993; Alvarenga et al., 2000). A associação entre rochas metavulcânicas e glaciomarinhas com idades entre 750 e 700 Ma na Faixa Paraguai Oriental é representada por hialoclastitos, metabasaltos e metatufos intercalados com formações ferríferas bandadas, diamictitos e calcários dentro do mesmo ambiente deposicional (Silva et al., 2022). As faixas coevas Paraguai e Araguaia, no Brasil Central, podem ser consideradas um único cinturão dobrado Brasileiro (Almeida, 1974) por serem estratigraficamente semelhantes, hospedando formações ferríferas bandadas Neoproterozoicas e depósitos plataformais de rochas carbonáticas ricas em fósseis (Alvarenga et al., 2000; Osborne, 2001).

A Faixa Araguaia exposta no centro-norte do Brasil é formada por uma longa estrutura principal linear norte-sul de mais de 1,2 mil quilômetros, localizada entre a margem leste do Cráton Arqueano Amazônico e o Bloco Parnaíba e pelo Cráton São Luís a nordeste. É um domínio geotectônico neoproterozoico constituído principalmente por sucessões metassedimentares com exposições do embasamento em janelas tectônicas (Alvarenga et al., 2000; Hasui, 2012; Assis et al., 2021), e várias rochas magmáticas (Gorayeb et al., 2023a).

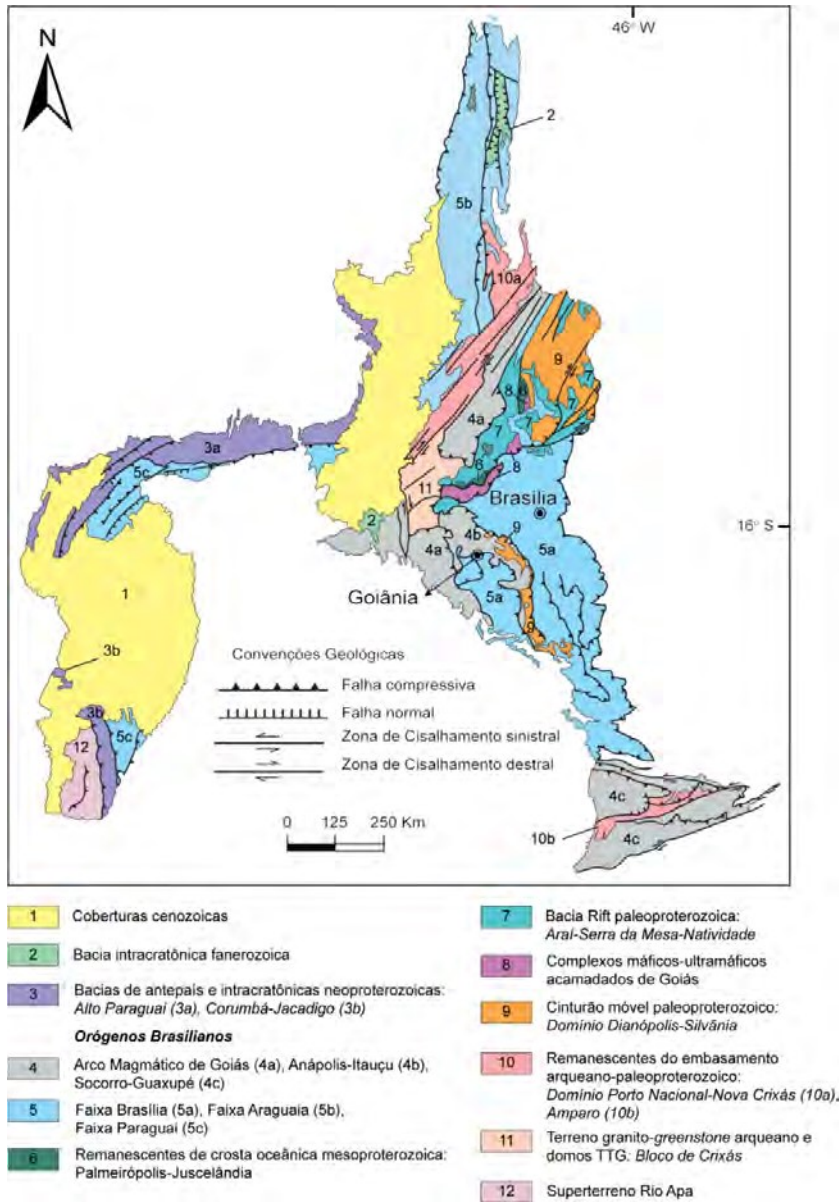


Figura 6.4. Mapa geológico simplificado da Província Estrutural Tocantins.

Fonte: Adaptado de Delgado et al. (2003).

6.3 Geologia do Cerrado em sua região de predominância no Brasil

Para uma melhor compreensão e descrição da geologia sobre a qual se desenvolveu o bioma Cerrado no país, segue descrição das unidades geológicas sob a área de abrangência do bioma, da porção mais oriental até a porção mais ocidental. Dessa forma, os diferentes compartimentos tectônicos e conjuntos de rochas devem ser melhor compreendidos.

6.3.1 Porção Oriental

Do ponto de vista geológico, a área de domínio do bioma Cerrado mais oriental ocorre sobre rochas sedimentares das bacias Sanfranciscana e do Parnaíba, bem como sobre o embasamento dessas unidades. Refere-se à porção leste do estado do Tocantins, bem como ao oeste da Bahia, oeste do Piauí e leste do Maranhão. Abrange ainda a região nordeste de Goiás e noroeste de Minas Gerais (Figura 6.5).

6.3.1.1 *Bacia Sanfranciscana*

A ampla distribuição do Cerrado, em grande parte preservado, na divisa entre os estados do Maranhão, Tocantins, Piauí e Bahia recobre estratos sedimentares da Bacia Paleozoica do Parnaíba, bem como arenitos eólicos das formações Posse e Serra das Araras, pertencentes ao Grupo Urucuia que, por sua vez, integra a sucessão sedimentar da Bacia Sanfranciscana (Kattah, 1991; Campos; Dardenne, 1994, 1997).

Na porção oeste da Bahia, esse conjunto rochoso dá forma ao Chapadão Ocidental Baiano, sustentado por arenitos e conglomerados cretáceos do Grupo Urucuia. O topo do chapadão é frequentemente sustentado por cornijas de arenitos silicificados e cangas lateríticas. Rampas de colúvio e tálus se espalham junto ao sopé das escarpas. Apesar de serem rochas muito aluminosas e pobres em nutrientes, sua disposição em amplos planaltos facilita a mecanização do solo. Além disso, os arenitos que subjazem a chapada atuam como aquíferos po-

rosos de alta condutividade hidráulica. Esses fatores combinados permitiram a utilização desse espaço para a agricultura.

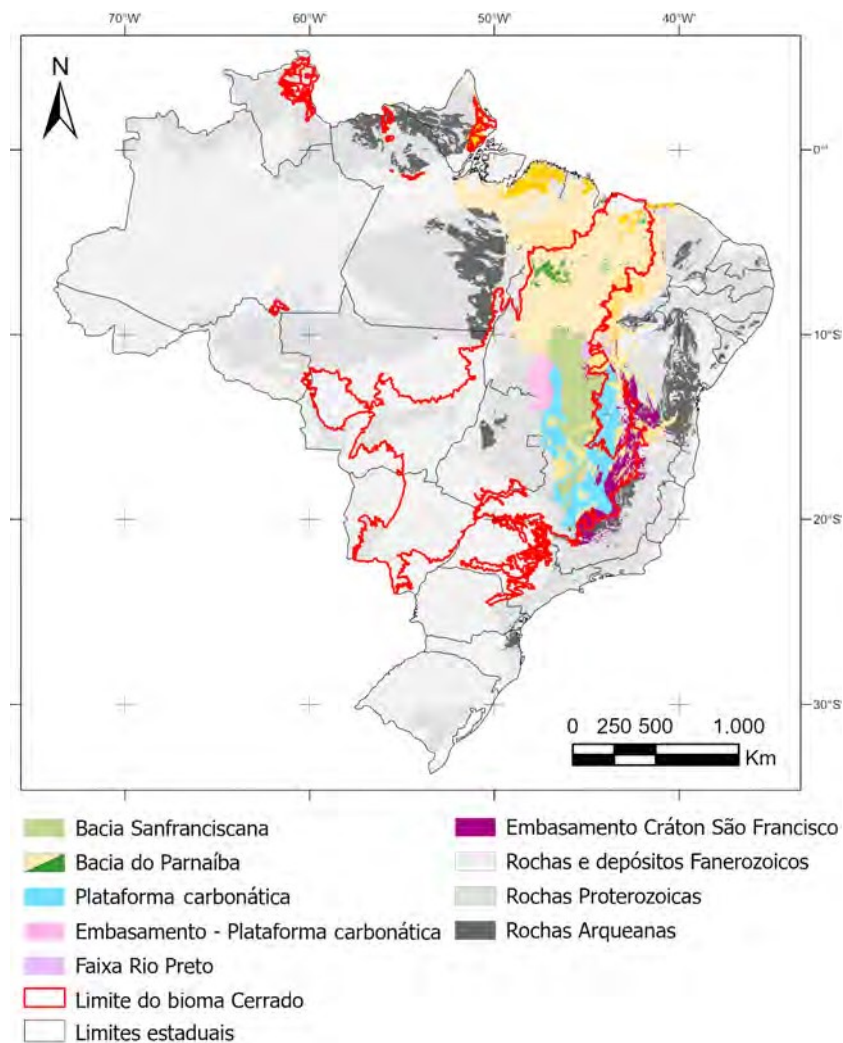


Figura 6.5. Mapa geológico simplificado do Brasil com destaque para as principais unidades geológicas sobre as quais o Cerrado se desenvolveu em sua porção mais oriental. Base geológica utilizada é a integração dos mapas do Brasil ao Milionésimo.

Por outro lado, a vegetação de Cerrado nativo ainda está conservada na divisa quádrupla entre os estados do Maranhão, Piauí, Tocantins e Bahia, onde ocorre na denominada Chapada das Mangabeiras, que representa extensa superfície de cume regional denominada de Espigão Mestre (Dantas et al., 2013). Esse 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. A fisiografia do platô do Espigão Mestre, assim como as escarpas erosivas que a circundam, é sustentada por arenitos e conglomerados cretáceos do Grupo Urucuia.

Em Minas Gerais, as rochas da Bacia Sanfranciscana são completamente cobertas pela vegetação do bioma Cerrado. Assim como em Tocantins e Bahia, essas rochas sustentam o relevo e formam serras e mesetas. Uma feição de relevo notável é a Serra das Araras, que deu nome à formação homônima. Compõem ainda a coluna estratigráfica da referida bacia as rochas dos grupos Santa Fé e Areado (conglomerados fluviais, siltitos, arenitos eólicos), de natureza predominantemente sedimentar, e dos arenitos e rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda (efusivas ultramáficas e alcalinas, conglomerados vulcânicos e arenitos vulcanoclásticos) (Silva et al., 2020).

Localmente, no sul do Piauí, o Cerrado recobre rochas metamórficas que formam o embasamento da Bacia Sanfranciscana. Essas rochas formam a Faixa Rio Preto e representam antigas bacias desenvolvidas sobre terrenos paleoproterozoicos e arqueanos (Souza et al., 2017). Na Bahia, esse embasamento é formado por rochas metamórficas de origem sedimentar das formações São Desidério, Serra da Mamona e Canabravinha e, localmente, pelo Complexo Correntina (Souza et al., 2003).

6.3.1.2 *Bacia Paleozoica do Parnaíba*

O Cerrado ocorre ainda sobre amplas extensões da Bacia do Parnaíba, notadamente nos estados do Piauí, Maranhão e Tocantins. A Bacia do Parnaíba, anteriormente denominada Bacia do Maranhão

ou do Piauí-Maranhão, ocupa uma área de cerca de 600 mil quilômetros quadrados, abrangendo parte dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia (Góes; Feijó, 1994). A deposição das sucessões sedimentares da Bacia do Parnaíba é predominantemente siliciclástica, ocorrendo subordinadamente calcário, depósitos de anidrita e silexitos, além de diabásios e basaltos (Góes; Feijó, 1994).

Em sua porção mais oriental de ocorrência, o Cerrado está limitado pela área de exposição dos arenitos e conglomerados do Grupo Serra Grande, uma das unidades basais da Bacia do Parnaíba. Entretanto, a vegetação desse bioma recobre parte dos siltitos e arenitos vermelhos das formações Pimenteiras, Cabeças e Longá, pertencentes ao Grupo Canindé. Essas mesmas rochas ocorrem no limite ocidental da Bacia do Parnaíba e formam uma longa serra alinhada na direção norte-sul, denominada Serra do Estrondo, entre os vales dos rios Araguaia e Tocantins. Esse conjunto foi formado pela sedimentação de grãos e minerais ricos em sílica e alumínio em ambiente fluvial e deltaico.

Próximo ao limite entre os estados do Maranhão, Tocantins e Piauí, ocorrem as Chapadas do Alto Rio Parnaíba, que são revestidas integralmente por vegetação do bioma Cerrado (IBGE, 2007). No topo do planalto, desenvolvem-se perfis lateríticos ou detrito-lateríticos maduros e imaturos de idade paleógena. Subjacente a estas espessas formações superficiais, registra-se sequência de siltitos, folhelhos, arenitos, calcários e silexitos das formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, pertencentes ao Grupo Balsas. Em toda essa região, encontram-se importantes depósitos de calcário agrícola e, mais raramente, de gesso, notadamente nas proximidades de Filadélfia, TO. Localmente, afloram basaltos das formações Mosquito e Sardinha, as quais são representadas por rochas vulcânicas basálticas, ricas em cálcio e magnésio.

Sobre esse conjunto, ocorrem depósitos de rochas siliciclásticas, isto é, formadas pela deposição de grãos de areia, silte e argila, reunidas nas formações Itapecuru, Grajaú, Corda e Codó. Essas unidades litoestratigráficas marcam o topo da Bacia do Parnaíba e ocorrem pre-

dominantemente no centro do Maranhão e estendem-se para o norte do Tocantins. Eventualmente, ocorrem lentes de mármore, produto do metamorfismo de rochas carbonáticas, depositadas principalmente sobre as formações Xambioá e Couto Magalhães. Podem também ocorrer camadas de siltito rico em fosfato, como observado na região de Xambioá, TO.

6.3.1.3 *Plataforma carbonática*

Adjacente à borda ocidental das bacias do Parnaíba e Sanfranciscana, na porção sudeste do Tocantins, ocorrem rochas metamórficas de origem sedimentar clástica e química, depositadas em uma antiga bacia com mais de 500 milhões de anos. Esse conjunto litológico compreende as rochas do Grupo Bambuí da Faixa Brasília, o qual se estende por todo o Nordeste de Goiás e predomina no meio-oeste de Minas Gerais. O conjunto é quase completamente coberto por vegetação do bioma Cerrado, excetuando-se apenas onde dá lugar à caatinga, no norte de Minas e no oeste da Bahia.

O Grupo Bambuí é composto, da base para o topo, por dolomitos e calcários argilosos, eventualmente com siltitos ricos em fosfato, da Formação Sete Lagoas, por folhelhos, siltitos e calcários argilosos da Formação Serra de Santa Helena, além dos calcarenitos, argilitos, margas, siltitos e calcilutitos da Formação Lagoa do Jacaré. Sobre esse conjunto ocorrem camadas de siltitos, com lentes de calcário, da Formação Serra da Saudade e por arenitos da Formação Três Marias (Martins-Neto et al., 2001; Alvarenga et al., 2007). Esse conjunto forma importantes relevos cársticos, onde se desenvolvem dolinas e cavernas, e representa volumosa fonte de insumos para a agricultura, a exemplo do que ocorre no oeste da Bahia.

6.3.1.4 *Embasamento da plataforma*

No sudeste do Tocantins, esse conjunto ocorre sobre embasamento de idade paleoproterozoica, constituído por rochas de origem ígnea, ricas em sílica, alumina e sódio, representadas por tonalitos, trondh-

jemitos e granodioritos (suítes TTG), agrupados no Complexo Almas-Cavalcante. A associação TTG é entremeada por rochas metamórficas de origem vulcânica máfica e sedimentar do Grupo Riachão do Ouro, bem como por ocorrências de rochas metamáficas do Complexo Gameleira (Ribeiro et al., 2022). Ocorrem também granitos aluminosos da Suíte Aurumina, que se estendem para o Nordeste de Goiás (Botelho et al., 1999). A Serra da Natividade compreende rochas metassedimentares em baixo grau metamórfico (xistos, metacalcários, filitos, quartzitos e metaconglomerados) do Grupo Natividade (Gorayeb et al., 1988; Toscani et al., 2021).

Em Minas Gerais, as rochas do Grupo Bambuí fazem contato com rochas do embasamento Arqueano (mais de 2,5 bilhões de anos), parte das rochas antigas do Brasil. Trata-se de gnaisses e granitoides dos complexos Divinópolis e Belo Horizonte, que compõem o Quadrilátero Ferrífero (Farina et al., 2015).

No norte de Minas Gerais, na divisa com a Bahia, o bioma Cerrado ocorre sobre rochas da Faixa Araçuaí (Almeida, 1977), integrante da Província Mantiqueira (Almeida et al., 1977). Entre os municípios de Rio Pardo de Minas e Espinosa ocorrem rochas metassedimentares das formações Ribeirão da Folha (micaxistos e rochas calcissilicáticas), Chapada Acauã (metadiamictitos), Santo Onofre (filitos, quartzitos e metaconglomerados), Nova Aurora (metadiamictitos ferruginosos), além de granitoides de idade neoproterozoica (granito pedra azul) e rochas sedimentares recentes detrito-lateríticas ferruginosas (Machado; Silva, 2010). Nessa região predomina o relevo de chapadas e platôs, havendo também vales encaixados.

A Serra do Espinhaço se destaca no relevo de Minas Gerais como um espigão norte-sul que corta o estado, desde o norte da capital Belo Horizonte até Espinosa, próximo à divisa com a Bahia. A serra é sustentada pelas formações arenosas e conglomeráticas do Supergrupo Espinhaço, como a Formação Galho do Miguel (metarenitos eólicos) e Sopa-Brumadinho (metarenitos, quartzitos e metaconglomerados, este último diamantífero) (Silva et al., 2020).

Ao sul e leste da Faixa Araçuaí ocorrem unidades relacionadas ao Cráton do São Francisco (Almeida, 1977). Nesse compartimento geotectônico, há rochas do embasamento, de idades paleoproterozoicas ou arqueanas (> 1,6 bilhão de anos) e rochas da cobertura do Cráton, com idade neoproterozoica (< 1,0 bilhão de anos) (Alkmim; Teixeira, 2017). Nos arredores de Pará de Minas, afloram rochas do embasamento granito-gnáissico (gnaiesses, granodioritos, tonalitos), sequências metavulcanossedimentares de tipo greestone belt arqueanas, além de rocha do Grupo Bambuí mais ao norte. Entre a Serra do Espinhaço e as serras do oeste do estado (p. ex. Serra do Maxixe, Serra dos Alegres), tem-se um extenso domínio morfoestrutural com colinas suaves, platôs baixos, planaltos e tabuleiros, nos quais afloram as rochas da cobertura sedimentar (fracamente metamorfizada) e sequências vulcânicas do Cráton do São Francisco (Alkmim; Teixeira, 2017; Barbosa et al., 2021; Machado; Silva, 2010; Teixeira et al., 2017).

6.3.2 Porção centro-leste

Logo a leste da porção centro-leste, o Cerrado desenvolve-se sobre extensas faixas de rochas metamórficas de origem sedimentar da Faixa Brasília. Esse domínio ocupa a porção oeste de Minas Gerais, o leste de Goiás e a porção sudeste do Tocantins (Figura 6.6).

6.3.2.1 Rochas metassedimentares da Faixa Brasília

Na porção oeste de Minas Gerais, excetuando-se o Triângulo Mineiro (que será abordado a seguir), o bioma Cerrado ocorre sobre as rochas da Faixa Brasília, na divisa com o estado de Goiás. O relevo se caracteriza por colinas suaves, platôs e serras baixas. Nessa faixa de direção NNW-SSE, afloram unidades geológicas do Neoproterozoico (idade entre 1,0 bilhão e 0,5 bilhão de anos), representadas pelos grupos Vazante (metamargas, quartzitos e metassiltitos com contribuição carbonática, siltitos e carbonatos), Araxá (xistos, quartzitos e rochas metavulcânicas) e Canastra (quartzitos e filitos), expostos na Serra da Canastra (município de São Roque de Minas).

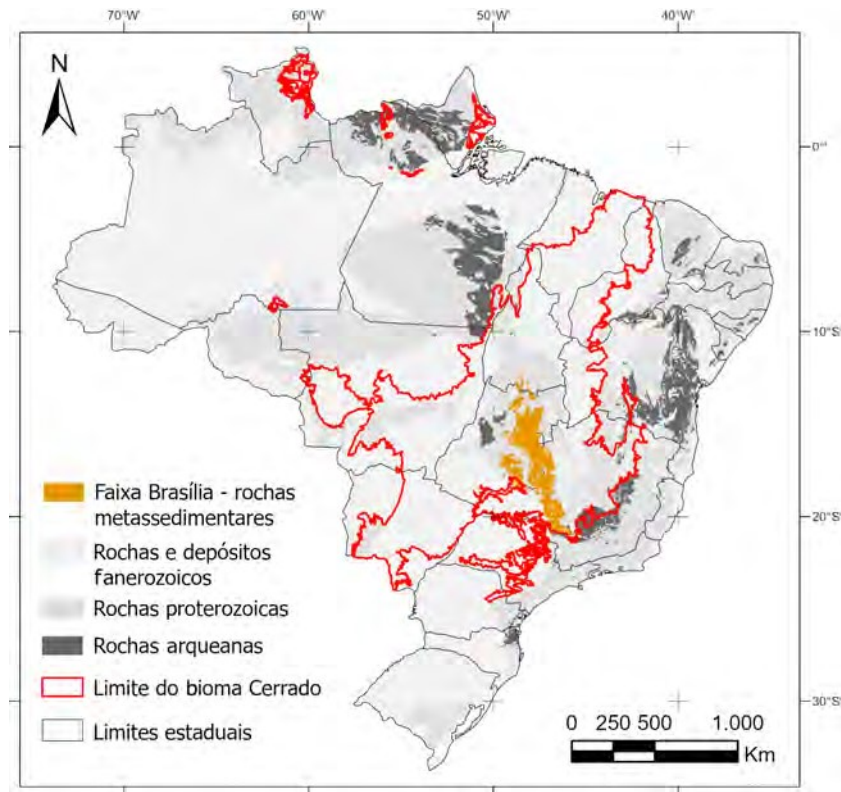


Figura 6.6. Mapa geológico simplificado do Brasil com destaque para as principais unidades geológicas sobre as quais o Cerrado se desenvolveu em sua porção centro-leste. Base geológica utilizada é a integração dos mapas do Brasil ao Milionésimo.

Uma extensa área que se prolonga da porção sudeste de Goiás e percorre toda a região leste do estado comporta rochas de origem sedimentar, que naturalmente tendem a gerar relevos aplainados. No entanto, a diferença de reologia (competência ou resistência à erosão e intemperismo) oriunda das diferenças composicionais dessas rochas, associada aos diferentes padrões de deformação, induzem a padrão de relevo bastante variado. Portanto, observa-se desde áreas com relevo aplainado até áreas de relevo pouco a muito acidentado, com predomí-

nio dos primeiros. Dessa forma, o cerrado está preservado nas regiões íngremes (morros e serras baixas), principalmente quando sustentados por metacalcários, metarenitos e quartzitos do Grupo Paranoá. Como exemplo, destaca-se o Salto do Itiquira, que representa a maior queda livre acessível do Brasil, com 168 m de desnível, localizado no Parque Municipal do Itiquira, cerca de 130 km a nordeste de Brasília. Contrariamente, os terrenos planos transformaram-se em áreas agricultáveis formadas pelas sucessões de rochas metassedimentares de granulação areia, silte e argila (rochas metassedimentares arenosos e siltico-argilosos) do Grupo Paranoá.

Localmente, corpos de rochas máficas alojam-se nos micaxistos do Grupo Araxá, os quais formam serras e pequenos morros, cujos exemplos são os corpos de Morro Feio e Abadiânia, ambos em Goiás (Moreira et al., 2008). Podem também ocorrer sequências de rochas metamórficas de origem vulcânica félsica e máfica, associadas a rochas metassedimentares, tais como a sequência Maratá, próxima a Ipameri (Moreira et al., 2008).

Esse conjunto de rochas está acomodado por meio de extensas falhas de empurrão, planos de descontinuidade entre os pacotes rochosos, evidenciando que grande volume rochoso foi alçado tectonicamente sobre outro. Principalmente na porção sudeste de Goiás, essas falhas de empurrão são seccionadas por extensas falhas ortogonais que funcionam como corredores de descolamento do pacote rochoso em rampas laterais. Ao longo dessas rampas ocorrem granitos, como o Granito Piracanjuba (Moreira et al., 2008).

6.3.2.2 *Embasamento da zona externa da Faixa Brasília*

Na porção nordeste de Goiás, ocorre o sistema montanhoso Veadeiros-Araí e as Serras de Arraias-Santa Brígida. Esse conjunto é sustentado por sucessões de rochas metassedimentares de idade mesoproterozoica, pertencentes à Faixa Brasília, representadas por rochas do Grupo Serra da Mesa e da Formação Traíras. Em decorrência de processos de erosão diferencial, os quartzitos têm alta resistência e

sustentam as cristas e serras elevadas, enquanto os xistos, calcários e mármore, menos resistentes ao intemperismo, afloram em áreas mais rebaixadas e desgastadas desse domínio serrano. Ocorrem também granitos e biotita granitos anorogênicos da unidade Serra Dourada de idade mesoproterozoica e sienitos da Suíte Alcalina de Peixe.

Na porção leste destas serras, afloram quartzitos, conglomerados e rochas metavulcânicas da Formação Arraias. Num contexto regional, observa-se relevo constituído por cristas de quartzito alternadas com superfícies aplainadas modeladas sobre domínios de xistos. Esta zona serrana é constituída de rochas metassedimentares intensamente dobradas da Formação Traíras, e dos grupos Serra da Mesa e Paranoá.

6.3.3 Porção central

Em grande parte de Goiás e no centro-sul do Tocantins ocorrem rochas metamórficas predominantemente de origem ígnea, enquanto na porção oeste do Tocantins e sudeste do Pará o bioma Cerrado recobre rochas predominantemente metassedimentares da Faixa Araguaia (Gorayeb et al., 2008). Para fins de melhor compreensão neste texto, esse conjunto rochoso pode ser dividido em complexos granulíticos, complexos máfico-ultramáficos, Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e Faixa Araguaia (Figura 6.7).

6.3.3.1 Complexos granulíticos

Rochas submetidas a altas temperaturas (>700°C) e pressões moderadas a altas (5 a 12 kbar) são reequilibradas em alto grau metamórfico, e grande parte são denominadas de granulitos. Esse tipo de rocha ocorre extensivamente no sudeste de Goiás e nos arredores de Goiânia e Anápolis, bem como na região de Porto Nacional, em Tocantins. Costumam dar forma ao relevo do tipo colinas amplas e suaves, ou, em menor proporção, colinas dissecadas e relevos residuais do tipo inselbergs.

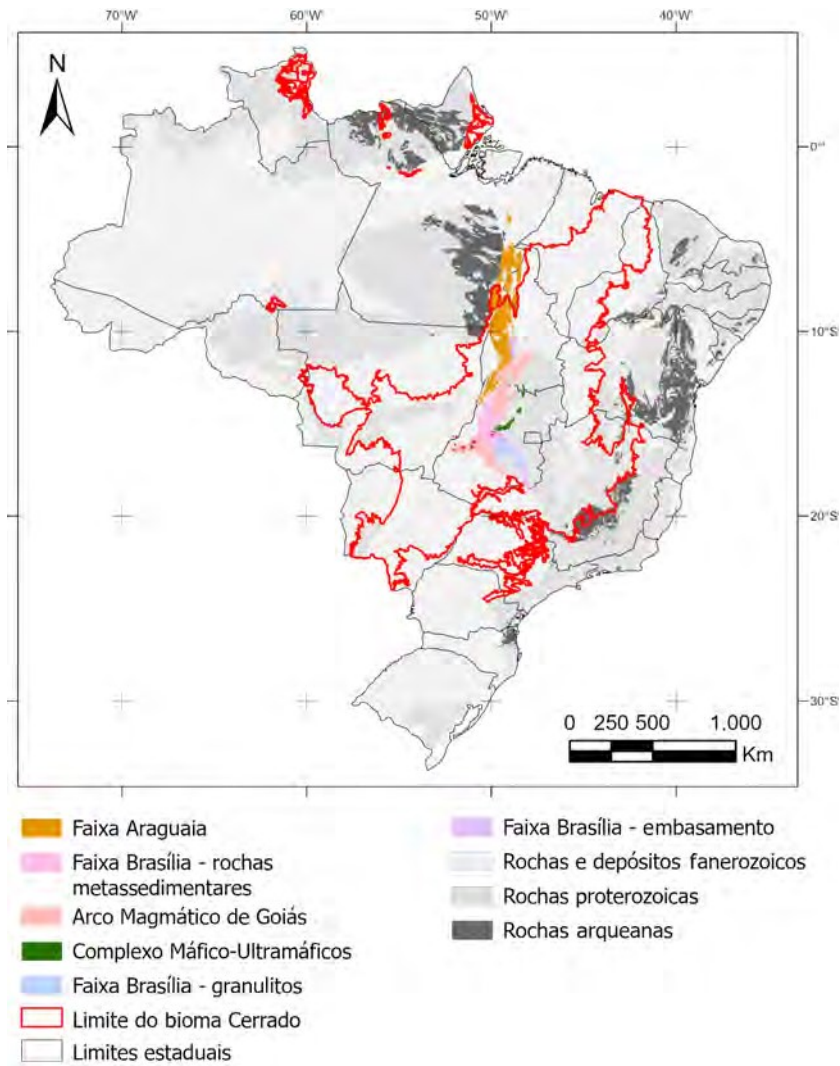


Figura 6.7. Mapa geológico simplificado do Brasil com destaque para as principais unidades geológicas sobre as quais o Cerrado se desenvolveu em sua porção central. Base geológica utilizada é a integração dos mapas do Brasil ao Milionésimo.

As unidades litoestratigráficas inseridas nesse domínio são representadas por gnaisses de alto grau metamórfico de origem ígnea ou sedimentar (orto e paraderivadas, respectivamente), pertencentes aos complexos Anápolis-Itauçu, Porangatu e Uruaçu, do Neoproterozoico, em Goiás, e os complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues, do Paleoproterozoico, em Tocantins (Gorayeb et al., 2023b). Em Goiás, esse conjunto ocorre entremeado com restos de embasamento Paleoproterozoico (cerca de 2,0 bilhões de anos), como os granitoides da Suíte Jurubatuba e a sequência metavulcanossedimentar de Silvânia (Moreira et al., 2008).

Na região central do Tocantins, observam-se alinhamentos serranos representados pelas serras do Mourão, João Damião e Santo Antônio. As duas primeiras serras são sustentadas pelos gnaisses do Complexo Rio dos Mangues e granulitos do Complexo Porto Nacional, de idade paleoproterozoica (2,1 bilhões a 2,16 bilhões de anos), e a última pelos quartzitos do Grupo Natividade. Esse conjunto é intrudido por plútons graníticos ou gabroicos do Paleoproterozoico, a exemplo dos granitos da Suíte Ipueiras (2,08 bilhões de anos) (Chaves et al., 2008) e gabros e anortositos da Suíte Carreira Comprida (2,07 bilhões de anos) (Gorayeb: Moura, 2001), bem como granitos neoproterozoicos da Suíte Lajeado (552 milhões a 545 milhões de anos) (Gorayeb et al., 2013), além de exibir sequência vulcanossedimentar constituída por arenitos, conglomerados e rochas vulcânicas félsicas neoproterozoicas da Formação Monte do Carmo (Sabóia, 2009).

6.3.3.2 *Grandes complexos máfico-ultramáficos*

Na porção centro-norte de Goiás, o bioma Cerrado está preservado nos relevos acidentados, desde colinas dissecadas, morros, serras baixas, até montanhosas. Essas fisiografias são características do Complexo Cana Brava próximo à cidade de Minaçu, localizado no extremo norte do Goiás e ao sul do Tocantins, que representa juntamente com os complexos Niquelândia e Barro Alto, as maiores manifestações máfica-ultramáficas da região Central do Brasil. As rochas que com-

põem esse domínio ocorrem de forma esparsa, representadas por gabros, anfibólitos, dunitos, peridotitos e seus produtos serpentinizados.

Essas rochas são formadas por minerais muito suscetíveis ao intemperismo e ricos em cálcio e magnésio, por exemplo, plagioclásio, piroxênios, anfibólios e olivina. Tal natureza química fornece os elementos necessários para o desenvolvimento de perfil de solo profundo, argiloso e rico em nutrientes para o crescimento da vegetação, seja nativa ou de cultivo.

6.3.3.3 *Arco magmático de Goiás*

Amplas áreas distribuídas de maneira heterogênea em Goiás, desde o Sudeste até o Norte, estendendo-se para Tocantins, sendo o Sul recobertas pelos pacotes sedimentares da Bacia do Paraná e o Norte, pela Bacia do Parnaíba, compõem as sequências vulcanossedimentares relacionadas ao Arco Mágmatco de Goiás (Pimentel: Fuck, 1992b; Pimentel et al., 1996, 1998, 2000; Navarro, 2006, 2007; Frasca, 2015; Pimentel, 2016; Fuck et al., 2017). Esta complexa conjunção de ambientes geotectônicos é dividida em Arco Arenópolis, ao sul, e Arco Mara Rosa, ao norte. Estende-se desde a região de Pontalina ao sul de Goiás, passando por Bom Jardim de Goiás, Mara Rosa e Porangatu, prosseguindo em direção a Monte do Carmo no Tocantins, ocupando a porção mais ocidental da Faixa Brasília.

No caso dos granitoides deformados, sua presença é predominantemente na porção centro-norte de Goiás, com algumas ocorrências no sudeste. Grande parte dessas rochas foi agrupada na unidade Ortognaisse do oeste de Goiás (Moreira et al., 2008). Quando as rochas desse domínio estão em processo avançado de dissecação e intemperismo, geram superfícies arrasadas, com feições de relevo do tipo colinas amplas e suaves ou superfícies aplainadas conservadas, que ocupam áreas baixas e transformadas, inclusive, por processos de lateritização, com boa aptidão para agricultura.

Os gnaisses são separados por estreitas faixas de rochas metavulcanossedimentares, mais bem expostas na região entre os municípios

de Anicuns e Bom Jardim de Goiás. Exibem porções ricas em rochas máficas metamorfizadas e porções de rochas metassedimentares clásticas, isto é, formadas por grãos, frequentemente de minerais aluminosos e silicatados. Eventualmente, nessas sequências podem ocorrer alguns depósitos de rochas carbonáticas, os quais são importantes para a agricultura e economia local, devido à sua facilidade de acesso.

O domínio dos granitoides não deformados ocorre mais concentrado na porção oeste até a porção Central de Goiás, em faixa de direção NE-SW, além de esparsas ocorrências no norte do estado. Os principais representantes desse domínio são os granitos Serra Negra, Serra do Iran, Serra do Impertinente e Rio Caiapó (Moreira et al., 2008). As rochas granitoides de diversas unidades geológicas, cujas texturas podem ser granulares ou foliadas, a depender da deformação a que foram submetidas, possuem idades que variam do Arqueano ao Neoproterozoico. Esses domínios apresentam compartimentos de relevo com formas côncavas, arredondadas, de baixa a média amplitude, sendo as mais comuns as colinas dissecadas e as colinas amplas e suaves. Localmente podem ocorrer áreas mais acidentadas do tipo inselbergs ou morros e serras baixas.

Devido à grande variedade litológica desses domínios e às condições de metamorfismo e deformação em que se enquadram, as feições de relevo observadas são bastante variadas. No geral, há predominância de relevos colinosos, desde os amplos e suaves até morros e serras baixas. Mas são observados também relevos mais acidentados, especialmente onde as rochas são mais resistentes (como no caso de quartzitos). Neste último, o cerrado encontra-se intacto.

6.3.3.4 Maciço de Goiás

O Maciço de Goiás localiza-se na porção centro-oeste de Goiás, onde são cartografados extensos domos (batólitos) constituídos por ortognaisses (complexos Uvá, Caiçara, Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina), separados entre si por faixas de rochas metavulcânicas e

metassedimentares, conhecidas como cinturões de rochas verdes (por exemplo, terrenos greenstone belts de Crixás, Pilar de Goiás, Guarinos, Faina e Serra de Santa Rita). Esse terreno Arqueano-Paleoproterozoico estende-se por cerca de 18 mil quilômetros quadrados e é composto por aproximadamente 80% de complexos granito-gnáissicos e 20% de estreita faixa de rochas metavulcânicas e metassedimentares, pelo menos em parte do Paleoproterozoico (Queiroz et al., 2008; Jost et al., 2013, 2014).

Este cinturão de rochas verdes é composto por rochas metamórficas máficas (anfíbolitos, xistos) e ultramáficas (komatiitos, peridotitos e seus produtos serpentinizados), seguidas por associação superior de rochas metassedimentares. Devido à típica morfologia caracterizada por relevos fortemente ondulados, formando serras alinhadas, morros e colinas, o Cerrado nessas porções encontra-se preservado. Esses relevos pertencem, predominantemente, ao domínio geomorfológico montanhoso, mas também são observados representantes do domínio de morros e serras baixas e, menos comumente, domínio de colinas dissecadas. Os solos residuais gerados pela alteração das rochas máficas e ultramáficas (composição ferromagnésiana) desse domínio são, predominantemente, argilossiltosos e possuem baixa erosividade, o que lhes proporciona Savana Arbórea Densa mais exuberante, que compõe o Cerradão, devido à fertilidade do solo.

6.3.3.5 *Faixa Araguaia*

Na porção oeste do Tocantins e parte da região sudeste do Pará, o Cerrado recobre o vale do rio Araguaia, onde afloram rochas da Faixa Araguaia (Neoproterozoico). As diversas unidades litológicas que compõem esse compartimento tectônico variam desde rochas ígneas metamorfizadas (composição tonalítica a granodiorítica), do Complexo Colmeia e do Granitoide Cantão, a rochas metassedimentares (metapelíticas, metapsamíticas, rochas carbonáticas e calcissilicáticas) e mais raramente rochas metamáficas e metaultramáficas agrupadas no Supergrupo Baixo Araguaia. Nessa região, ocorrem ainda solos pro-

venientes de rochas máficas e ultramáficas, que se destacam em serras e morros alongados (serras Dois Irmãos, Morro Grande, Serrinha, Agostinho, Quatipuru, do Tapa) atribuídas à formação do assoalho oceânico da Bacia Araguaia (Suítes Ofiolíticas) há mais de 750 milhões de anos, a exemplo das suítes Quatipuru, Morro do Agostinho, Serra do Tapa e Grupo Rio do Coco (Ribeiro; Alves, 2017). Além disso, dezenas de corpos gabroicos metamorfizados na Suíte Gabroica Xambica (Gorayeb et al., 2023a).

As rochas do Supergrupo Baixo Araguaia, divididos nos grupos Estrondo e Tocantins, estão dispostas em extensa faixa de direção norte-sul, com grande variedade de xistos e quartzitos de origem sedimentar representados pelas formações Morro do Campo, Xambioá e Canto da Vazante, e clorita xistos, filitos e metassiltitos a oeste, das formações Pequizeiro e Couto Magalhães. O primeiro conjunto compõe as unidades basais da Faixa Araguaia que ocorrem em torno de domos de rochas gnáissicas tonalíticas arqueanas do Complexo Colmeia, que representam seu embasamento (Ribeiro et al., 2022).

As serras das Cordilheiras e do Estrondo são separadas pelo vale plano e aberto do ribeirão Santa Luzia, em grande parte sustentados por rochas metassedimentares da Faixa Araguaia (Alvarenga et al., 2000). 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 (extremo norte do Tocantins), onde se observam remanescentes de floresta ombrófila aberta (IBGE, 2007) sobre rochas metassedimentares do Grupo Estrondo da Faixa Araguaia. Um desses exemplos bem preservado encontra-se no Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas, no município de São Geraldo do Araguaia, no sudeste do estado do Pará, fronteira com o Tocantins (Gorayeb, 2008) (Figura 6.8).



Foto: Paulo Gorayeb

Figura 6.8. Aspecto geral da vegetação de Cerrado com floresta ao fundo, instalado sobre quartzitos do Grupo Estrondo da Faixa Araguaia, preservados no Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas, no sudeste do Pará.

Na porção centro-leste do estado do Tocantins, encontra-se uma importante compartimentação geomorfológica designada Planalto Dissecado do Tocantins, que está posicionada e revestida, integralmente, por vegetação do bioma Cerrado, com predomínio de cerrado típico e ocorrências esporádicas de capões de cerradão. Esta região abarca um conjunto de elevações de direção aproximada SSE-NNW que se estende por aproximadamente 250 km, dispostas em planaltos residuais, escarpas, serras e morros dissecados, abrangendo as denominadas Serras do Lajeado e do Carmo (altitudes de 600 a 700 m), dentre outras. Conforme explica Rocha (2019):

Em termos gerais, o Planalto Dissecado do Tocantins abrange a borda sudoeste da bacia sedimentar do Parnaíba e é formada, desde o topo do planalto dissecado até todo o seu reverso sustentado, por rochas sedimentares como folhelhos, siltitos e arenitos, de idade Siluro-Devoniana (443-358 Milhões de anos), pertencentes às formações Pimenteiras e

Serra Grande, da porção basal da Bacia do Parnaíba. Coberturas lateríticas ou detrito-lateríticas de idade Neógena capeiam as porções mais conservadas das superfícies planálticas (Rocha, 2019, p. 68).

As escarpas e os pediplanos subjacentes, por sua vez, encontram-se esculpidos em um complexo conjunto litológico da porção sudeste da Faixa Araguaia, composto pelo embasamento de idade Paleoproterozoica, formado por gnaisses do Complexo Rio dos Mangues, por granulitos do Complexo Porto Nacional e por batólitos (grandes massas ígneas intrusivas) graníticos de idade neoproterozoica, pertencentes à Suíte Lajeado (plútons graníticos Lajeado, Matança e Palmas) e paleoproterozoica (plúton granítico do Carmo), além da sequência vulcanossedimentar constituída por arenitos arcossianos, conglomerados e rochas vulcânicas ácidas, básicas e intermediárias do Neoproterozoico da Formação Monte do Carmo (Gorayeb, 1996; Sabóia, 2009; Ribeiro; Alves, 2017).

6.3.3.6 Depósitos cenozoicos

Na junção tríplice do Tocantins, Mato Grosso e Goiás ocorre o domínio de depósitos sedimentares inconsolidados ou pouco consolidados das planícies fluviais do Rio Araguaia e seus tributários. 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). Trata-se de uma planície caracterizada por cotas topográficas e declividades inferiores a 200 m e 5%, respectivamente. Assim como o Pantanal Matogrossense, a bacia sedimentar da Ilha do Bananal representa sub-bioma peculiar do Cerrado Brasileiro que reserva extraordinária biodiversidade, específica das terras úmidas das savanas tropicais. Na porção do estado de Goiás, o cerrado nativo já inexistente nesses terraços aluvionares, praticamente tornando-se áreas para o plantio. A bacia consiste em sequência de sedimentos continentais, fluviais, parcialmente inconsolidados, com depósitos de cascalhos na base, recobertos por areias, siltes e argilas mal selecionadas,

além de depósitos pantanosos formados por material argilo-arenoso rico em matéria orgânica, localizados nas margens do Rio Araguaia. As coberturas cenozoicas também englobam as formações de crostas detrítico-lateríticas ferruginosas.

O Cerrado que ainda resiste na porção sudoeste do Tocantins, mais precisamente na região divisa entre os estados do Tocantins e de Goiás, é conhecido como Graben de Água Bonita, que representa a seção sedimentar da bacia fanerozóica homônima (Ferreira et al., 2019). A Formação Água Bonita tem poucas dezenas de metros de espessura, constituída na base por conglomerados com seixos de quartzo em matriz quartzosa, parcialmente caulinítica. Em direção ao topo ocorrem arenitos micáceos, médios a grossos, localmente conglomeráticos, com intercalações de siltitos (Carvalho et al., 2010).

6.3.4 Porção ocidental

Na região Central de Mato Grosso, o Cerrado recobre toda a área de afloramento das rochas da Faixa Paraguai, do Neoproterozoico, bem como parte da Bacia dos Parecis. O bioma é limitado pela Bacia do Pantanal; no entanto, estende-se para o Sul, em Mato Grosso do Sul, onde se desenvolveu sobre as rochas da Faixa Paraguai e de seu embasamento (Figura 6.9).

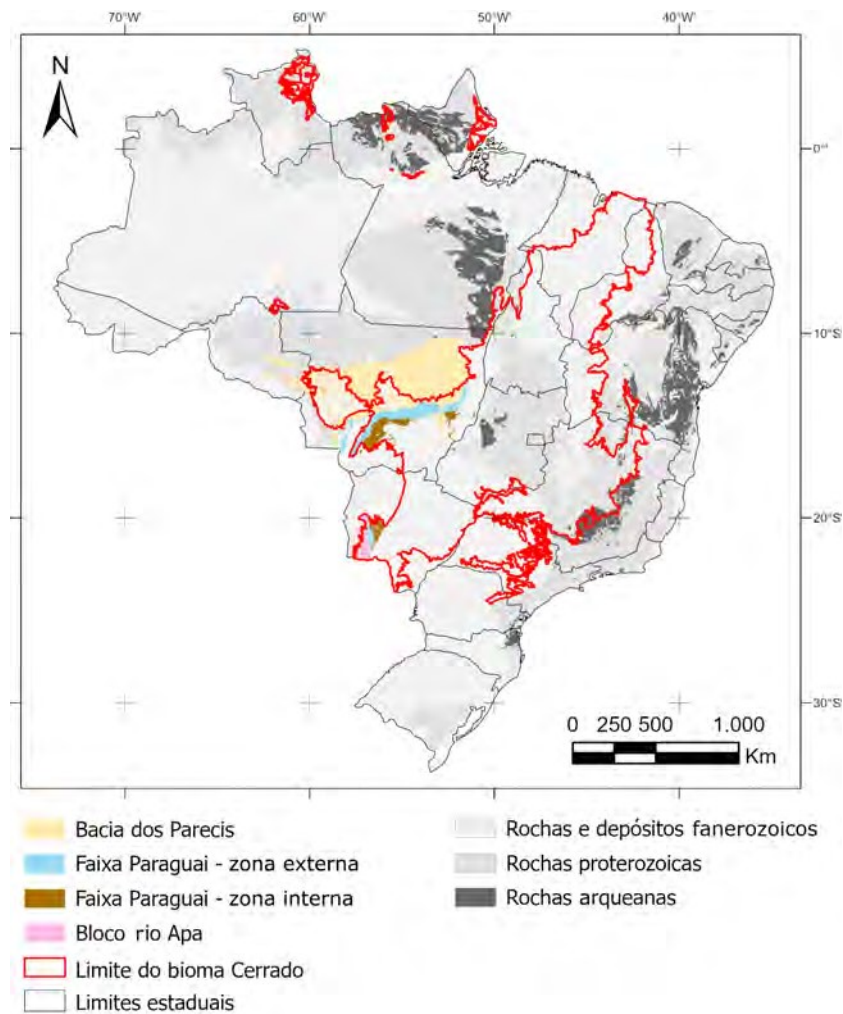


Figura 6.9. Mapa geológico simplificado do Brasil com destaque para as principais unidades geológicas sobre as quais o Cerrado se desenvolveu em sua porção mais ocidental. Base geológica utilizada é a integração dos mapas do Brasil ao Milionésimo.

6.3.4.1 Faixa Paraguai

As rochas da Faixa Paraguai, do Neoproterozoico, são completamente recobertas por vegetação do bioma Cerrado. Tratam-se de rochas formadas pela deposição e precipitação de sedimentos às margens do Cráton Amazônico e do Bloco Rio Apa, com rochas vulcânicas máficas e félsicas localizadas (Alvarenga et al., 2000; Silva et al., 2018; Silva et al., 2022). Esse conjunto exhibe deformação e metamorfismo crescente de oeste para leste, com o embasamento formado por rochas vulcânicas (hialoclastitos, metabasaltos e metatufos) e glaciomarinhas (formações ferríferas, diamictitos e calcários) da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Xavantina, de idade aproximada de 750 Ma (Silva et al., 2022), formado por relevo convexo (formas conhecidas como meias-laranjas) sobreposto por rochas glaciomarinhas metasedimentares dobradas do Grupo Cuiabá, representado por sedimentação pelítica do tipo flysch (turbiditos), com quartzitos e calcários subordinados (Alvarenga et al., 2000; Boggiani et al., 2003; Boggiani; Alvarenga, 2004). O estágio intermediário é definido pelos diamictitos e argilitos (formações Puga e Bauxi), correlacionado ao último evento Criogeniano (Halverson et al., 2007), cobertos abruptamente pelas sucessões carbonáticas do Grupo Araras (formações Guia, Nobres e Pacu) (Nogueira et al., 2007; Souza et al., 2012). Rochas do Grupo Alto Paraguai com sedimentação "molássica" (Almeida, 1968) representam o estágio superior (formações Raizama, Sepotuba e Diamantino). Localmente essas rochas são intrudidas pelos granitos da Suíte São Vicente (Alvarenga; Trompette, 1992; Ruiz, 2005).

Algumas dessas unidades geológicas do Neoproterozoico, com idade superior a 540 milhões de anos, estendem-se para a porção sudeste de Mato Grosso do Sul, a oeste da Serra de Maracaju. Nesse setor ocorrem dois grupos de rochas com características distintas, porém sendo ambas recobertas pelo Cerrado. Rochas da Faixa Paraguai correspondem à porção transicional entre as Serras de Maracaju e o espigão da Serra da Bodoquena. As rochas do Grupo Cuiabá (metarenitos, metasiltitos e folhelhos), e do Grupo Corumbá (metapelitos, metacalcários,

formações ferríferas), formam relevo dominado por morros e serras baixas, com colinas suaves e alguns platôs e chapadas. A existência de rochas carbonáticas na região (metacalcários das formações Bocaina e Tamengo), é responsável pela formação de feições naturais de muita beleza cênica e alto potencial turístico, como o Abismo Anhumas (Bonito) e rios de águas cristalinas como o Rio Sucuri, entre outros. As rochas metareníticas também proporcionam características com alto valor turístico e natural, como o Buraco das Araras, em paredões de arenitos escarpados, no município de Jardim, MS (Figura 6.10).



Figura 6.10. Vista geral do Buraco das Araras na Fazenda Alegria, Jardim, MS.

Fonte: Theodorovicz e Theodorovicz (2010).

O extremo sudeste do bioma Cerrado em Mato Grosso do Sul tem como substrato as rochas graníticas e metamórficas do terreno Rio Apa, um fragmento do Cráton Amazônico separado da unidade maior pela Bacia do Pantanal (Faleiros et al., 2016). A região é caracterizada pela Serra da Bodoquena, sustentada pelos batólitos da Suíte Alumiador (Lacerda Filho et al., 2020; Faleiros et al., 2014; Pavan et al., 2014). Ocorrem também intrusões graníticas deformadas por eventos tectônicos mesoproterozoicos (mais antigos que 1,3 bilhão de anos), como os gnaisses Caracol, Morraria, João Candido, Rio da Areia, Scardine, Suíte Baía das Garças (Remédio; Faleiros, 2014), além de outras unidades metamórficas como o Complexo Porto Murtinho (gnaisses e granitos), Formação Alto Tererê (metarenitos e metabásicas) e Formação Rio Naitaca (metavulcânicas). Nesta região ocorrem também morros residuais do Gabro Morro do Triunfo e da Formação Serra da Bocaina (rochas vulcanossedimentares associadas à Suíte Alumiador).

6.3.4.2 *Bacia dos Parecis*

O Cerrado recobre parte considerável das rochas que formam a Bacia do Parecis (Paleozoico-Mesozoico), na porção central de Mato Grosso. O bioma ocorre ao longo de toda a porção sul da bacia e em sua porção oeste, estendendo-se esporadicamente para Rondônia. A Bacia dos Parecis é uma bacia intracratônica rica em rochas de origem sedimentar clástica, cujas rochas mais resistentes sustentam a chapada homônima (Lacerda Filho et al., 2004).

A vegetação do Cerrado desenvolveu-se sobre os silitos avermelhados da Formação Ponta Grossa, na borda sudeste da Bacia dos Parecis. Desenvolveu-se também sobre arenitos e conglomerados formados em antigos ambientes de rios meandantes e entrelaçados, das formações Utiariti e Salto das Nuvens, respectivamente. Localmente, recobrem arenitos depositados em antigas dunas, em ambiente eólico da Formação Rio Ávila (Lacerda Filho et al., 2004; Pedreira; Bahia, 2004).

6.3.5 Porção sul

A porção mais ao sul de ocorrência do bioma Cerrado tem como substrato as rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná, que corresponde à porção sudeste de Mato Grosso, sul de Goiás, ao Triângulo Mineiro, bem como ao leste de Mato Grosso do Sul. Compreende também pequenas porções de São Paulo e Paraná (Figura 6.11).

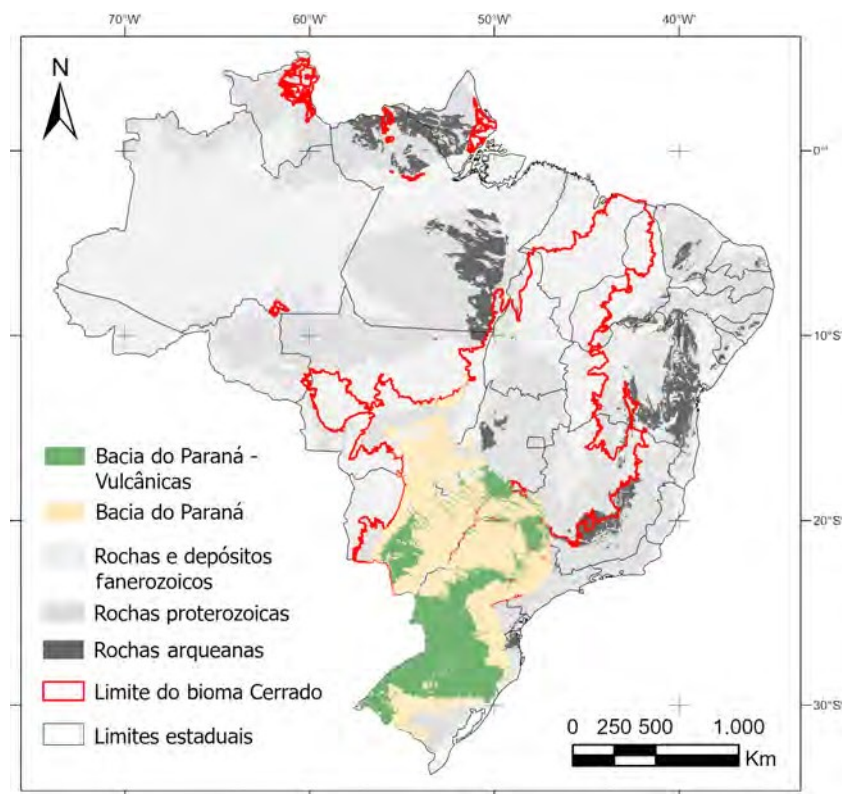


Figura 6.11. Mapa geológico simplificado do Brasil com destaque para as principais unidades geológicas sobre as quais o Cerrado se desenvolveu em sua porção mais meridional. Base geológica utilizada é a integração dos mapas do Brasil ao Milionésimo.

6.3.5.1 *Bacia do Paraná*

A partir do ponto de vista geomorfológico, o estado de São Paulo é compartimentado em cinco unidades (Província Costeira, Planalto Atlântico, Depressão Periférica, Cuestas Basálticas e Planalto Ocidental) (Ross; Moroz, 1996), e o bioma Cerrado se faz presente em três delas. De oeste para leste, tomando toda a faixa territorial entre as divisas com Mato Grosso do Sul, Minas Gerais e Paraná, o Cerrado ocorre sobre as rochas da Bacia do Paraná na Província do Planalto Ocidental. Essa região perfaz cerca de 50% do território paulista (Ross; Moroz, 1996) e é caracterizada por relevo colinoso suave e amplo, com declividade entre 10 e 20%, intercalado pelas margens aplainadas dos principais cursos d'água que abastecem o Rio Paraná (rios do Peixe, Paranapanema, Tietê, São José dos Dourados, Turvo, entre outros. O substrato rochoso nessa porção do estado é representado por sequências sedimentares arenosas e areno-pelíticas do Grupo Caiuá (indiviso), formações Araçatuba, Vale do Rio do Peixe, Santo Anastácio, além das rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral (Perrotta et al., 2005; Peixoto, 2010).

Na borda leste do Planalto Ocidental ocorrem as Cuestas Basálticas, nas quais afloram arenitos eólicos da Formação Botucatu, intimamente ligados ao vulcanismo do Grupo Serra Geral, uma vez que ambos constituem relevo típico da região, com colinas e morros assimétricos, cuja superfície apresenta baixa inclinação, e encostas mais íngremes. Como exemplos podem ser citados a Serra de Itaqueri, em Ipeúna, e a Serra de São Pedro, em São Pedro. Esse tipo de relevo se desenvolve por diferença na erosão de acordo com o tipo de rocha afetado. Ocorrem também nesta área diversos morros residuais, como em Bofete (Pedra do Índio e Três Pedras).

A leste das Cuestas Basálticas, tem-se a Província da Depressão Periférica, na qual o Cerrado ocupa apenas parte, limitando-se à região entre Mogi Guaçu e Mococa, próximo à divisa com Minas Gerais, e à região entre Piedade, Itararé e Piraju, as duas últimas próximas à divisa com o Paraná. Nessas regiões ocorrem as sequências sedimentares

da Bacia do Paraná anteriores ao vulcanismo da Formação Serra Geral, sendo representadas principalmente pelos arenitos da Formação Pirambóia, folhelhos da Formação Corumbataí, siltitos da Formação Teresina e arenitos, folhelhos e diamictitos do Grupo Itararé. O relevo em ambas as regiões mencionadas é caracterizado por colinas com topos amplos (Ross, 1992).

Nas proximidades da divisa com o Paraná, o Cerrado recobre parte de unidades geológicas pré-cambrianas, como o Grupo Itaiacoca, aflorante na região de Bom Sucesso do Itararé e Itapeva, constituído por um pacote de rochas carbonáticas, básicas e folhelhos, metamorfizados em baixo grau. Também afloram na região granitoides da Suíte Três Córregos (Perrotta et al., 2005; Pavan et al., 2022).

No Paraná, o bioma Cerrado ocorre de forma restrita sobre a unidade morfoestrutural Segundo Planalto Paranaense (Mineropar, 2006), entre Tibagi e Sengés, na divisa com São Paulo. O relevo nessa região é representado por chapadas e platôs (Pinho, 2021). Nessa área o cerrado recobre rochas da Bacia do Paraná, especificamente arenitos da Formação Furnas, folhelhos da Formação Ponta Grossa e pacote de arenitos, folhelhos e diamictitos do Grupo Itararé (Besser et al., 2021).

No Triângulo Mineiro, entre Goiás e São Paulo, o Cerrado ocorre sobre as rochas sedimentares e derrames vulcânicos associados à Bacia do Paraná. Com predominância de relevo de colinas suaves e planaltos, o Cerrado se assenta sobre sequências de arenitos das formações Marília e Vale do Rio do Peixe, e das rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral.

Na porção leste de Mato Grosso do Sul ocorrem planaltos sustentados pelos litotipos gerados pelo vulcanismo fissural básico e ácido do Grupo Serra Geral, que está intimamente ligado ao processo de quebra continental ocorrida durante os períodos Jurássico e Cretáceo que separou os continentes Sul-Americano e Africano. É sobre esse substrato que se encontra a Serra de Amambaí (divisa Brasil-Paraguai), entre Coronel Sapucaia e Ponta Porã. A Serra de Maracaju atravessa o estado de norte a sul, entre Antônio João (sul) e Sonora (norte). Em

sua parte sul, é sustentada pelos derrames vulcânicos do Grupo Serra Geral. Ao norte de Campo Grande, na porção norte, a serra é constituída pelos arenitos e pacotes síltico-argilosos das formações Botucatu, Aquidauana, Ponta Grossa e Furnas. As sequências sedimentares associadas à Bacia do Paraná, além de formações mais recentes como depósitos detrítico-lateríticos ferruginosos (Theodorovicz; Theodorovicz, 2010), sustentam as serras Preta, das Araras e do Taquari, todas localizadas na porção norte do estado.

Na porção centro-leste de Mato Grosso do Sul, onde afloram rochas da Bacia do Paraná, têm-se unidades litológicas compostas essencialmente por arenitos de deposição eólica-fluvial do Grupo Caiuá (indiviso) e formações Santo Anastácio e Vale do Rio do Peixe, cujo relevo se caracteriza por ser pouco acidentado, com predomínio de colinas amplas e suaves (Figura 6.12), cuja amplitude varia entre 20 e 50 m (Theodorovicz; Theodorovicz, 2010).



Figura 6.12. Relevo colinoso nos arredores de Água Clara (MS), sobre os sedimentos arenosos do Grupo Caiuá.

Fonte: Theodorovicz e Theodorovicz (2010).

Apesar de o bioma Cerrado, a priori, ser dominante em Goiás, a vegetação original foi quase totalmente eliminada ou alterada pela intensa atividade agrícola. Isto se deve ao fato do estado possuir extensas superfícies aplainadas, predominantemente sustentando áreas de chapadas e platôs. O parâmetro limitante a uma vegetação mais exuberante é o solo, pois onde ele é mais fértil, como na porção centro-sul do estado, do tipo Podzólico Vermelho-Amarelo Eutrófico, ocorre a Floresta Estacional Decidual. No extremo sul de Goiás afloram rochas básicas provenientes de derrames basálticos do Grupo Serra Geral, pertencentes à Bacia do Paraná, que produzem latossolo roxo e terra roxa estruturada latossólica, onde a vegetação é de Floresta Estacional Semidecidual. Estas rochas são, predominantemente, basaltos e diabásios de coloração cinza-escura. Como característica típica dessas formações rochosas, as formas de relevo a elas associadas são predominantemente aplainadas, o que culminou na transformação do Cerrado em amplas áreas de plantio.

Com grande domínio na porção sudoeste de Goiás, divisa com Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, há ocorrências de rochas da Formação Aquidauna (Neopaleozoico), composta por rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Grupo Itararé), formada quase essencialmente por arenitos de diversos tipos e origens, mas também por diamictitos, siltitos e folhelhos, menos frequentes. Por vezes estão intercaladas por camadas de rochas vulcânicas. Geralmente formam relevos aplainados, mas esta unidade também sustenta áreas de relevo pouco a muito acidentado, com morros baixos e até escarpas serranas. Também é comum a presença de relevos ruiformes, e devido à dificuldade de acesso, o Cerrado está preservado principalmente quando os arenitos se fazem presentes, pela resistência intempérica do quartzo.

No extremo nordeste de Goiás, no sopé da Serra Geral de Goiás (divisa com a Bahia), superfícies horizontalizadas sob a forma de camadas ou lentes são extensas e sustentam o cerrado preservado. Outras porções preservadas do Cerrado em relevos semelhantes são observadas no sudoeste do estado, limítrofes com o sudeste de Mato Grosso e

nordeste de Mato Grosso do Sul, formando taludes com estratos (camadas) terciários bem marcados, depositados sobre rochas da Bacia do Paraná. Esses taludes consistem de sedimentos horizontalizados pouco consolidados da Formação Cachoeirinha, representados por areia, silte, argila, cascalho e, localmente, laterita, oriundos da erosão e retrabalhamento de rochas das unidades adjacentes. A exuberância dessas áreas revestidas pelo Cerrado deve-se ao latossolo da Formação Cachoeirinha proveniente do intenso processo de lateritização das rochas máficas do Grupo Serra Geral, bem como arenitos argilosos da Bacia Bauru.

Na porção sudoeste de Goiás também ocorrem diversos morros isolados correspondentes a rochas ígneas de natureza alcalina, conhecida como Província Alcalina de Goiás (Junqueira-Brod et al., 2002), a exemplo da Suíte Alcalina de Iporá, dos corpos Morro do Engenho, Santa Fé, Montes Claros e vários outros. Esse conjunto de rochas alcalinas do Cretáceo, de natureza plutono-vulcânica máfico-ultramáfica, compreende associação de carbonatitos, kamafugitos, lamproítos, além de peridotitos, dunitos, gabros e piroxenitos. Esse conjunto de rochas comumente exibe elevados valores de elementos importantes para o crescimento saudável das plantas. Devido ao grau de fraturamento normalmente elevado, formam blocos de tamanhos métricos, e principalmente pelo relevo íngreme, o Cerrado encontra-se intacto nessas porções de morros e serras baixas.

6.3.6 Cerrado amazônico

Ocorrem enclaves de Cerrado em meio ao bioma amazônico. Suas ocorrências restringem-se à fronteira tríplice de Mato Grosso, Rondônia e Amazonas, ao Planalto das Guianas no nordeste de Roraima, notadamente no alto Rio Branco, à porção leste do Amapá e à estreita faixa na margem norte do Rio Amazonas, no estado do Pará, bem como na região do Tucumaque, no norte do Pará. Notadamente, esses enclaves de Cerrado na Região Amazônica recobrem rochas aluminosas e silicosas, frequentemente de origem sedimentar.

Nesta tríplice fronteira, a savana desenvolveu-se sobre arenitos e conglomerados da Formação Palmeiral (Reis et al., 2006). No nordeste de Roraima, desde o Monte Roraima e no interflúvio dos rios Uraricoera e Tacutu, bem como a jusante da confluência desses rios para a formação do Rio Branco, ocorre vegetação de cerrado sobre conjunto de rochas metassedimentares aluminosas e metavulcânicas félsicas, respectivamente Formação Uaimapuê e Grupo Surumu. Essa vegetação também se desenvolve sobre arenitos recentes da Formação Boa Vista (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 2011). Semelhantemente, no Amapá, a Floresta Amazônica dá lugar a vegetação de savana sobre os sedimentos recentes na porção leste do estado, com forte influência do delta do Rio Amazonas (Barbosa et al., 2015).

No Pará, duas ocorrências de Cerrado Amazônico são mais salientes. Na região do Tucumaque, no norte do estado, a vegetação recobre rochas aluminosas representadas por granitos e gnaisses arqueanos indiferenciados, bem como de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitos da Suíte Mapuera (Vasques; Rosa-Costa, 2008). Ocorre também estreita faixa de savana na margem esquerda do Rio Amazonas em região onde afloram predominantemente siltitos, folhelhos, arenitos e diamictitos das formações Trombetas, Jatapu, Ererê e Barreirinha, da Bacia do Amazonas (Vasques; Rosa-Costa, 2008).

6.4 Considerações finais

Diante do exposto, torna-se evidente que uma série de fatores inter-relacionados influencia as diversas paisagens do bioma Cerrado. Por um lado, destacam-se os fatores climáticos, como temperatura, pluviosidade e umidade relativa, que estão intrinsecamente ligados ao clima tropical sazonal, caracterizado por invernos secos e verões chuvosos. No entanto, também é claro que os padrões fitogeográficos estão diretamente associados a determinantes físicos e químicos inerentes à composição mineralógica da rocha. Essa dinâmica é crucial e exerce influência direta sobre o intemperismo ao qual uma deter-

minada associação de rochas está sujeita, o que, por sua vez, molda a altitude, os aspectos fisiográficos (relevo) e a evolução do solo.

Nesse contexto complexo, a combinação de todos esses fatores propicia uma variação marcante entre as áreas de menor altitude (inferiores a 300 m), os chapadões situados entre 900 e 1.600 m e a ampla distribuição em latitude, conferindo ao Cerrado uma diversidade térmica considerável. Por outro lado, o padrão geral de precipitação média anual é uniforme, em torno de 1,5 mil milímetro. No entanto, em regiões de clima mais ameno, como ao sul do bioma Cerrado, a ocorrência de geadas é rara ou inexistente.

Em contraste com o cenário anteriormente descrito, nas proximidades da linha do Equador, os enclaves de Cerrado Amazônico geralmente se desenvolvem sobre rochas aluminosas e silicosas, frequentemente de origem sedimentar. Nessas áreas, que apresentam essas disjunções na Floresta Amazônica, elas têm sido denominadas por outros termos, como “savanas amazônicas”.

6.4 Referências

- ALKMIM, F. F.; TEIXEIRA, W. The paleoproterozoic mineiro belt and the quadrilátero ferrífero. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U.G.; ALKMIM, F. F. (ed.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent**. New York: Springer-Verlag, 2017. p. 71-94. (Regional geology reviews).
- ALLABY, M. **The concise oxford dictionary of botany**. Oxford: Oxford University Press, 1992. 442 p.
- ALMEIDA, F. F. M. Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro no proterozoico superior. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 40, n. 2, p. 285-293, jun. 1968.
- ALMEIDA, F. F. M. Sistema Tectônico Marginal do Cráton do Guaporé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. p. 11-12.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 349-364, 1977.

ALMEIDA, F. F. M. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y. (coord.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 265-281.

ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. de; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1/2, p. 1-29, 1981. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).

ALVARENGA, C. J. S.; MOURA, C. A.; GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M. Paraguay and Araguaia belts. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (ed.). **Tectonic Evolution of South America**, Rio de Janeiro: Instituto de Geociências, 2000. p. 183-193.

ALVARENGA, C. J. S.; SAES, G. S. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozoico Médio e Superior da região Sudeste do Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 4, p. 493-499, 1992. DOI: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1992493499>.

ALVARENGA, C. J. S.; TROMPETTE, R. Glacial influenced turbidite sedimentation in the uppermost Proterozoic and lower Cambrian of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 92, p. 85-105, 1992. DOI: [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90136-S](https://doi.org/10.1016/0031-0182(92)90136-S).

ALVARENGA, C. J. S.; TROMPETTE, R. Evolução tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 1, p. 18-30, 1993. Disponível em: <http://pgegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11580/11039>.

ALVARENGA, C. J. S.; BOTELHO, N. F.; DARDENNE, M. A.; LIMA, O. N. B.; MACHADO, M. A. **Nota Explicativa das Folhas monte Alegre de Goiás (SD.23 - V - C - III), Cavalcante (SD.23 - V - C - V) e Nova Roma (SD.23 - V - C - VI)**. [Brasília, DF]: CPRM, 2007. 67 p. Escala 1:100.000.

ASSIS, C. R. F.; MOURA, C. A. V.; MILHOMEM NETO, J. M.; GORAYEB, P. S. S.; DIAS, A. N. C. Zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope systematics of the Araguaia Belt basement rocks: evidence of links with the southeastern Amazonian Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 356, 106090, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.2021106090>.

BARBOSA, J. S. F.; LUCIANO, R. L.; CRUZ, B. E.; SANTANA, J. dos S.; MORAES, A. M. V.; MASCARENHAS, J. F. **Mapa Tectônico-Geocronológico do Estado da Bahia, implicações metalogenéticas: nota explicativa**. Salvador: CPRM, 2021. v. 1. 54 p. Escala 1:1.000.000

BARBOSA, J. P. O.; CHAVES, C. L.; COSTA NETO, M. C.; ANJOS, G. C.; COSTA, L. T. R. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Macapá - NA.22-Y-D, estado do Amapá**. Belém: CPRM, 2015.

- BESSER, M. L.; BRUMATTI, M.; SPISILA, A. L. **Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Paraná**. Curitiba: CPRM, 2021. Escala 1:600.000.
- BLATT, H.; TRACY, R. J.; OWENS, B. E. *Petrology: Igneous, Sedimentary, and Metamorphic*. 3rd. ed. New York: W.H. Freeman, 2005. 530 p.
- BOGGIANI, P. C.; ALVARENGA, C. J. S. Faixa Paraguai. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. de. (org.). **Geologia do continente Sul - Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 113-120.
- BOGGIANI, P. C.; FERREIRA, V.; SIAL, A.; BABINSKI, M.; TRINDADE, R. I. F.; ACEÑOLAZA, G. F.; TOSELLI, A.; PARADA, M. A. The cap carbonate of the Puga Hill (Central South America) in the context of the post-Varanger Glaciation. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short papers of the IV South American symposium on isotope geology**. Salvador: CBPM IRD, 2003. p. 324-327.
- BOTELHO, N. F.; ALVARENGA, C. J. S.; MENESES, P. R.; D'EL-REY SILVA, L. J. H. Suíte Aurumina: uma suíte de granitos Paleoproterozoicos, Peraluminosos e Sintectônicos na Faixa Brasília. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7.; SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10., 1999, Brasília, DF. **Resumos...** Brasília, DF: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999. p. 17.
- CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. A carta estratigráfica da Bacia Sanfranciscana. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. **Boletim de resumos**, p. 54-56, 1994.
- CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 269-282, 1997. DOI: 10.25249/0375-7536.1997269282.
- CARVALHO, D. L. O. de; VIDOTTI, R. M.; ARAÚJO FILHO, J. O. de; MENESES, P. R. Caracterização geofísica do Graben de Água Bonita. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 4., 2010. Brasília, DF. [**Anais...**]. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileiro de Geofísica, 2010. 6 p.
- CHAVES, C. L.; GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V. Geologia, geocronologia e lítoquímica dos granitos paleoproterozoicos tipo-A do setor setentrional da Província Tocantins. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, p. 366-378, 2008.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Mapa de Geodiversidade do Estado de Roraima**. 2011. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/14711>. Acesso em:

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.

DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D.; SILVA, L.C.; SILVEIRA FILHO, N. C.; SANTOS, R. A.; PEDREIRA, A. J.; GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V.; VALENTE, C. R.; PERROTA, M. M.; HEINECK, C. A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, R. M.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**, Brasília, DF: CPRM, 2003. p. 227-334.

FALEIROS, F. M.; CALTABELOTI, F. P.; PINTO, L. G. R. **Folha SF.21-V-B-VI Aldeia Tomazia**: carta geológica. São Paulo: CPRM, 2014. Escala 1:100.000.

FALEIROS, F. M.; PAVAN, M.; REMÉDIO, M. J.; RODRIGUES, J. B.; ALMEIDA, V., CALTABELOTI, F. P.; PINTO, L. G. R.; OLIVEIRA, A. A.; PINTO DE AZEVEDO, E. J.; COSTA, V. S. Zircon U–Pb ages of rocks from the Rio Apa Cratonic Terrane (Mato Grosso do Sul, Brazil): new insights for its connection with the Amazonian Craton in pre-Gondwana times. **Gondwana Research**, v. 34, p. 187-204. 2016. DOI: 10.1016/j.gr.2015.02.018.

FARINA, F.; ALBERT, C.; LANA, C. The Neoproterozoic transition between medium and high-K granitoids: clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). **Precambrian Research**, v. 266, p. 375-394, 2015. DOI: 10.1016/j.precamres.2015.05.038.

FRASCA, A. A. S. **Amálgamas do W-Gondwana na província de Tocantins**. 172 f. 2015. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF.

FUCK, R. A. A faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1994, Brasília, DF. **Anais...** Brasília, DF: Sociedade Brasileira de Geologia; Núcleos Brasília e Centro-oeste, 1994. p. 184-187.

FUCK, R. A.; JARDIM de SÁ E. F.; PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; PEDROSA SOARES, A.C. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: DOMINGUEZ, J. M. L.; MISI, A. (ed.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia : Núcleos Bahia e Sergipe, 1993. p. 161-185.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M. ; ALVARENGA, C. J. S. ; DANTAS, E. L. The Northern Brasília Belt. In: HEIBRON, M.; CORDANI, U.G.; ALKIMIM, F.F. (ed.). **São Francisco**

Craton, Eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent. Amsterdã: Springer, 2017. p. 205-220. (Regional Geology Reviews).

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n. 1, p. 57-67, 1994.

GORAYEB, P. S. S.; COSTA, J. B. S.; LEMOS, R. L.; GAMA JUNIOR, J. R. T.; BEMERGUY R. L.; HASUI, Y. O Pré-Cambriano da região de Natalidade, GO. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, p. 391-397, 1988.

GORAYEB, P. S. S. **Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO**. 1996. 262 f. Tese (Doutorado). Universidade Federal do Pará, Belém.

GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V. Aspectos geológicos e geocronológicos do Anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional-TO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia: Núcleo Norte, 2001. p. 544-547.

GORAYEB, P. S. S. **Parque martírios-andorinhas:** conhecimento, história e preservação. Belém: EDUFPA, 2008. 354 p.

GORAYEB, P. S. S.; CHAVES, C. L.; MOURA, C. A. V.; LOBO, L. R. S. Neoproterozoic granites of the Lajeado Intrusive Suite, north-center Brazil: a late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 45, p. 278-292, 2013. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.04.001>.

GORAYEB, P. S. S.; BARROS, G. S.; MOURA, C. A. V.; DANTAS, E. L.; ASSIS, C. R. F. Scapolite metagabbros of the Xambica Suite: A Tonian OIB magmatism in the crustal evolution of the Araguaia Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 123, 104217. 2023a. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104217>.

GORAYEB, P. S. S.; GALARZA, M. A.; MENEZES, E.O. Rhyacian evolution of high-grade metamorphic rocks of the Porto Nacional Granulite Complex, based on geochronological data U-Pb-Hf in zircon and U- Pb in monazite. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 121, 104093. 2023b. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104093>.

HAIDAR, R. F.; FELFILI, J. M.; PINTO, J. R. R.; DIAS, R. R.; DAMASCO, G.; SILVA, L.C. R.; FAGG, C. W. Florestas estacionais e áreas de ecótono no estado do Tocantins, Brasil: parâmetros estruturais, classificação das fitofisionomias florestais e subsídios para conservação. **Acta Amazonica**, v. 43, n. 3, p. 261-290, 2013.

HALVERSON, G. P.; DUDÁS, F.O.; MALOOF, A.C.; BOWRING, S.A. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 256, p. 103-129, 2007.

HASUI, Y. Sistema orogênico Tocantins. In: HASUI, Y. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 289-325.

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

JOST, H.; CARVALHO, M. J.; MAAS, M. V. R.; MARTINS, R. Metalogenia dos greenstone belts de Goiás. In: SILVA, M. da G. da; ROCHA NETO, M. B.; JOST, H.; KUYUMJIAB, R. M. (org.). **Metalogenia das províncias tectônicas brasileiras**. Brasília, DF: CPRM, 2014. v. 1, p. 141-168. (Série Metalogenia).

JOST, H.; CHEMALE JÚNIOR, F.; FUCK, R. A.; DUSSIN, I. A. Uvá complex, the oldest orthogneisses of the ArcheanPaleoproterozoic terrane of central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 47, p. 201-212, 2013.

JUNQUEIRA-BROD, T. C.; ROIG, H. L.; GASPAR, J. C.; AFFONSO, B. J.; MENESES, P. R. A Província Alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo kamafugítico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p. 559-566, 2002. Disponível em: <https://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/9853>. Acesso em: 22 ago. 2022.

KATTAH, S. S. **Análise faciológica e estratigráfica do Jurássico/Cetáceo Inferior da Porção Meridional da Bacia do São Francisco, Oeste do Estado de Minas Gerais**. 1991. 213 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

LACERDA FILHO, J. V.; ABREU FILHO, W.; VALENTE, C. R.; OLIVEIRA, C. C.; ALBUQUERQUE, M.C. **Geologia e Recursos Minerais do estado de Mato Grosso**. Goiânia: CPRM, 2004. 200 p. Programa integração, atualização e difusão de dados da geologia.

LACERDA FILHO, J. V.; FUCK, R. A.; RUIZ, A.S.; DANTAS, E. L.; RODRIGUES, J. B.; SCANDOLARA, J. E. Rio Apa Block: A juvenile crustal fragment in SW Amazonian Craton and its implications for Columbia supercontinent reconstitution. **Journal of Geology**, v. 128, n. 5, p. 415-444, 2020.

MACHADO, M. F.; SILVA, S. F. **Geodiversidade do estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte: CPRM, 2010. 94 p. Programa Geologia do Brasil. Levantamento da Geodiversidade.

MANTOVANI, M. S. M.; BRITO NEVES, B. B. The Paranapanema lithospheric block: its nature and role in the accretion of Gondwana. In: GAUCHER, C.; SIAL, A. N.; HALVERSON, G.; FRIMMELHE, H. (ed.). **Neoproterozoic cambrian**

tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. Hardcover: Elsevier, 2009. p. 257-272. (Developments in Precambrian Geology, v. 16). DOI: [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(09\)01619-3](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(09)01619-3).

MARTINS-NETO, M. A.; PEDROSA-SOARES, A. C.; LIMA, S. A. A. Tectono – sedimentar evolution of sedimentar basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 141, p. 343-370, 2001. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00082-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00082-3).

MINEROPAR. **Mapa Geomorfológico do Estado Paraná**. Curitiba, 2006. Escala 1:650.000.

MORAES, L. L. de. **Da Geologia à hidrologia**. Brasília, DF: ANA, [2023]. Slides de palestra. Disponível em: <https://shre.ink/DjGk>. Acesso em: 06 fev. 2023.

MOREIRA, M. L.; MORETON, L. C.; ARAÚJO, V. A.; LACERDA FILHO, J. V.; COSTA, H. F. **Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: CPRM/SIC : Funmineral, 2008. Escala 1:500.000.

NAVARRO, G. R. B. **Geologia da Região Pontalina (GO)**. 2006. 127 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-UNESP, Rio Claro.

NAVARRO, G. R. B. Geoquímica de Gnaisses do Arco Magmático de Goiás na Região Sul do Estado de Goiás. **Revista do Instituto de Geociências**, v. 7, n. 1, p. 19-28, 2007.

NOGUEIRA, A. C. R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A. N.; MOURA, C.A.V.; TRINDADE, R. I. F.; FAIRCHILD, T. R. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. **Chemical Geology**, v. 80, p. 168-190, 2007.

OSBORNE, G. C. Geotectonics and Mineralization in the Ophiolite Assemblages of the Araguaia Marginal Basin, Pará and Tocantins States, Central Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2021, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia: Núcleo Norte, 2001. CD-ROM.

PAVAN, M.; CALTABELOTI, F. P.; PINTO, L. G. R. **Folha SF.21-V-D-III Fazenda Santa Otília**: carta geológica. São Paulo: CPRM, 2014. 1 mapa, color. Escala 1:100.000.

PAVAN, M.; OLIVEIRA, A. A.; CALTABELLOTTA, F. P.; FALEIROS, F. M., CAMPANHA, G.A.C. **Geologia e recursos minerais da Folha SG.22-X-B-II, Guapiara, Estado de São Paulo**. São Paulo: CPRM, 2022. Escala 1:100.000.

PEDREIRA, A. J.; BAHIA, R. B. C. **Estratigrafia e evolução da Bacia dos Parecis**: região Amazônica, Brasil. Belém: CPRM, 2004. 39 p.

PERROTTA, M. M.; SALVADOR, E. D.; LOPES, R. C.; D'AGOSTINO, L. Z.; PERUFFO, N.; GOMES, S. D.; SACHS, L. L. B.; MEIRA, V. T.; GARCIA, M. G. M.; LACERDA-FILHO, J. V. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: CPRM, 2005. Escala: 1:750.000. (Programa Geologia do Brasil).

PEIXOTO, C. A. B. **Geodiversidade do estado de São Paulo**. Programa Geologia do Brasil. Levantamento da Geodiversidade. São Paulo: CPRM. 2010. 176 p.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, v. 20, n. 4, p. 375-379. 1992a. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)0202.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)0202.3.CO;2).

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozóicas do Oeste de Goiás. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, Núcleo Centro-Oeste, n. 15, p. 1-22. 1992b.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; JOST, R. A.; FERREIRA FILHO, C. A.; ARAÚJO, S. M. The basement of the Brasília Fold Belt and Goiás Magmatic Arc. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 2000. p. 195-230.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; SILVA, DEL'REY L. J. H. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, p. 61-70, 1996.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. Novos dados Sm-Nd e o limite leste do Arco Magmático no sudeste de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia: Núcleo Minas Gerais, 1998. p. 39.

PIMENTEL, M.M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, p. 67-82. 2016.

PINHO, D. **Geodiversidade do Estado do Paraná**. Levantamento da Geodiversidade. São Paulo: CPRM, 2021. 287 p. Programa Geologia do Brasil.

QUEIROZ, C.L.; JOST, H.; SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N. J. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of granite-gneiss complexes and implications for the evolution of the central Brazil Archean terrain. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 26, p. 100-124. 2008.

REIS, N.J.; ALMEIDA, M.E.; RIKER, S.L.; FERREIRA, A.L. **Geologia e Recursos Minerais do estado do Amazonas**. Manaus: CPRM, 2006.

- REMÉDIO, M. J.; FALEIROS, F. M. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Fazenda Margarida - SF.21-X-C-IV – Estado do Mato Grosso do Sul**. São Paulo: CPRM, 2014. Escala 1:100.000.
- RIBEIRO, P. S. E.; ALVES, C. L. **Geologia e recursos minerais da região de Palmas – Folhas Miracema do Norte SC.22 – X – D, Porto Nacional SC.22 – Z – B e Santa Teresinha SC.22 – Z – A**. Goiânia: CPRM, 2017. Escala 1:250.000.
- RIBEIRO, P.S.E.; FRASCA, A.A.S.; CARNEIRO, J.S.M.; HATTINGH, K.; REZENDE, E.S.; MARTINS, F.R. **Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Tocantins**. Goiânia: CPRM, 2022.
- ROCHA, M. G. **Geodiversidade do Estado do Tocantins** Goiânia: CPRM, 2019. 170 p. [Livro eletrônico].
- ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia**. v. 6, p. 17-30, 1992.
- ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa geomorfológico do estado de São Paulo. **Revista de Departamento de Geografia**, n. 10, p. 41-58, 1996.
- RUIZ, A. S. **Evolução Geológica Do Sudoeste Do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil Bolívia-Mato Grosso**. 2005. 289 f. Tese (Doutor em Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- SABÓIA A.M. **O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do Grupo Natividade, Estado de Tocantins**. 2005. 289 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade de Brasília, Brasília, DF.
- SILVA, M. A.; PINTO, C. P.; PINHEIRO, M. A. P.; MARINHO, M. S.; LOMBELLO, J. C.; PINHO, J. M. M. P.; GOULART, L. E. A.; MAGALHÃES, J. R. **Mapa geológico do Estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte: CPRM, 2020. Escala 1:1.000.000.
- SILVA, M. F. da; DANTAS, E. L.; MATTEINI, M.; TRINDADE, R. I. F. Late Tonian explosive volcanism and hyaloclastites in northern Paraguay Belt, Central Brazil: a record of Rodinia break-up in western Gondwana. **Precambrian Research**, v. 382, 106862, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106862>.
- SILVA, M. F.; SANTOS, D. R. V.; SOUZA, J. O. **Geologia e Recursos Minerais das folhas Nova Xavantina, SD.22-Y-B-IV, e Placa Nativa, SD.22-Y-A-VI: estado de Mato Grosso**. Campo Grande: CPRM, 2018.
- SOUZA, J. O.; SANTOS, D. R. V.; SILVA, M. F.; FRASCA, A. A. S.; BORGES, F. R.; GOLLMANN, K. **Projeto Planalto da Serra - Estado de Mato Grosso**. Goiânia: CPRM-GO, 2012. Programa Geologia do Brasil.

SOUZA, J. D.; KOSIN, M.; MELO, R. C.; SANTOS, R. A.; TEIXEIRA, L. R.; SAMPAIO, A. R.; GUIMARÃES, J. T.; VIEIRA BENTO, R.; BORGES, V. P.; MARTINS, A. A. M.; ARCANJO, J. B.; LOUREIRO, H. S. C.; ANGELIM, L. A. A. **Mapa Geológico do Estado da Bahia**. Salvador: CPRM, 2003. Versão 1.1. Escala 1:1.000.000. Programas Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo e Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).

SOUZA, F. R.; BARROS, R. A.; CARVALHO, C. D.; REZENDE, E. S.; BROD, E. R.; BARROS, A. C. P. **Carta de integração geológica**: faixa. Rio Preto. Teresina: CPRM, 2017. Escala 1:250.000.

TEIXEIRA, W. (org.). **Decifrando a terra**. [São Paulo]: Companhia Editora Nacional. 2000. 557 p.

TEIXEIRA, W.; OLIVEIRA, E. P.; MARQUES, L. Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U.G.; ALKMIM, F. F. (org.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil**. Switzerland: Springer, 2017. v. 1, p. 29-56.

THEODOROVICZ, A. M. G.; THEODOROVICZ, A. **Geodiversidade do Estado de Mato Grosso do Sul. Levantamento da Geodiversidade**. São Paulo: CPRM, 2010. 142 p. Programa Geologia do Brasil.

TOSCANI, R.; CAMPOS, J. E. G.; MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; MATOS D. R.; BORGES, C. C. A.; DIAS, A. N. C.; CHEMALE, F. The Statherian Natividade Basin evolution constrained by U–Pb geochronology, sedimentology, and paleogeography, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 112, 103618, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103618>.

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**, v. 356-357, p. 62-74, 2011.

VASQUES, M. L.; ROSA-COSTA, L.T. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará**. Belém: CPRM, 2008. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/10443>. Acesso em: 22 mar. 2024.