

HISTÓRIA GEOLÓGICA DE MINAS GERAIS

Fernando F. Alkmim

Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.

Morro do Cruzeiro s/n. 35.400.000 Ouro Preto, MG

ffalkmim@gmail.com

SUMÁRIO

1. MINAS GERAIS NO CENÁRIO GEOLÓGICO DO BRASIL	1
2. OS TERRENOS PRÉ-CAMBRIANOS DE MINAS GERAIS.....	5
2.1. O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO	5
2.1.1. O Quadrilátero Ferrífero e adjacências	5
2.1.2. A Bacia Sedimentar do São Francisco	7
2.2. O SISTEMA OROGÊNICO MANTIQUEIRA	10
2.2.1. O Orógeno Araçuaí	10
2.2.2. A Faixa Ribeira.....	13
2.3. O SISTEMA OROGÊNICO TOCANTINS	14
3. COBERTURA SEDIMENTAR E CORPOS ÍGNEOS FANEROZOICOS.....	17
3.1. A COBERTURA SEDIMENTAR FANEROZOICA DA BACIA DO SÃO FRANCISCO	17
3.2. A BACIA DO PARANÁ.....	18
3.3. OS CORPOS ÍGNEOS CRETÁDICOS	19
4. HISTÓRIA GEOLÓGICA DE MINAS GERAIS.....	20
4.1. A HISTÓRIA PRÉ-CAMBRIANA.....	20
4.2. A HISTÓRIA FANEROZOICA	25
4.3. EPÍLOGO	27
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	29

1. MINAS GERAIS NO CENÁRIO GEOLÓGICO DO BRASIL

Visto sob a ótica geológica e como parte do continente sul-americano, o território brasileiro comporta uma primeira divisão em dois tipos de terrenos: os antigos, que formam o substrato continental constituído de rochas de idades pré-cambrianas, e os terrenos jovens, que compõem a cobertura formada por rochas de idades fanerozoicas (Almeida 1967, Almeida *et al.* 1981, Figura 1).



Figura 1. O território brasileiro com a distribuição dos seus dois tipos de terrenos. Os antigos, de idades pré-cambrianas (superiores a 541 milhões de anos) formam os escudos e os jovens, de idades fanerozoicas (inferiores a 541 milhões de anos), constituem a cobertura sedimentar. (Confeccionado com base em Almeida *et al.* 1981).

Nos terrenos antigos ou pré-cambrianos, as rochas componentes são mais velhas que 541 milhões de anos e, entre elas, predominam as metamórficas e ígneas, que, em sua grande maioria, não contêm fósseis. As partes do território nas quais estes terrenos encontram-se expostos são chamadas de escudos. Distinguem-se, assim, os escudos Atlântico, das Guianas e do Guaporé (ou do Brasil Central) (Almeida 1967, Almeida *et al.* 1981, Figura 1).

Os escudos do Brasil englobam dois subtipos de terrenos pré-cambrianos: os crátons e os sistemas orogênicos brasileiros (Figura 2). Os crátons correspondem às porções dos continentes, cujo substrato é, em geral, formado por rochas mais velhas que 1 bilhão de anos e que adquiriram estabilidade geológica desde então, ou em tempos mais remotos ainda (Almeida *et al.* 1981, 2000, Brito-Neves *et al.* 1999, Alkmim 2004). Estabilidade geológica, neste caso, significa o não envolvimento em processos orogênicos, isto é, em

colisões entre placas litosféricas, que levam à formação de cadeias de montanhas. Os crátons compreendem, assim, as partes mais antigas e estáveis do território brasileiro e dos continentes de um modo geral.

Em contraposição aos crátons, e limitando-os por todos os lados, os sistemas orogênicos brasilianos são cadeias de montanhas antigas, soerguidas em consequência de colisões entre placas litosféricas ocorridas entre 630 e 541 milhões de anos, ou seja, ao final da Era Neoproterozoica e do tempo pré-cambriano. Estas colisões e todos os processos geológicos a elas relacionados caracterizam o chamado Evento Brasiliano (Almeida *et al.* 1981, 2000, Almeida & Hasui 1984, Brito-Neves *et al.* 1999, Campos-Neto 2000), um nome bastante apropriado, pois, foi no seu curso que o substrato do território brasileiro fora amalgamado. Dos sistemas montanhosos então gerados tomam parte associações de rochas formadas durante o próprio Evento Brasiliano e mais antigas.

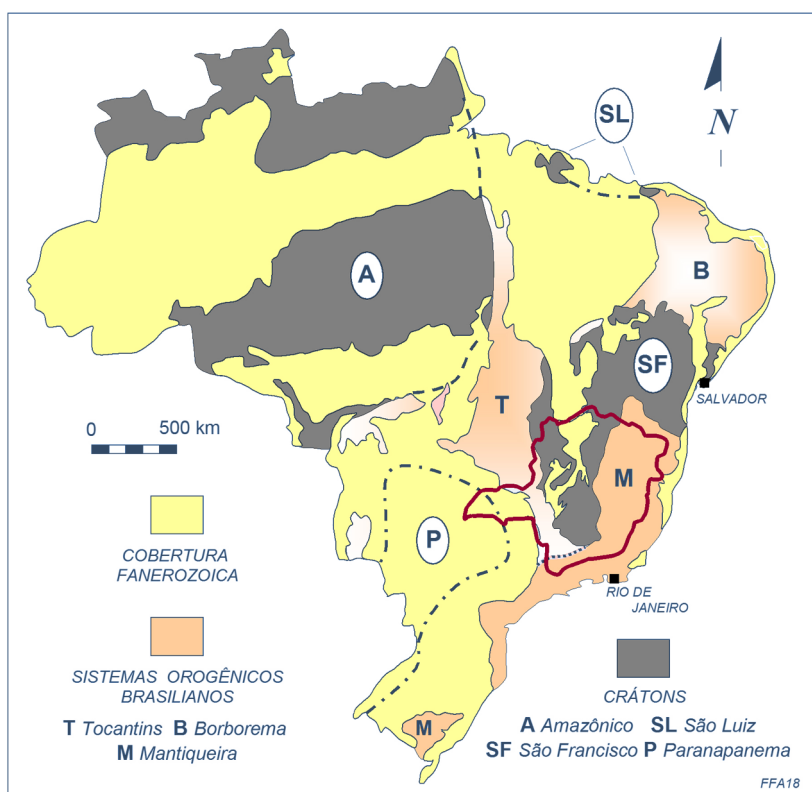


Figura 2. Mapa da constituição geológica geral do Brasil, que enfatiza os dois subtipos de terrenos pré-cambrianos: os crátons e os sistemas orogênicos brasilianos. Minas Gerais abarca parte do Cráton do São Francisco e dos sistemas brasilianos Tocantins e Mantiqueira (Confeccionado com base em Almeida *et al.* 1981, 2000).

Os crátons do território brasileiro são o Amazônico, de São Luís, do São Francisco e do Paranapanema, este último totalmente coberto por rochas sedimentares fanerozoicas (Figura 2). Os sistemas montanhosos brasilianos são o Tocantins, o Mantiqueira e o Borborema (Almeida *et al.* 1981, 2000, Brito-Neves *et al.* 1999, Campos-Neto 2000). Quando se comparam os mapas da constituição geológica e do relevo do Brasil, verifica-se que a maioria dos sistemas brasilianos corresponde às terras altas, ao passo que os crátons, parcial ou totalmente cobertos por rochas sedimentares fanerozoicas e hospedeiros das grandes bacias hidrográficas atuais, se expressam na forma das terras baixas do território (Figura 3).

Assim, apesar de passados mais de 500 milhões de anos da sua geração, as cadeias de montanhas brasileiras e os crátons, em geral, mantêm as suas posições relativas na topografia do continente.

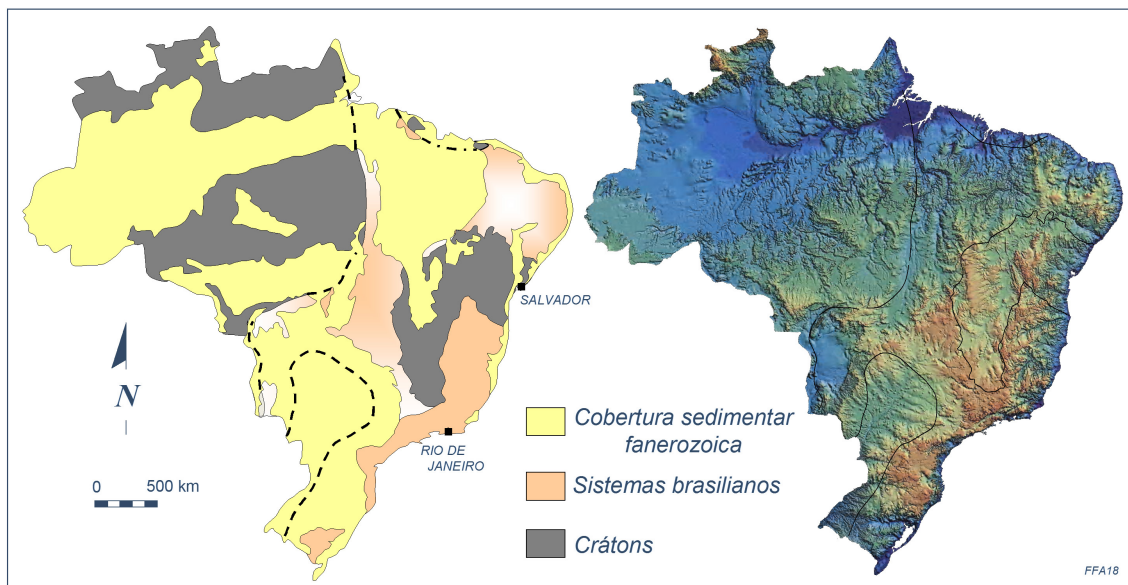


Figura 3. Mapas da constituição geológica e do relevo do Brasil. Uma comparação destes mostra que a maioria dos sistemas orogênicos brasileiros se expressa no relevo na forma de terras altas e os crátons como terras baixas. (Modificado de Alkmim & Martins-Neto 2004).

Os terrenos jovens ou fanerozoicos consistem de camadas de rochas sedimentares e ígneas, cujas idades ficam compreendidas entre 541 milhões de anos e o presente. Estas camadas preenchem bacias sedimentares fanerozoicas, que são depressões geradas no substrato pré-cambriano. De acordo com a sua localização geológica, as bacias sedimentares fanerozoicas brasileiras são agrupadas em duas categorias: as interiores e as da margem continental. Dentre as interiores ou intra-continentais, citam-se, por exemplo, as grandes bacias do Paraná, do Solimões, do Amazonas e do Parnaíba. Dentre marginais ou costeiras, destacam-se as bacias do Ceará, de Barreirinhas e Potiguar, na margem equatorial, bem como as de Santos, Campos e Espírito Santo, na margem leste brasileira (Mohriak 2003, Pedreira *et al.* 2003, Zalán 2004, Milani *et al.* 2007) (Figura 4).

Nas seções seguintes, apresentam-se descrições da constituição dos terrenos pré-cambrianos e fanerozoicos de Minas Gerais, seguidas de uma síntese de sua história geológica. Nela, explora-se o significado das principais unidades litológicas presentes no território mineiro à luz da teoria da tectônica de placas, que reúne o conhecimento que se tem a respeito da dinâmica terrestre.

Em sua maior parte, o território de Minas Gerais abarca terrenos pré-cambrianos do Escudo Atlântico. As áreas cobertas por camadas fanerozoicas ficam restritas à região do Triângulo Mineiro e parte do vale do São Francisco (Figura 5). Conhecido mundialmente por sua grande geodiversidade e riqueza mineral, o estado de Minas Gerais, cujo nome, reflete, em última análise, estes atributos, atraiu e tem atraído não somente empreendimentos mineiros, mas também cientistas que, ao longo dos anos, têm se dedicado a desvendar a sua constituição e história geológicas.



Figura 4. Bacias sedimentares fanerozoicas brasileiras, classificadas de acordo com a sua localização no território. Apenas uma pequena parte de Minas Gerais é coberta pelos terrenos jovens das bacias do Paraná e São Francisco (Confeccionado com base em Milani *et al.* 2007).

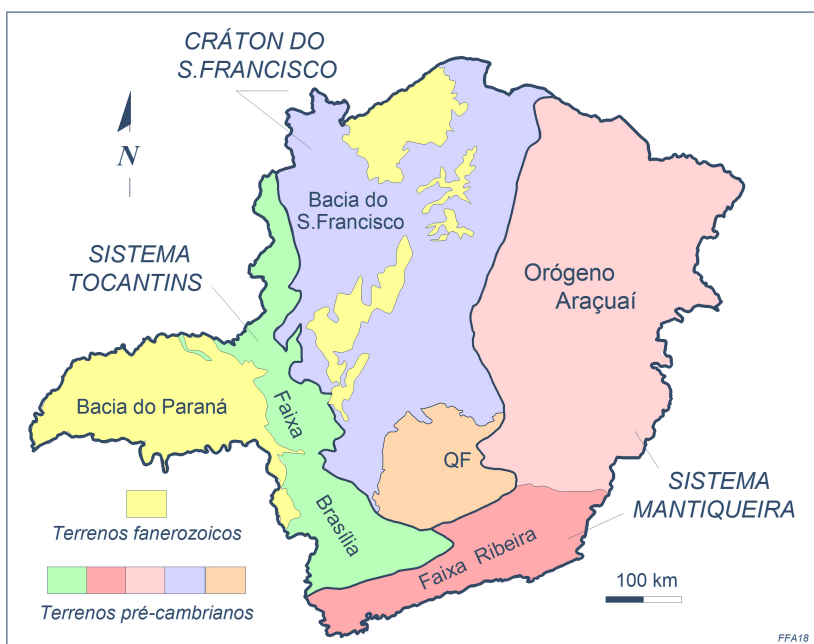


Figura 5. Compartimentação geológica de Minas Gerais, que abrange parte do Cráton do São Francisco e dos sistemas brasileiros Tocantins e Mantiqueira, além da cobertura de rochas fanerozoicas. O cráton tem o seu substrato mais velho que 1,8 bilhões de anos exposto na região do Quadrilátero Ferrífero (QF) e é, em sua maior parte, coberto pelo preenchimento da Baía do São Francisco. O sistema Tocantins é representado na parte leste do estado pela Faixa Brasília Meridional, e o Mantiqueira, nas regiões leste e sul do estado, por segmentos do Orógeno Araçuaí e da Faixa Ribeira.

2. OS TERRENOS PRÉ-CAMBRIANOS DE MINAS GERAIS

Os terrenos pré-cambrianos de Minas Gerais constituem o Cráton do São Francisco e os sistemas montanhosos brasileiros Mantiqueira e Tocantins, que o limitam pelo oeste, sul e leste (Figura 5).

2.1. O Cráton do São Francisco

O Cráton do São Francisco é definido como um bloco continental estabilizado por volta de 1,8 bilhões de anos e limitado pelos sistemas orogênicos brasileiros Mantiqueira, Tocantins e Borborema (Almeida 1977, 1981, Alkmim 2004, Heilbron *et al.* 2017a). Possui um segmento de direção norte-sul, que se encurva e adquire a orientação leste-oeste e, assim persistindo, atinge o litoral, onde é limitado pelas bacias da margem continental (Figuras 2 e 4). Esta forma, ainda que grosseiramente, reproduz a configuração geral da bacia hidrográfica que lhe empresta o nome.

Em Minas Gerais, o Cráton do São Francisco é representado por uma grande parte do seu segmento de orientação meridiana, o qual é quase inteiramente coberto por rochas sedimentares pré-cambrianas e fanerozoicas (Figura 5). Somente em uma área relativamente pequena no seu extremo sul aflora o seu embasamento, formado pelas associações de rochas mais antigas do estado, com idades de até 3,2 bilhões de anos. Ele acha-se exposto na região conhecida como Quadrilátero Ferrífero e suas adjacências. A parte do cráton coberta por rochas sedimentares mais jovens que 1,8 bilhões de anos constitui a Bacia Sedimentar do São Francisco (Figura 5).

2.1.1. O Quadrilátero Ferrífero e adjacências

Graças aos recursos minerais que encerra, principalmente às suas jazidas auríferas e de minérios de ferro de alto teor, a província mineral do Quadrilátero Ferrífero (QF) (Figura 6) tornou-se a região melhor conhecida de todo o Brasil, do ponto de vista geológico. Ela foi cartografada em detalhe (mapas na escala de 1:25.000) entre os anos 1950 e 1960, e as informações colhidas nesta campanha de mapeamento encontram-se sintetizadas em Dorr (1969), obra que constituiu a base para inúmeros estudos e campanhas de exploração mineral e desenvolvimento mineiro realizadas nos anos subsequentes.

O Quadrilátero Ferrífero é uma região de relevo muito acidentado, na qual se destacam quatro conjuntos de serras quase ortogonais entre si (Figura 6), ao longo das quais se distribuem grandes depósitos de minério de ferro de alto teor. Nestas serras e nas regiões vizinhas que se estendem até os limites do cráton e da bacia sedimentar do São Francisco, encontram-se expostas cinco associações principais de rochas que, da mais velha para a mais nova, se empilham na seguinte ordem (Dorr 1969, Renger *et al.* 1995, Baltazar & Zuccheti 2007, Lana *et al.* 2013, Alkmim & Teixeira 2017) (Figuras 6 e 7):

- Rochas gnáissicas e granitos de idades arqueanas compreendidas entre 3,20 e 2,80 bilhões de anos, que representam a assembleia litológica mais antiga de todo o estado.

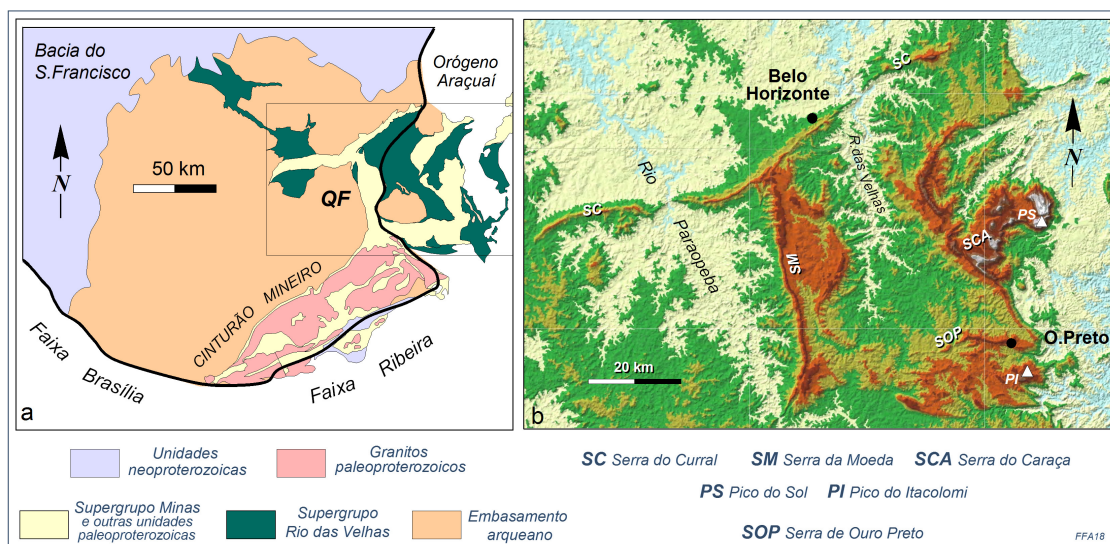


Figura 6. a) Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes no extremo sul do Cráton do São Francisco. **b)** Modelo digital de terreno que enfatiza o pronunciado relevo do Quadrilátero Ferrífero. Os picos do Sol e do Itacolomi, pontos culminantes da região, tem altitudes de 2.043 e 1.776 m, respectivamente. Observar a notável correspondência entre o mapa geológico e o modelo digital do terreno.

- O Supergrupo Rio das Velhas, composto por xistos verdes associados a várias outros tipos de rochas metamórficas de origem sedimentar e vulcânica, formadas entre 2,80 e 2,68 bilhões de anos durante a Era Neoproterozoica e que hospedam os grandes depósitos auríferos da província (Lobato *et al.* 1998).

- O Supergrupo Minas, depositado durante a Era Paleoproterozoica, entre 2,6 e 2,0 bilhões de anos, que engloba uma sucessão de rochas metamórficas de origem sedimentar continental e majoritariamente marinha, entre as quais se destacam os itabiritos da Formação Cauê, a camada-guia do Quadrilátero Ferrífero e hospedeira dos seus grandes corpos de minério ferro (Rosière & Chemale Jr. 2000, Rosière *et al.* 2008, Figura 7).

- Granitos, rochas metassedimentares e metavulcânicas de idades paleoproterozoicas compreendidas entre 2,45 e 2,10 bilhões de anos, que se distribuem ao longo de uma faixa de terreno de orientação nordeste-sudeste situada imediatamente a sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, conhecida como Cinturão Mineiro (Teixeira *et al.* 2000).

- O Grupo Itacolomi, de idade paleoproterozoica e composto por um espesso pacote de quartzitos e metaconglomerados, cujas ocorrências típicas são picos e serras do sul da província.

As camadas de todas as unidades acima mencionadas encontram-se deformadas e metamorfisadas em variados graus de intensidade, apresentando-se dobradas, falhadas e fraturadas. Em muitas partes da região, compõem arranjos geométricos de grande complexidade.

Durante o período colonial, foram as jazidas auríferas do Quadrilátero Ferrífero as principais alimentadoras do Ciclo do Ouro. Estima-se, de forma bastante conservadora, que nos 100 anos de duração do ciclo, delas foram extraídas 600 toneladas de ouro. O Quadrilátero Ferrífero pode ser considerado como o coração da histórica "região das minas",

que funcionou como atratora de grandes contingentes de mineradores a partir do princípio do século XVIII e, desta forma, propiciou a ocupação do interior do Brasil, até então uma terra essencialmente agrária e litorânea.

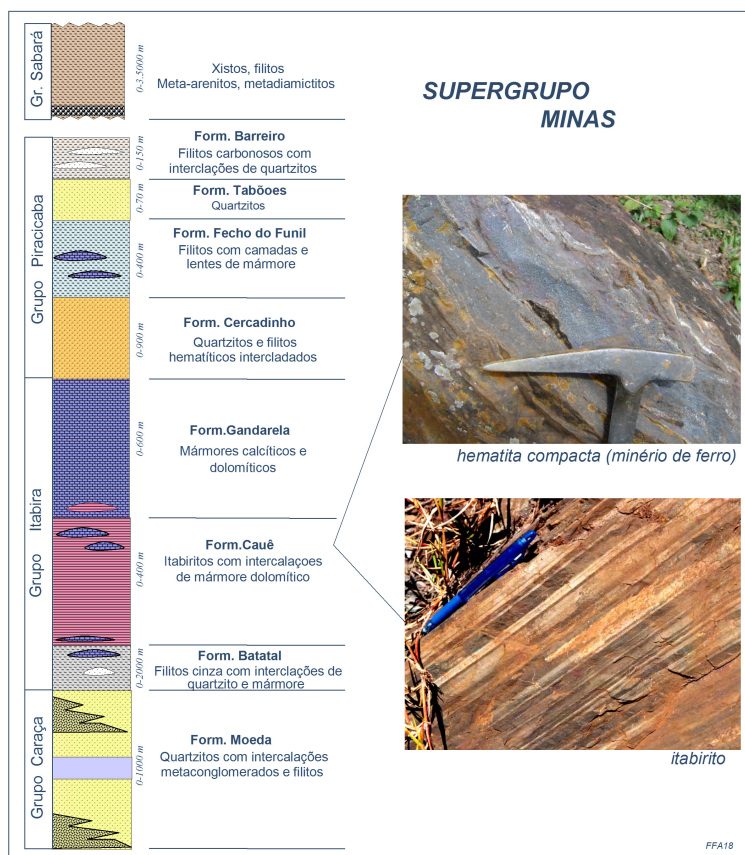


Figura 7. Representação esquemática da sucessão de rochas que compõem o Supergrupo Minas, unidade característica do Quadrilátero Ferrífero. Destaca-se nesta coluna estratigráfica a Formação Cauê, constituída de itabiritos e hospedeira dos minérios de ferro da região. (Confeccionada com base em Dorr 1969).

Após um longo período de estagnação da atividade mineira durante o século XIX, o Quadrilátero Ferrífero volta a adquirir grande importância econômica no cenário internacional a partir dos anos 1950. Incrementou-se progressivamente, a partir daí, a produção de minérios de ferro de alto teor que, com várias oscilações, atingiu 228 milhões de toneladas em 2016. Mesmo com o considerável crescimento do papel desempenhado pelas minas de Carajás, no Pará, o Quadrilátero Ferrífero ainda continua responsável por aproximadamente 70% da produção nacional de minérios de ferro.

2.1.2. A Bacia Sedimentar do São Francisco

Dá-se no nome de Bacia Sedimentar do São Francisco ao setor do cráton homônimo preenchido por rochas sedimentares pré-cambrianas e fanerozoicas (Alkmim & Martins-Neto 2001, Reis *et al.* 2017). A Bacia do São Francisco (Figura 8) ocupa quase todo o segmento de orientação meridiana do cráton e se estende pelos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás. Em Minas Gerais, é limitada, a oeste e leste, respectivamente, pela Faixa Brasília do sistema Tocantins, e pelo Orógeno Araçuaí do sistema Mantiqueira. A sul, o seu limite é dado pelo contato com as rochas do embasamento arqueano e paleoproterozoico do Quadrilátero Ferrífero (Figura 8).

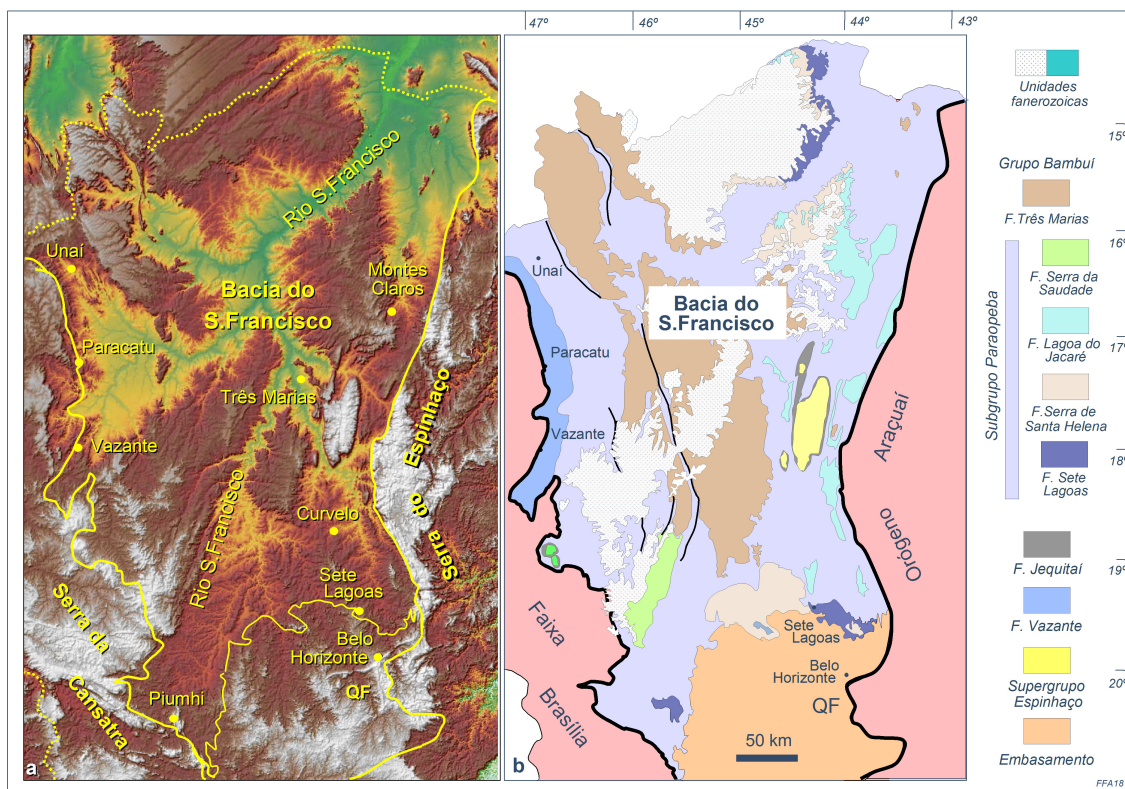


Figura 8. a) Modelo digital de terreno da porção do Cráton do São Francisco que toma parte do território mineiro, com a delimitação da bacia homônima e principais feições do relevo da região. **b)** Mapa geológico simplificado da mesma porção da Bacia do São Francisco com a distribuição geográfica das principais formações do Grupo Bambuí, sua unidade característica. Neste mapa, somente a Formação Três Marias, a mais nova do Grupo Bambuí, tem a sua ocorrência integralmente delimitada. As demais unidades, reunidas no Subgrupo Paraopeba, não estão discriminadas na maior parte da área enfocada (Confeccionado com base em Pinto & Silva 2014).

Por aflorar em toda a extensão da bacia, o Grupo Bambuí (Costa & Branco 1961, Dardenne 1978, 1981), composto principalmente por uma alternância entre camadas marinhas de calcários, ardósias e siltitos, representa a sua unidade de preenchimento característica. Dividido em cinco formações principais (Figuras 8 e 9), que são importantes fontes de rochas ornamentais e de matérias primas para produção de cimento e cal, o Grupo Bambuí tem uma espessura aflorante de aproximadamente 900 m. Entretanto, campanhas exploratórias para acumulações gás armazenadas em rochas do grupo realizadas nos últimos anos revelaram que esta espessura pode ser bem maior em subsuperfície, atingindo até 3.000 m (Reis *et al.* 2017).

A idade das rochas do Grupo Bambuí é incerta e tema de vários estudos. Há, entretanto, indicações cada vez mais consistentes de que a sedimentação do grupo tenha ocorrido durante o Período Ediacarano do final da Era Neoproterozoica, entre 635 e 541 milhões de anos (Rodrigues 2008, Warren *et al.* 2014, Kuchenbecker *et al.* 2015a).

Em vários setores da bacia, as rochas do Grupo Bambuí jazem sobre um conjunto de rochas que representam materiais depositados por geleiras (tilitos), bem como por fluxos de lama e de detritos (diamictitos) e fluxos aquosos (arenitos, siltititos) a elas associados. Estas rochas são agrupadas na Formação Jequitai (Dardenne 1978, Karfunkel & Hoppe 1988, Uhlein *et al.* 2004), cuja idade neoproterozoica, assim como a do Grupo Bambuí, é incerta.

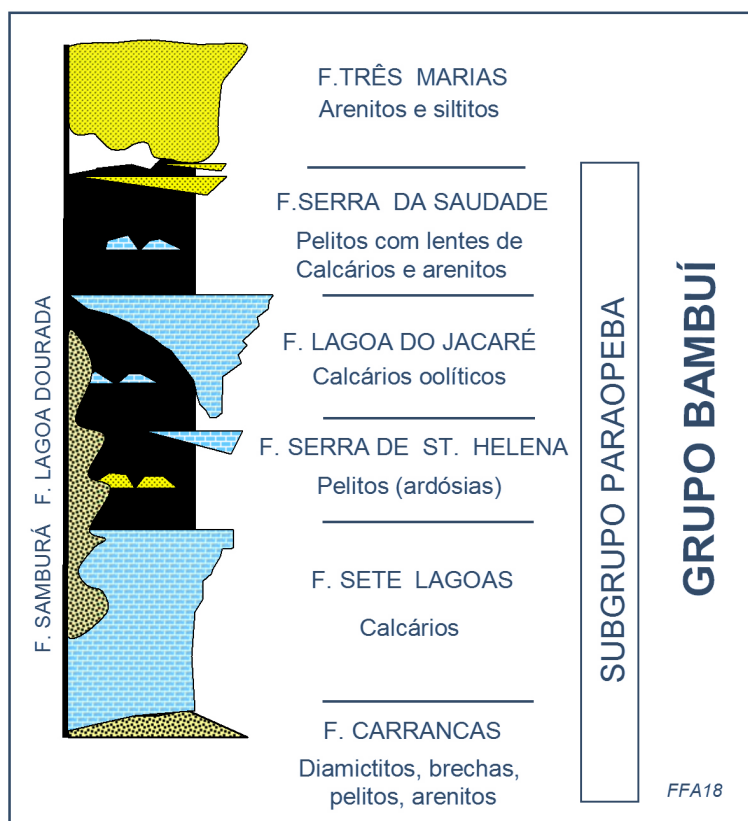


Figura 9. Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí, com as suas principais formações (Modificado de Alkmim & Martins-Neto 2001).

Ao longo de uma faixa de orientação meridiana junto ao limite oeste da bacia (Figura 8), o Grupo Bambuí está em contato com o Grupo Vazante (Dardenne 2000). Subdividido em cinco formações marinhas constituídas por dolomitos e ardósias, com algumas intercalções de calcários e outras rochas, o Grupo Vazante possui uma espessura de até 5.000 m e é o hospedeiro dos corpos de minério de zinco, chumbo-zinco e fosfato de Vazante, Morro Agudo e Lagamar, respectivamente (Dardenne & Schobbenhaus 2001, Bittencourt *et al.* 2001).

Na parte leste da bacia (Figura 8), as rochas da Formação Jequitai e do Grupo Bambuí jazem sobre o Supergrupo Espinhaço (Pflug 1965, Schöll & Fogaça 1979, Dussin & Dussin 1995, Uhlein *et al.* 1998, Martins-Neto 1998, Reis *et al.* 2017), que engloba uma sucessão de arenitos, com intercalções de siltitos, folhelhos e conglomerados de idades paleo a mesoproterozoicas. O supergrupo tem como área tipo a Serra do Espinhaço, que marca o limite leste da bacia e é expressão no relevo da parte externa do Orógeno Araçuaí, descrito a seguir.

As rochas pré-cambrianas da Bacia do São Francisco encontram-se deformadas junto as suas margens oeste e leste. Ou seja, as dobras e falhas características dos sistemas orogênicos brasileiros que limitam a bacia, não se restringem a estes terrenos. Elas afetaram também as camadas que formam o preenchimento sedimentar pré-cambriano da bacia, as quais se descolaram do substrato e foram amarrotadas ao longo de uma área considerável dos setores oeste e leste da mesma (Figura 8). Na parte central, as camadas pré-cambrianas encontram-se indeformadas e jazem horizontalmente (Alkmim & Martins-Neto 2001, Reis *et al.* 2017).

2.2. O Sistema Orogênico Mantiqueira

O Sistema Orogênico Mantiqueira estende-se pela região ocidental do Brasil desde o limite do Cráton do São Francisco, na fronteira Minas-Bahia até o Rio Grande do Sul (Almeida & Hasui 1984, Campos-Neto 2000). A sua porção presente no território mineiro é a sua terminação setentrional, representada por partes do Orógeno Araçuaí e da Faixa Ribeira (Figura 5).

2.2.1. O Orógeno Araçuaí

O Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000) abrange a região compreendida entre o Cráton do São Francisco e margem continental leste brasileira (Figura 2), ou seja, toda a Serra do Espinhaço meridional e os vales do Rio Doce, Mucuri e Jequitinhonha, nos estados de Minas, Espírito Santo e pequena porção da Bahia. O seu limite sul com a Faixa Ribeira é marcado na altura do paralelo 21° de latitude sul, onde as suas estruturas de orientação geral norte-sul encurvam-se e assumem a direção nordeste. Como parte do grande sistema montanhoso erigido durante Evento Brasileiro, o Orógeno Araçuaí teve o clímax do seu soerguimento atingido entre 580 e 570 milhões de anos (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

Em função do tipo de rochas envolvidas, o Orógeno Araçuaí é subdividido em dois grandes setores (Alkmim *et al.* 2007). Na sua parte externa, conhecida como Faixa Araçuaí (Almeida 1977, Pedrosa-Soares *et al.* 2007) e localizada ao longo da margem do Cráton do São Francisco, predominam rochas metassedimentares de baixo a médio grau metamórfico, que se organizam no espaço na forma de um típico cinturão orogênico. Na sua parte interna, ou núcleo cristalino, predominam rochas metamórficas de alto grau e granitos com uma disposição espacial bem mais complexa. Em Minas Gerais, estão localizados o segmento de orientação norte-sul da Faixa Araçuaí e a maior parte da zona granítica do núcleo cristalino (Figura 10).

Do Orógeno Araçuaí tomam parte várias assembleias litológicas. A sua unidade típica é o Grupo Macaúbas, constituído por rochas metamórficas formadas a partir de sedimentos acumulados por vários agentes geológicos (Figura 11), mas principalmente pela ação de geleiras em uma grande bacia marinha (Uhlein *et al.* 1999, 2007, Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2008, Martins *et al.* 2008, Kuchenbecker *et al.* 2015b). Dentre estas rochas, tem-se filitos, meta-diamictitos, xistos, quartzitos e formações ferríferas, além de intercalações de camadas de origem vulcânica. A espessura total do grupo deve chegar aos 10.000 m e as idades de suas formações recaem no intervalo de 900 a 620 milhões de anos. A maioria dos pesquisadores que se dedica ao estudo do Grupo Macaúbas interpretam-no como equivalente em idade à Formação Jequitá da Bacia do Francisco e preenchimento de uma bacia sedimentar de margem e interior continental, que, intensamente deformada durante o Evento Brasileiro, deu origem ao Orógeno Araçuaí.

As unidades litológicas mais velhas que o Grupo Macaúbas envolvidas no Orógeno Araçuaí são o embasamento, composto por rochas metamórficas e ígneas mais velhas que 1,8 bilhões de anos, e o Supergrupo Espinhaço. Essa unidade, aflorante na serra homônima, abarca uma sucessão de mais de 6.000 m de espessura de rochas metassedimentares e

metavulcânicas, depositadas durante uma série de episódios de formação de bacias sedimentares ocorridos entre 1,8 e 0,9 bilhões de anos, ou seja, entre o final da Era paleoproterozoica e durante a Era Mesoproterozoica (Dussin & Dussin 1995, Uhlein *et al.* 1998, Martins-Neto 1998, Chemale Jr. *et al.* 2012). Predominam no supergrupo os quartzitos, que se destacam nas paisagens da Serra do Espinhaço, seguidos por filitos e, em menor proporção metaconglomerados e rochas carbonáticas.

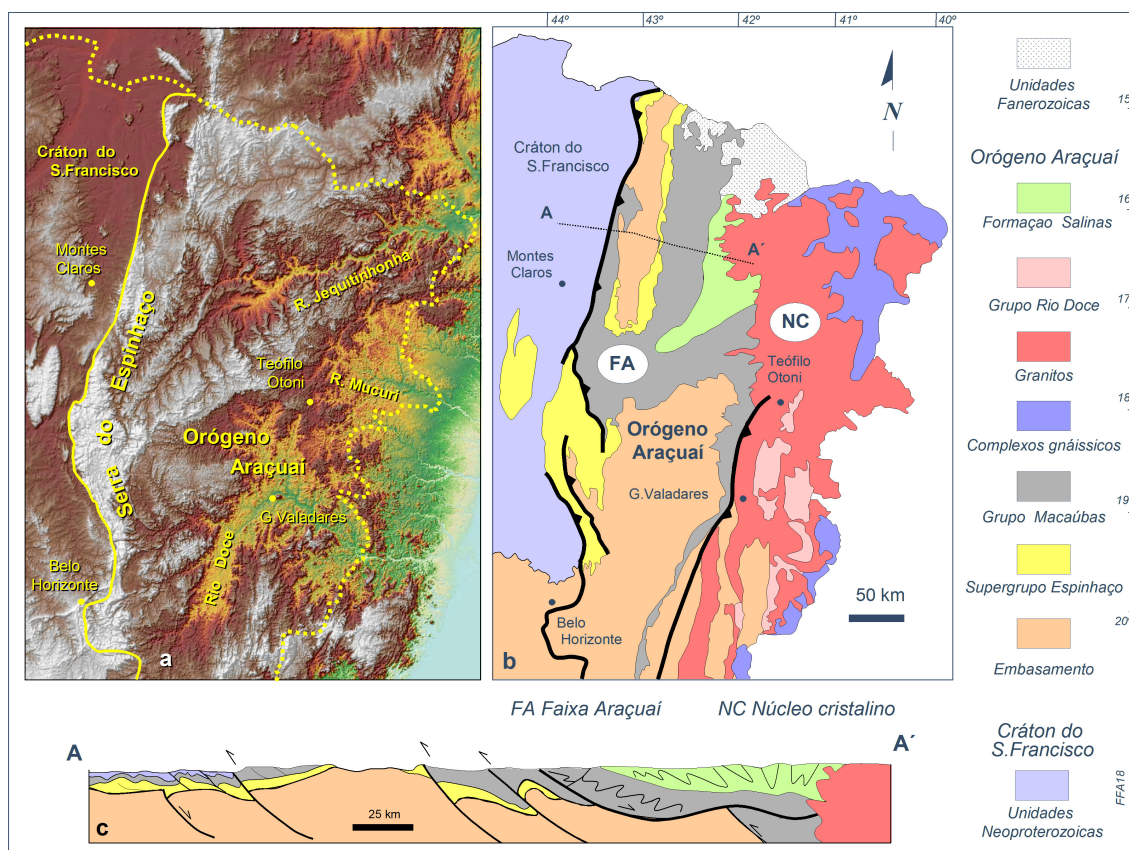


Figura 10. a) Modelo digital de terreno da porção mineira do Orógeno Araçuaí e áreas vizinhas com as suas principais feições topográficas. b) Mapa geológico simplificado da mesma porção do orógeno com a representação das principais assembleias litológicas que dele tomam parte. c) Corte geológico representativo da estrutura do orógeno, que consiste em camadas dobradas e seccionadas por falhas de empurrão. (Confeccionadas com base em Pedrosa-Soares *et al.* 2001 e Alkmim *et al.* 2007).

As assembleias de rochas mais jovens que o Grupo Macaúbas que igualmente integram o orógeno são as seguintes: i) cinco suítes de rochas graníticas; ii) o Grupo Rio Doce, composto por rochas vulcânicas e sedimentares; iii) associações de rochas metamórficas de alto grau, agrupadas em complexos gnáissicos; iii) a Formação Salinas, que abarca uma sucessão de xistos e meta-arenitos formados durante o processo de soerguimento do orógeno (Lima *et al.* 2002, Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2011). Os granitos, presentes em grande volume no núcleo cristalino do orógeno, são agrupados em supersuítes (G1 a G5), as quais registram os principais estágios de sua evolução. A Supersuíte G1 engloba corpos graníticos formados entre 630 e 580 milhões de anos, no estágio de convergência de placas que antecedeu o processo colisional que deu origem ao orógeno. A esta supersuíte se associam temporal e espacialmente as rochas do Grupo Rio Doce. As supersuítes G2 e G3 foram geradas entre 580 e 540 milhões de anos, no curso do processo colisional, através da fusão de rochas pré-existentes. Já as supersuítes G4 e G5, formaram-se depois de cessada a

colisão brasileira, entre 540 e 490 milhões de anos (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

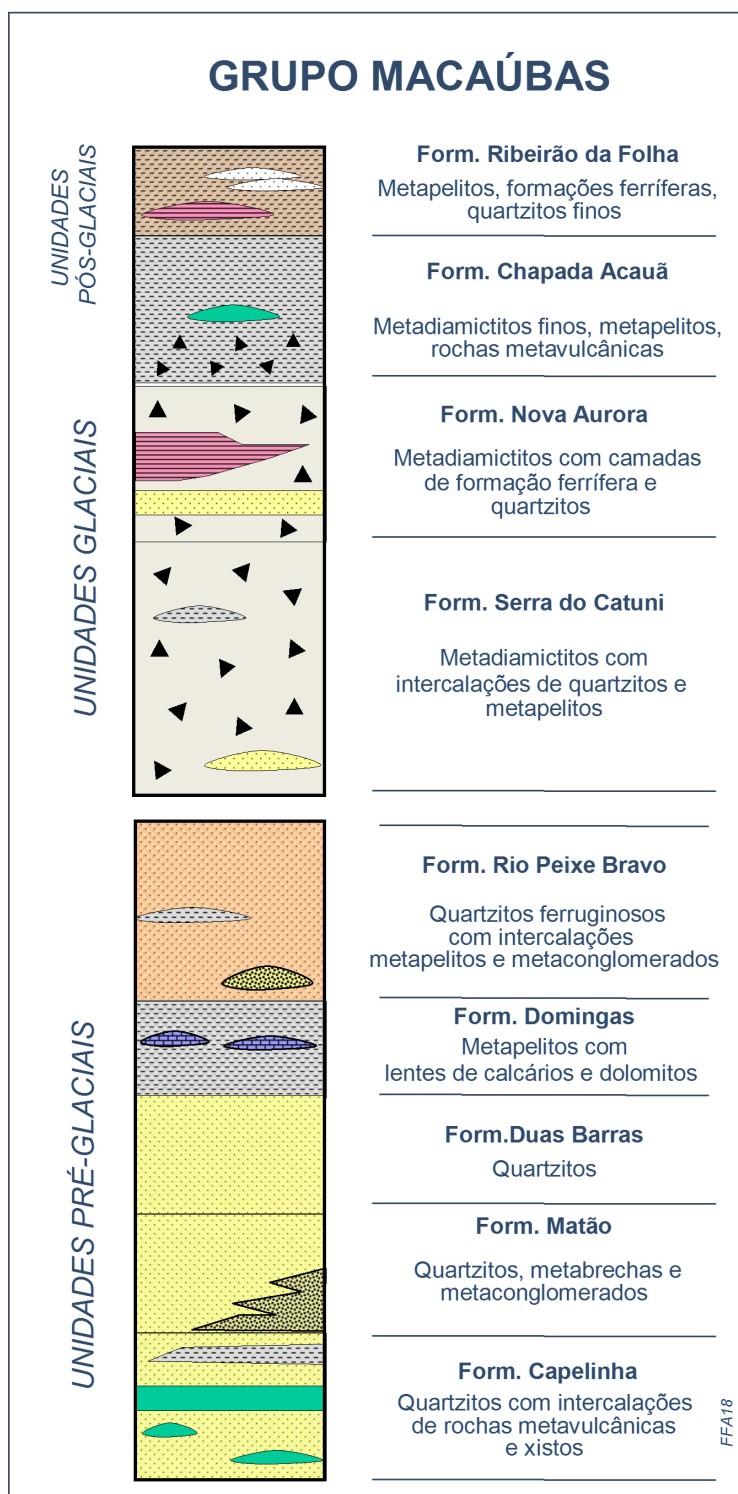


Figura 11. Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas, unidade típica do Orógeno Araçuaí, com as suas formações que antecederam, foram síncronas e sucederam um dos eventos glaciais da Era Neoproterozoica (Confeccionada com base em Kuchenbecker 2015b).

No interior das cadeias de montanhas, sejam elas antigas ou jovens, as camadas presentes encontram-se deformadas em variados graus de intensidade. Caracteristicamente, apresentam-se dobradas e cortadas por falhas, ao longo das quais grandes volumes de

rochas são empurrados em um sentido preferencial. O Orógeno Araçuaí não foge a esta regra. Os elementos principais da sua arquitetura são dobras e falhas de empurrão de orientação geral norte-sul, as quais refletem seu soerguimento em associação com a movimentação geral da massa rochosa em direção a oeste, isto é, em direção ao Cráton do São Francisco (Alkmim *et al.* 2007, Figura 10c).

O Orógeno Araçuaí é conhecido por suas jazidas e ocorrências de gemas. Diamantes extraídos de aluviões e metaconglomerados da Serra do Espinhaço, no alto Jequitinhonha (região da cidade de Diamantina) tornaram do Brasil o maior produtor mundial desta gema desde o princípio do século XVIII até meados do século XIX, quando África do Sul começou também a produzi-la. O famoso Distrito Diamantino de Minas Gerais persistiu ainda como importante produtor mundial até os anos 1980. Além dos diamantes, o Orógeno Araçuaí foi aquinhado com vários depósitos de berilo (esmeraldas, águas marinhas) e turmalinas, todos eles associados aos granitos abundantes no seu núcleo cristalino. O orógeno hospeda também importantes jazidas de grafita e ocorrências de minério de ferro (Dardenne & Schobbenhaus 2003, 2001, Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

2.2.2. A Faixa Ribeira

No extremo sul do estado, encontra-se exposto um segmento do setor setentrional e mais externo da Faixa Ribeira (Hasui *et al.* 1975, Trouw *et al.* 2000, Heilbron *et al.* 2004, 2017b, Figuras 5 e 12), a qual se estende ainda pelo Rio de Janeiro e por São Paulo. Como mencionado anteriormente, em Minas Gerais, a Faixa Ribeira está em continuidade com o Orógeno Araçuaí e se superpõe à terminação sul da Faixa Brasília, o que dá origem a um quadro geológico de alta complexidade. Isto ocorre pelo fato da Faixa Ribeira ter se formado após o soerguimento da porção do sistema Tocantins ali presente (Heilbron *et al.* 2017b).

As rochas do embasamento da Faixa Ribeira são gnaisses e granitos de idades arqueanas e paleoproterozoicas, que se distribuem por uma área relativamente grande no sul do estado (Figura 12). Junto ao limite do Cráton do São Francisco, a sequência exposta de camadas é muito semelhante à formada pelo Supergrupo Espinhaço, Formação Jequitaiá e Grupo Bambuí na Bacia do São Francisco e Orógeno Araçuaí. A mais velha das unidades aflorantes, o Grupo São João del Rei, de idade mesoproterozoica e com aproximadamente 1000 m de espessura, é subdividida em quatro formações marinhas, constituídas predominantemente por quartzitos e, subordinadamente, meta-pelitos. As formações também marinhas Carandaí, Barroso e Prados, compostas, respectivamente, por meta-diamictitos (30 m de espessura), calcários (200 m) e filitos (500 m) recobrem o Grupo São João del Rei. Suas idades remontam à Era Neoproterozoica (Ribeiro *et al.* 2013).

A sucessão de rochas característica do segmento mineiro da Faixa Ribeira é o Grupo Andrelândia. Presente em grande parte da faixa, congrega duas unidades de idades aparentemente bem distintas. A sua porção inferior consiste de gnaisses, xistos e quartzitos, cujas idades ficam no intervalo de 1.000 a 760 milhões de anos. A unidade superior composta por xistos, gnaisses e rochas manganésíferas, é mais jovem que 620 milhões de anos (Paciullo *et al.* 2000, Ribeiro *et al.* 2013, Heilbron *et al.* 2017b).

Em continuidade física com o Orógeno Araçuai, a Faixa Ribeira dele difere em vários aspectos. As unidades litológicas participantes da faixa estão em grau metamórfico mais elevado e suas estruturas, além de orientação distinta, são muito mais complexas. Juntamente com dobras e falhas de empurrão, tomam parte do seu arcabouço falhas transcorrentes. Estes fatos refletem uma história evolutiva complexa e resultante de múltiplas colisões, que tiveram lugar nos intervalos de 630-620, 620-565 e 535-510 milhões de anos durante o Evento Brasileiro (Heilbron *et al.* 2017b).

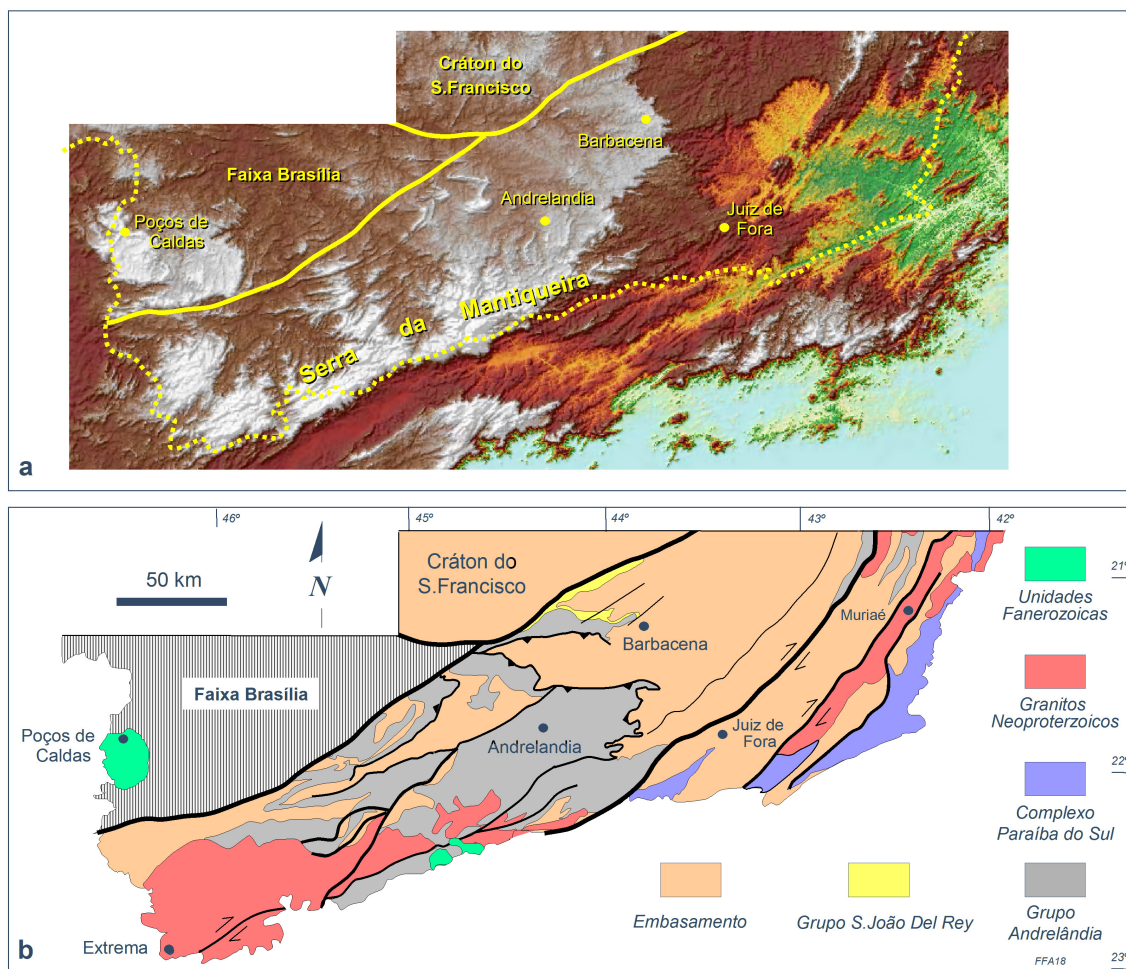


Figura 12. a) Modelo digital de terreno da região extremo sul de Minas Gerais, ocupada pela Faixa Ribeira setentrional, que tem como expressões morfológicas o Campo das Vertentes e a Serra da Mantiqueira. **b)** Mapa geológico simplificado com as principais unidades litológicas e estruturas da Faixa Ribeira em Minas Gerais (Confeccionado com base em Pinto & Silva 2014 e Heilbron *et al.* 2017b).

2.3. O Sistema Orogênico Tocantins

O Sistema Tocantins (Almeida *et al.* 1981, Campos-Neto 2000) em sua maior parte localizado no Brasil central, desenvolveu-se entre os crátons Amazônico, Paranapanema e São Francisco (Pimentel *et al.* 2004, Dardenne 2000, Valeriano *et al.* 2004; Figura 3). Em Minas Gerais, ele é representado por parte de um dos seus cinturões externos, a Faixa Brasília, que margeia o Crátón do São Francisco pelo oeste (Figura 5). A parte da Faixa Brasília presente no território mineiro é o seu segmento meridional que, a oeste, é coberto pelas camadas sedimentares da Bacia do Paraná, e a sul, é obliterado pela Faixa Ribeira, como anteriormente mencionado (Valeriano 2017). Sua principal expressão no relevo é a Serra da

Canastra e as terras altas que lhe são contíguas ao longo da borda leste do planalto central do Brasil (Figura 13).

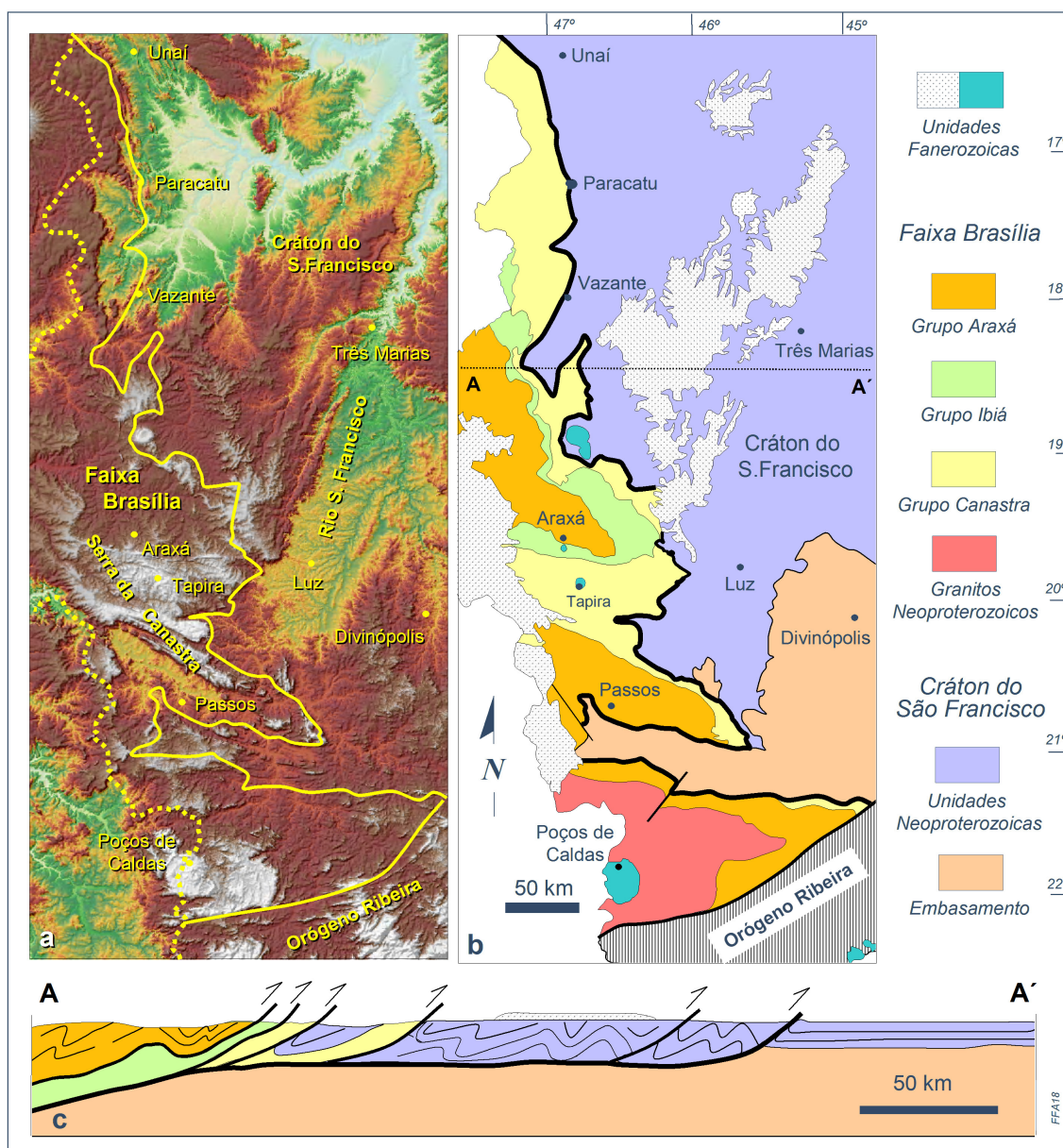


Figura 13. a) Modelo digital de terreno da Faixa Brasília Meridional e zona cratônica adjacente em Minas Gerais. **b)** Mapa geológico simplificado que enfatiza as principais unidades litológicas e estruturas da Faixa Brasília Meridional em Minas Gerais. **c)** Corte geológico através da parte central da Faixa Brasília (localização indicada no mapa geológico acima). Notar que, mesmo no interior do cráton, as rochas sedimentares foram deformadas e transportadas em direção a leste sobre uma superfície horizontal (Confeccionado com base em Pinto & Silva 2014 e Valeriano *et al.* 2004).

As unidades litológicas que tomam parte deste segmento da Faixa Brasília são as seguintes (Dardenne 2000, Valeriano *et al.* 2004, 2017):

- A associação de rochas gnáissicas arqueanas e paleoproterozoicas do embasamento, cujas idades são superiores a 1,8 bilhões de anos;
- O conjunto de rochas metassedimentares e meta-ígneas do Grupo Araxá, de idades neoproterozoicas, compreendidas entre 900 e 630 milhões de anos, que contém xistos,

gnaiesses e quartzitos com intercalações lenticulares de anfibolitos (Seer & Dardenne 2000, Seer *et al.* 2001, Valeriano *et al.* 2004);

- O Grupo Canastra, subdividido em quatro formações de rochas metassedimentares de origem marinha, constituídas predominantemente de filitos e quartzitos. Sua idade, ainda incerta, é atribuída ao Neoproterozoico (Dias *et al.* 2011);

- O Grupo Ibiá, constituído por uma formação basal de meta-diamictitos, seguida de uma formação superior composta por filitos com intercalações de quartzitos (Pereira *et al.* 1994). A formação inferior é neoproterozoica e mais nova que 935 milhões de anos. Já a superior é bem mais jovem. Sua idade máxima é estimada em 635 milhões de anos (Valeriano *et al.* 2004, Dias *et al.* 2011).

Além destas unidades metassedimentares, a Faixa Brasília Meridional contém ainda associações de rochas graníticas formadas nos intervalos de 900-850 e 720-670 milhões de anos (Valeriano *et al.* 2004, 2017). A formação destas rochas antecedeu a colisão que levou ao soergimento desta porção do Sistema Tocantins, ocorrida por volta de 630 milhões de anos.

Ao longo da Faixa Brasília Meridional, todas as unidades anteriormente mencionadas encontram-se intensamente dobradas e empurradas umas sobre as outras em direção a leste. Todo o conjunto é lançado sobre as camadas também deformadas dos grupos Vazante e Bambuí que formam o preenchimento pré-cambriano da Bacia do São Francisco (Valeriano *et al.* 2004, 2017; Figura 13c).

Dentre os recursos minerais da Faixa Brasília em Minas Gerais destaca-se a jazida aurífera do Morro do Ouro em Paracatu, que é hospedada em filitos carbonosos do Grupo Canastra (Freitas-Silva *et al.* 1991, Dardenne & Schobbenhaus 2001).

3. COBERTURA SEDIMENTAR E CORPOS ÍGNEOS FANEROZOICOS

As rochas fanerozoicas ocorrem em Minas Gerais nas bacias sedimentares do São Francisco e do Paraná, e ao longo do Arco do Alto Paranaíba, a grande estrutura, também idade fanerozoica, que as separa (Figura 14). Como pode ser visto na Figura 3, a metade sul da Faixa Brasília Meridional se expressa no relevo de Minas Gerais, parte de Goiás e Rio de Janeiro, na forma de um conjunto de terras altas alinhadas na direção noroeste, as quais fazem a divisão tanto das bacias sedimentares, quanto das águas das bacias hidrográficas do São Francisco e do Paraná. Estudos realizados nesta região mostraram que esta estrutura, embora desenvolvida sobre uma zona originalmente montanhosa, tornou-se mais acentuada ainda na segunda metade do Período Cretáceo da Era Mesozoica e foi sítio, na mesma época, de injeções ígneas (Hasui & Haralij 1991, Campos & Dardenne 1997a).

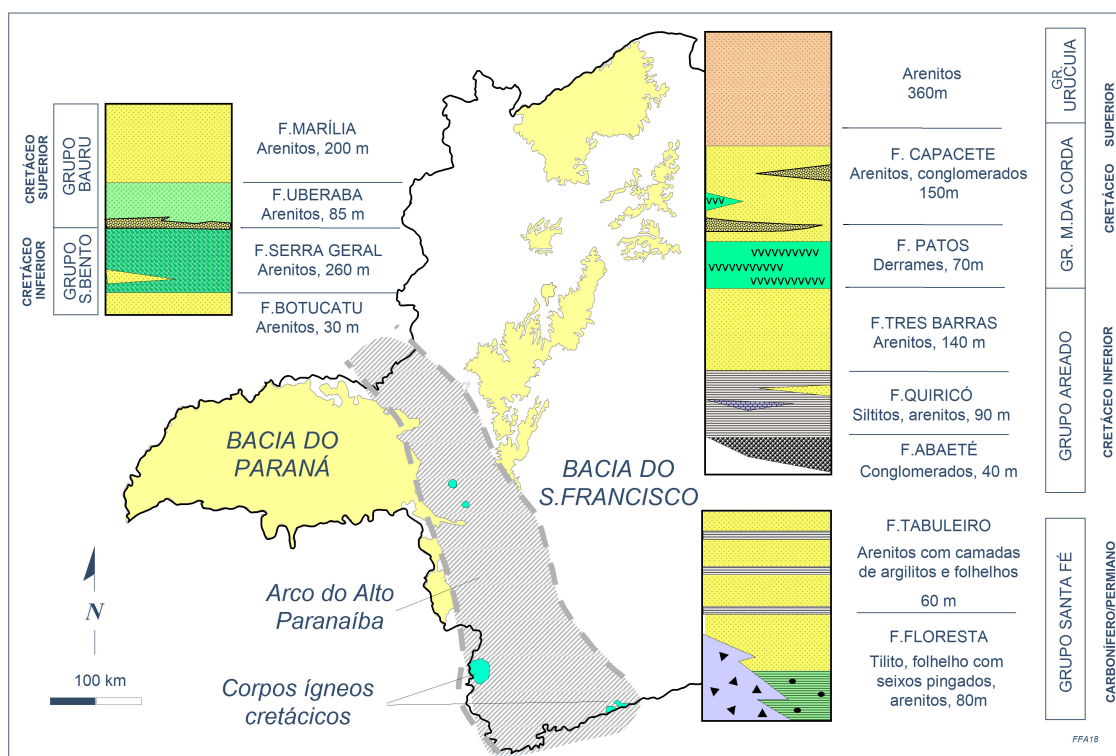


Figura 14. Mapa geológico simplificado dos terrenos fanerozoicos de Minas Gerais, com as respectivas colunas estratigráficas simplificadas das bacias do São Francisco e Paraná. Representam-se também Arco do Alto Paranaíba e as maiores intrusões ígneas cretácicas associadas (Confeccionado com base em Campos & Dardenne 1997b, Sgarbi *et al.* 2001, Pinto & Silva 2014).

3.1. A cobertura sedimentar fanerozoica da Bacia do São Francisco

Além do grande pacote de rochas sedimentares pré-cambrianas, a Bacia do São Francisco contém sucessões relativamente delgadas de rochas sedimentares formadas na virada dos períodos Carbonífero e Permiano da Era Paleozoica, e no Período Cretáceo da Era Mesozoica.

O pacote de rochas paleozoicas define o Grupo Santa Fé (Campos & Dardenne 1997a, Sgarbi *et al.* 2001), constituído essencialmente de rochas sedimentares acumuladas por ação direta ou indireta de geleiras, dentre elas tilitos, diamictitos, arenitos e folhelhos (Figura 14),

cuja ocorrência é restrita às regiões da cidade de Santa Fé e norte de Pirapora. Com uma espessura máxima de apenas 180 m as camadas do Grupo Santa Fé, preenchem, em vários locais, vales escavados em arenitos da Formação Três Marias do Grupo Bambuí. Nestes locais, o assoalho dos vales é, via de regra, ornamentado por estrias deixadas pela passagem de geleiras carregadas de blocos de rochas. Com esta origem e características, as rochas do Grupo Santa Fé testemunham a longa e vigorosa glaciação ocorrida entre 300 e 260 milhões de anos, que possui notáveis registros na Bacia do Paraná em São Paulo, Paraná e Santa Catarina, e até mesmo em outros continentes, como África, Índia e Austrália.

A sucessão cretácica da bacia é composta por três unidades, os grupos Areado, Mata da Corda e Urucuia, que ocorrem ao longo de uma faixa meridiana na porção noroeste do estado.

O Grupo Areado (Campos & Dardenne 1997a,b, Sgarbi 2011a), com aproximadamente 300 m de espessura e subdivido em três formações (Figura 14), é composto por conglomerados, arenitos e folhelhos, de origem aluvial e lacustre, capeados por arenitos, cuja deposição deu-se, principalmente, na forma de dunas eólicas. A parte basal do grupo preenche calhas limitadas por falhas normais.

O Grupo Mata da Corda (Sgarbi *et al.* 2001, Sgarbi 2011b) compreende uma série de rochas vulcânicas, dentre elas derrames, cineritos, brechas e aglomerados de natureza alcalina e ricas em potássio. Estas rochas, formadas ao final do Período Cretáceo, entre 90 e 70 milhões de anos, se associam as intrusões ígneas de mesma natureza descritas a seguir.

As ocorrências de rochas sedimentares cretácicas do norte do estado pertencem ao Grupo Urucuia, que comporta uma sucessão de até 400 m de areias também depositadas pela ação do vento, nos quais se intercalam camadas de areia finas acumuladas em sistemas fluviais (Campos & Dardenne 1997a,b, Sgarbi *et al.* 2001; Figura 14).

3.2. A Bacia do Paraná

Praticamente toda a região do Triângulo Mineiro é ocupada por uma pequena porção da grande Bacia Sedimentar do Paraná, que se estende por todos os estados do sul do Brasil (Figura 4), além de parte da Argentina, Uruguai e Paraguai (Milani *et al.* 2007). As principais unidades de preenchimento da bacia aflorantes na região são os grupos São Bento e Bauru, de idades cretácicas inferior e superior, respectivamente. São encontradas também exposições menores dos Grupos Itararé e Passa Dois, de idades permo-carbonífera e jurássica, respectivamente (Seer & Moraes 2017).

O Grupo São Bento é subdividido nas formações Botucatu e Serra Geral. A primeira contém arenitos e, subordinadamente, conglomerados de origem fluvial, cobertos por uma camada de arenitos, cuja deposição se deu na forma de grandes dunas eólicas. No seu conjunto, a Formação Botucatu mostra, na região, espessuras de no máximo algumas dezenas de metros (Barbosa *et al.* 1970). A Formação Serra Geral é constituída essencialmente por basaltos de granulação fina, que ocorrem nos grandes vales da região e mostram uma grande variedade de feições vulcânicas. Como uma sucessão de lavas extravasadas a partir de grandes fraturas que se abriam na superfície, os basaltos do

Triângulo Mineiro podem atingir espessuras de até 260 m (Barbosa *et al.* 1970, Seer & Moraes 2017).

O Grupo Bauru, do Cretáceo Superior, recobre as unidades anteriormente descritas e é, em Minas Gerais, composto pelas formações Uberaba e Marília. A Formação Uberaba (85 m) consiste de arenitos contendo abundantes fragmentos de rochas vulcânicas, ao passo que a Formação Marília é composta por conglomerados, arenitos calcíferos e argilitos (Hasui 1968, Fernandes & Coimbra 2000, Fernandes & Ribeiro 2015). Essas duas formações correspondem a depósitos aluviais e são ricas em fósseis de plantas e animais. Na Formação Marília, foram encontrados restos fossilizados de dinossauros, crocodiliformes, tartarugas, anfíbios, peixes, moluscos e várias plantas (Ribeiro & Carvalho 2009). A sua ocorrência na região possibilitou a criação de um centro de pesquisas paleontológicas e um museu dedicado aos dinossauros no distrito de Peirópolis da cidade de Uberaba.

3.3. Os corpos ígneos cretácicos

A grande estrutura do Alto Paranaíba (Figura 14) é, ao longo de toda sua extensão, povoada por um grande número de intrusões ígneas, cujas idades concentram-se no intervalo entre 90 e 70 milhões de anos. Elas ocorrem na forma de diques, soleiras e, principalmente, corpos cilíndricos e dômicos de várias dimensões. De acordo com a sua composição, distinguem-se três tipos de corpos ígneos na região: alcalinos, carbonatíticos e kimberlíticos (Brod *et al.* 2000).

Dentre os corpos alcalinos destaca-se o Complexo de Poços de Caldas localizado junto à fronteira com São Paulo. Ele forma uma estrutura circular de 30 km de diâmetro (Figura 14), constituída por grandes massas de sienitos, às quais se associam intrusões em forma de diques anelares, além de derrames e depósitos de materiais piroclásticos como tufos e brechas (Ulbrich & Gomes 1981). O complexo é hospedeiro de importante mineralização de urânio e contém ainda depósitos de bauxita, zircônio e molibdênio.

O maior e, do ponto de vista econômico, mais importante corpo carbonatítico da região, é o do Barreiro, localizado próximo à cidade de Araxá. Trata-se de uma intrusão dômica de aproximadamente 5 km de diâmetro de carbonatitos, que perfura quartzitos e xistos do Grupo Araxá. Profundamente alteradas pelos processos do intemperismo, algumas rochas do complexo deram origem a importantes jazidas de nióbio e fosfato (Barbosa *et al.* 1970, Torres 1996, Dardenne & Schobbenhaus 2001).

Um grande número de corpos kimberlíticos de dimensões métricas foi encontrado ao longo do Arco do Alto Paranaíba. Suas idades variam entre 90 e 80 milhões de anos e alguns deles são diamantíferos (Barbosa 1970, Chaves & Andrade 2010).

4. HISTÓRIA GEOLÓGICA DE MINAS GERAIS

A história geológica de Minas Gerais é aqui brevemente apresentada na forma de dois capítulos. O primeiro cobre o tempo pré-cambriano, no qual forma-se a crosta continental representada pelas rochas mais antigas do território e que, após vários eventos de adição de novos componentes e reciclagem, é finalmente incorporada no grande continente de Gondwana, ao final da Era Neoproterozoica. O segundo trata dos principais processos que tiveram lugar no Gondwana na sua trajetória pelo globo, incorporação no supercontinente Pangeia, e posterior desagregação na forma dos continentes atuais. Os parágrafos finais deste capítulo referem-se à evolução do território mineiro enquanto parte do então jovem continente sul-americano.

4.1. A história pré-cambriana

Os eventos mais antigos da história geológica de Minas Gerais até agora caracterizados remontam ao Éon Arqueano, especificamente à passagem das eras Paleo a Mesoarqueana, quando se formaram as rochas gnáissicas de 3,2 bilhões de anos expostas na região do Quadrilátero Ferrífero. A este evento seguiram outros que também contribuíram com a geração de complexos gnáissicos em associação com as rochas vulcânicas e sedimentares do Supergrupo Rio das Velhas da mesma região, a 2,90, 2,78 e 2,60 bilhões de anos (Lana *et al.* 2013, Farina *et al.* 2016).

É amplamente debatido entre os cientistas que se dedicam ao tema se os processos geológicos atuantes no Éon Arqueano eram os mesmos que marcam a dinâmica terrestre atual. Ou seja, discute-se quando teve início a tectônica de placas da forma como opera nos dias atuais (vide Brown 2008). Sabe-se que a quantidade de calor emanado do interior do planeta no tempo arqueano era muito superior à atual e também que as massas continentais eram de dimensões significativamente inferiores ao da Terra moderna. Como estes dois fatores têm uma enorme influência nos processos geológicos, é de supor que, no mínimo, uma diferenciação dos processos geológicos deve marcar o Éon Arqueano.

Os autores que estudaram a evolução dos terrenos arqueanos do embasamento do Cráton do São Francisco na região do Quadrilátero Ferrífero postulam que a sua geração e evolução ocorreu através de múltiplas fusões por colisões entre complexos de ilhas vulcânicas – os continentes primitivos –, que terminaram por gerar terras de grandes dimensões ao final do éon. A Figura 15 ilustra esta evolução de acordo com a concepção de Farina *et al.* (2016).

Uma vez formadas grandes as massas continentais, e tendo a Terra experimentado considerável queda do fluxo térmico, os processos geológicos em andamento no início do Éon Proterozoico, especificamente durante a Era Paleoproterozoica, parecem seguir caminhos semelhantes aos atuais. Assim é que, no alvorecer desta era, por volta de 2,5 bilhões de anos, a massa continental que hoje forma o segmento de orientação meridiana do Cráton do São Francisco se desprende de alguma outra maior e se individualiza como um continente.

O processo de desagregação de um continente se inicia com ação de forças distensivas que causam o afinamento localizado da litosfera e a formação de uma depressão, em geral alongada, e limitada por grandes fraturas, ou seja, uma bacia sedimentar rifte. A grande depressão é, então, ocupada por lagos e rios e progressivamente preenchida por sedimentos. A persistência das forças de distensão leva ao limite o afinamento da litosfera continental e, conseqüentemente, à sua ruptura. O assoalho do rifte passa a ser ocupado por rochas vulcânicas, derivadas de magmas provenientes de grandes profundidades, isto é, por rochas que constituem o assoalho dos oceanos. Geram-se, assim, dois novos continentes separados por um oceano, cujas margens afinadas são ocupadas por bacias sedimentares. Estas bacias de margem continental correspondem a partes dos riftes precursores da ruptura, desta feita cobertas por sedimentos de origem marinha.

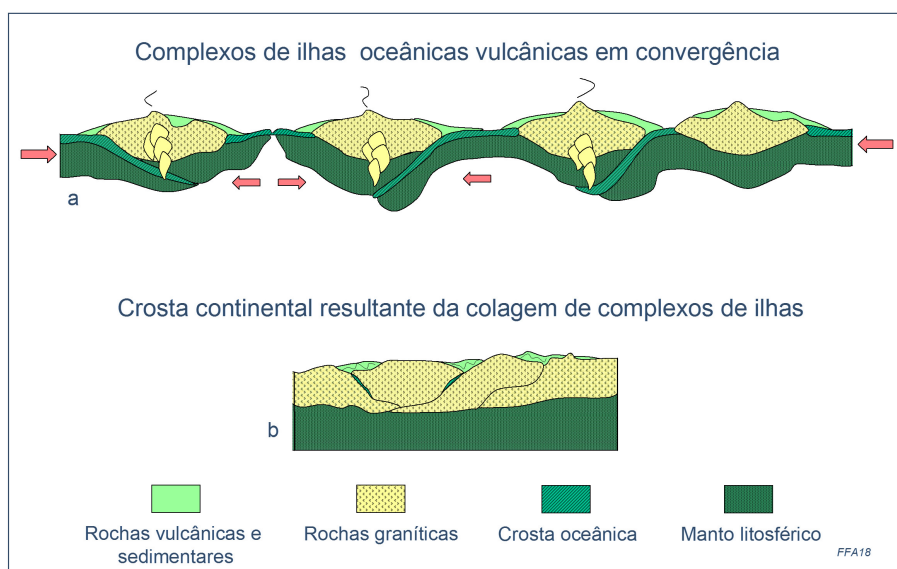


Figura 15. Evolução arqueana do embasamento do Quadrilátero Ferrífero e adjacências, de acordo com a concepção de Farina *et al.* (2016). **a)** Uma série de ilhas vulcânicas em convergência, na qual a litosfera oceânica é consumida. Neste processo, são produzidas fusões em profundidade que geram rochas graníticas, que por sua vez são incorporadas no substrato das ilhas levando ao seu contínuo crescimento. **b)** A colisão de vários complexos insulares dá origem a massas continentais cada vez maiores. Estas são constituídas pela associação de rochas graníticas e vulcanossedimentares, características dos terrenos arqueanos.

A evolução da maior parte do Supergrupo Minas (grupos Caraça, Itabira e Piracicaba) do Quadrilátero Ferrífero, depositada entre 2,6 e 2,3 bilhões de anos, parece ter seguido as etapas evolutivas acima descritas (Figura 16), porém, com uma importante peculiaridade. Por volta de 2,4 bilhões de anos, as águas oceânicas e, posteriormente, atmosfera terrestre, até então destituídas de oxigênio livre, passam a conter este gás em proporções significativas. Caracteriza-se, assim, o episódio conhecido como o “*grande evento da oxigenação terrestre*” (Holland 2006), que teve grande impacto nos processos geológicos e no curso da evolução dos seres vivos. O Supergrupo Minas contém um testemunho deste processo, que é justamente a sua camada-guia, a Formação Ferrífera Cauê (Figura 7). A deposição de grandes volumes de óxidos de ferro no Período Sideriano da Era Paleoproterozoica, registrada por esta formação e muitas outras presentes nos mais diversos continentes, requer um ambiente oxidante. Como produto de enorme e persistente atividade de micro-organismos que faziam fotossíntese, o oxigênio foi progressivamente

introduzido no ambiente marinho, levando a oxidação e precipitação do ferro que até então era abundante e mantido em solução nas águas oceânicas.

Ainda durante a Era Paleoproterozoica, na passagem do Período Rhyaciano ao Orosiriano, o continente que tinha na sua margem a Bacia Minas colide com outro, hoje representado pelo substrato do grande Cráton do Congo da África ocidental e central (Figura 16). Desta colisão resulta um sistema montanhoso do qual tomaram parte as margens dos núcleos dos crátons do São Francisco e do Congo, além de ilhas vulcânicas e microcontinentes que existiam no oceano que os separava. Forma-se assim um novo continente, que na literatura brasileira tem sido chamado de São Francisco-Congo. Durante a convergência dos núcleos cratônicos e após a sua colisão, depositam-se, respectivamente, as camadas dos grupos Sabará e Itacolomi, expostos no Quadrilátero Ferrífero (Figura 16) (Aguilar *et al.* 2017, Alkmim & Teixeira 2017, Heilbron *et al.* 2017c).

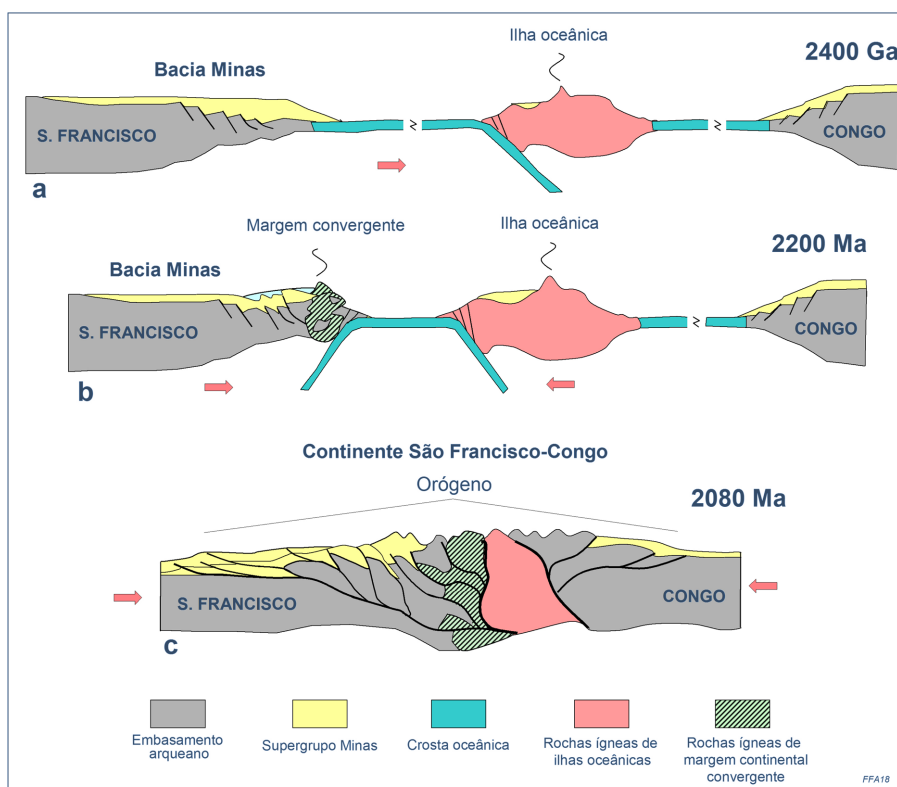


Figura 16. Evolução paleoproterozoica de Minas Gerais ilustrada pela formação da bacia de margem continental Minas, hospedeira do supergrupo homônimo e sua posterior conversão em um sistema orogênico durante a formação do continente São Francisco-Congo. **a)** O bloco continental correspondente ao núcleo mais antigo do Cráton do São Francisco tem a sua margem afinada coberta pela Bacia Minas e separado do núcleo do mais antigo do Cráton do Congo por um oceano. **b)** O progressivo fechamento do oceano faz com que a Bacia Minas passe a ser uma margem continental convergente sob a qual a crosta oceânica passa a se também consumida. **c)** Da colisão entre os núcleos cratônicos forma-se São Francisco-Congo e uma cadeia de montanhas de grandes proporções. As rochas do Supergrupo Minas são deformadas e metamorfasadas neste processo (Confeccionado com base em Aguilar *et al.* 2017).

Sabe-se que ao final da Era Paleoproterozoica, entre 1,8 e 1,6 bilhões de anos, várias terras então existentes convergiram e se aglutinaram em um supercontinente, o Columbia (Rogers & Santosh 2009, Evans 2013). Teria São Francisco-Congo tomado parte de Columbia? Não há uma resposta definitiva sobre esta questão, mas, por exemplo, os autores D'Agrella-Filho & Cordani (2017) advogam que não. Eles postulam que São Francisco-

Congo, juntamente com outras partes dos atuais América do Sul e África constituíram uma massa continental à parte. Integrante de Columbia ou não, certo é que não foram encontradas evidências de que São Francisco-Congo tenha se envolvido em colisões, desde a sua aglutinação ao final da Era Paleoproterozica e por toda a Era Mesoproterozoica.

Durante aproximadamente 1 bilhão de anos entre o final da Era Paleoproterozoica e início da Era Neoproterozoica, não se verificaram mudanças de vulto no curso da evolução biológica. Por esta razão, este intervalo de tempo é designado por paleontólogos e geólogos como o “*o bilhão da estagnação*” (tradução livre de “*the boring billion*”). Durante o “*bilhão da estagnação*” o cráton São Francisco-Congo foi submetido a vários eventos de formação de bacias sedimentares. O registro destes episódios de rifteamento é encontrado na espessa sucessão estratigráfica do Supergrupo Espinhaço, que como anteriormente mencionado, está presente no Orógeno Araçuai e na Bacia do São Francisco.

O final da Era Mesoproterozoica, a 1,0 bilhão de anos, é marcado pela formação de um novo supercontinente chamado Rodínia. Porém nenhum vestígio de colisão a este tempo foi encontrado em São Francisco-Congo, que pode não ter sido incorporado no supercontinente (como argumentam vários autores, entre eles [D’Agrella-Filho & Cordani 2017](#)), ou ter nele ocupado uma posição interior e distante de margens convergentes.

A entrada na Era Neoproterozoica continua assinalada pela atuação de forças distensivas em São Francisco-Congo. Persistem, nos períodos Toniano e Criogeniano desta era, eventos de rifteamento. No curso deles, São Francisco-Congo perdeu parte de sua massa e tornou-se, em grande parte, limitado por bacias de margem continental. O segmento litosférico correspondente ao Cráton do São Francisco e suas margens torna-se uma península, conectada ao continente do Congo por uma estreita faixa de terra (Figura 17). Entre a península São Francisco e o continente desenvolveu-se um grande golfo, a Bacia Macaúbas, que recebeu o preenchimento das formações glaciogênicas do grupo de mesmo nome ([Pedrosa-Soares et al. 2007](#), [Alkmim et al. 2017](#); Figura 17).

Sabe-se que, durante a Era Neoproterozoica, a Terra passou por várias épocas de clima extremamente frio. É possível até mesmo que, durante duas destas épocas, a primeira delas a 740 milhões de anos, e a segunda a 635 milhões de anos, o planeta tenha ficado integralmente revestido por uma camada de gelo, tornando-se assim uma “*bola de neve*” ([Hoffman & Schrag 2002](#)). Os sedimentos glaciogênicos da Formação Jequitai e do Grupo Macaúbas, depositados, respectivamente, na península São Francisco e no golfo Macaúbas, registram uma destas vigorosas idades do gelo. Qual exatamente não se sabe, pois, até o momento, as suas idades não puderam ser determinadas com precisão.

O Período Ediacarano é novamente um tempo de convergência de placas e colisões. Aproximam-se e colidem com São Francisco-Congo a Amazônia, África Ocidental, Borborema e Paranapanema. As margens destes continentes, profundamente deformadas, metamorfisadas e até mesmo parcialmente fundidas pela ação do calor gerado durante as colisões, convertem-se nos sistemas orogênicos brasileiros. As suas partes internas, que muito pouco ou nada sofreram durante as colisões, são representadas pelos crátons da América do Sul e da África ([Cordani et al. 2000](#), [Brito Neves et al. 1999](#), [Almeida et al. 2000](#), [Schobbenhaus & Brito-Neves 2003](#); Figura 18).

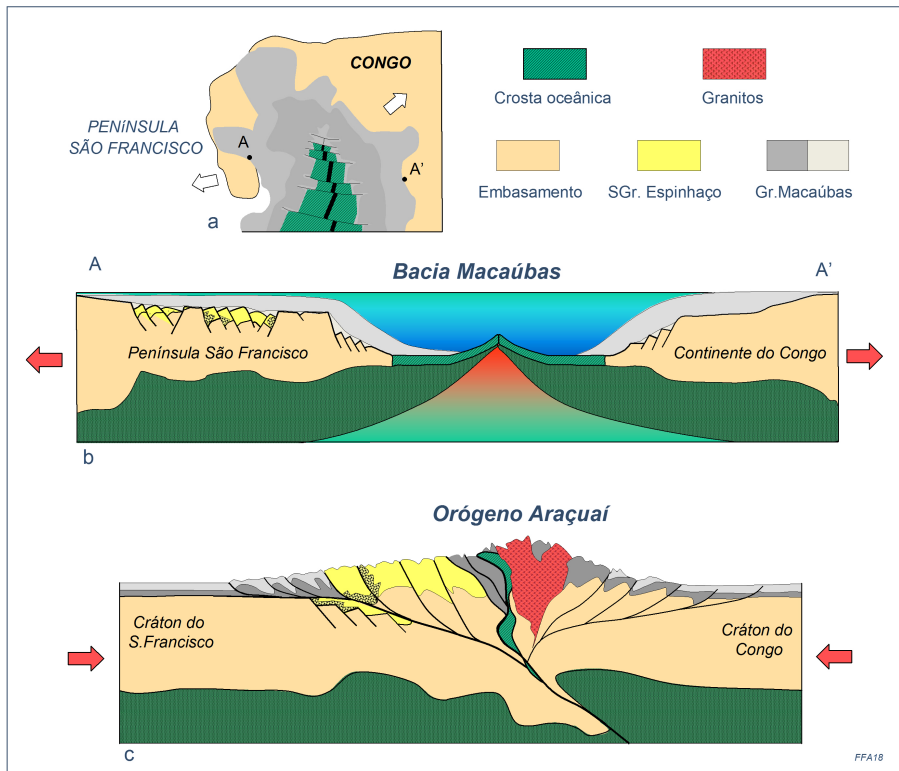


Figura 17. Evolução de São Francisco-Congo durante a Era neoproterozoica. **a, b)** Sucessivos eventos de rifteamento terminam por gerar a grande bacia Macaúbas separando a península do São Francisco do continente do Congo. Nela são depositados por ação glacial os sedimentos do Grupo Macaúbas. **c)** Fecha-se a Bacia Macaúbas e ocorre nova colisão entre São Francisco e Congo, o que dá origem ao grande sistema montanhoso Araçuai (Confeccionado com base em *Alkmim et al. 2017*).

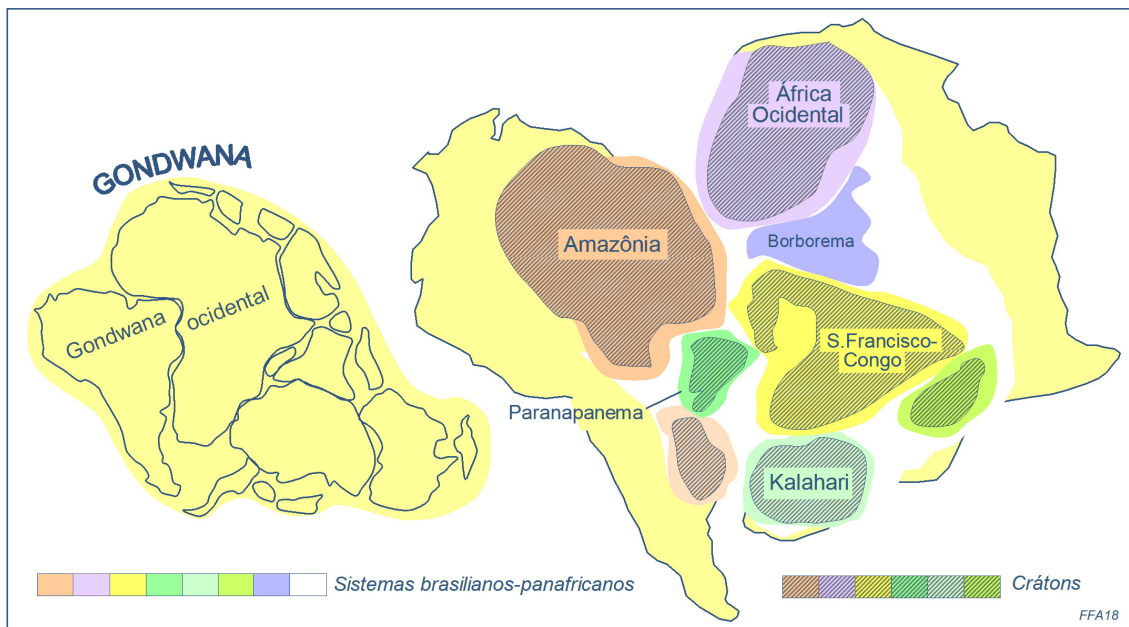


Figura 18. a) Reconstrução esquemática do continente de Gondwana, aglutinado durante o final da Era neoproterozoica. **b)** Representação esquemática das placas que colidiram para formar o Gondwana Ocidental, isto é, América do Sul e África. As partes maiores e internas das antigas placas Amazônia, Paranapanema, São Francisco Congo e Kalahari correspondem aos principais crátons da América do Sul e da África. As suas margens deformadas e metamorfasadas foram os sistemas orogênicos brasilianos e panafricanos.

Esse evento, designado Brasiliano-Panafricano, tem equivalentes em vários outros continentes. No seu curso, várias outras placas continentais convergiram e fundiram-se no grande continente de Gondwana, que reunia as atuais América do Sul, África, Antártida, Índia e Austrália (Figura 18).

As zonas orogênicas Brasília, Araçuaí e Ribeira que limitam o Cráton do São Francisco no território mineiro refletem, portanto, a formação do Gondwana durante o Período Edicariano. A Faixa Brasília, como parte externa do grande sistema Tocantins, é produto da interação entre Paranapanema, São Francisco-Congo e Amazônia. Na formação da Faixa Ribeira, interagiram São Francisco-Congo, Paranapanema e um sistema de ilhas vulcânicas localizado no chamado Oceano Adamastor que os separava. Já o Orógeno Araçuaí resultou do fechamento do grande golfo Macaúbas, comprimido entre a península São Francisco e o continente do Congo (Figura 17). Estas zonas continentais, antes altas e emersas, são agora circundadas por cadeias de montanhas. Tornam-se, portanto, terras baixas e passam a receber sedimentos derivados orógenos adjacentes. Acumulam-se, assim, os sedimentos do Grupo Bambuí no Cráton do São Francisco, então convertido na bacia homônima, que progressivamente é assoreada (Alkmim & Martins-Neto 2001, Reis *et al.* 2017).

4.2. A história fanerozoica

No alvorecer do Éon Fanerozoico, o Gondwana, ainda sujeito às últimas manifestações dos eventos orogênicos, passa a derivar e a descrever uma grande rotação em torno do polo sul. Durante a Era Paleozoica, recebe adições que constituem a Patagônia e parte considerável dos Andes atuais. Experimenta também duas glaciações. Ao final da era, se junta à Laurásia, outra massa continental gigante, composta pelas atuais América do Norte e Ásia. Desta junção nasce Pangeia (Figura 19), o supercontinente que reuniu todas as placas continentais então existentes numa peça única.

Uma das glaciações que afetaram o Gondwana tem testemunhos em Minas Gerais. Trata-se do Grupo Santa Fé da Bacia do São Francisco, que contém depósitos de geleiras. Isto significa que o território mineiro esteve, na passagem do Período Carbonífero ao Permiano, em latitudes baixas o suficiente para estar coberto por gelo.

A Era Mesozoica é marcada por grandes transformações globais. A mais importante delas é a desagregação da Pangeia, que desencadeada ao término do Período Triássico, já estava bastante avançada no Período Jurássico na parte correspondente à Laurásia. A desagregação da Pangeia leva à geração dos continentes e oceanos atuais (Figura 19). A América do Sul e África, unidos desde o fim do pré-cambriano no Gondwana Ocidental, iniciam a sua separação no Período Cretáceo, por volta de 125 milhões de anos.

Antes do processo de fragmentação da Pangeia ser levado a termo, a sua parte correspondente ao Gondwana Ocidental sofre um severo processo de desertificação. Desenvolve-se, assim, no Período Cretáceo Inferior, o deserto Botucatu. De proporções saarianas, ocupava toda a Bacia do Paraná, isto é, as áreas dos atuais estados do sul do Brasil, além de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul, avançando ainda pelos territórios do Uruguai, Argentina e Paraguai (Assine *et al.* 2004).

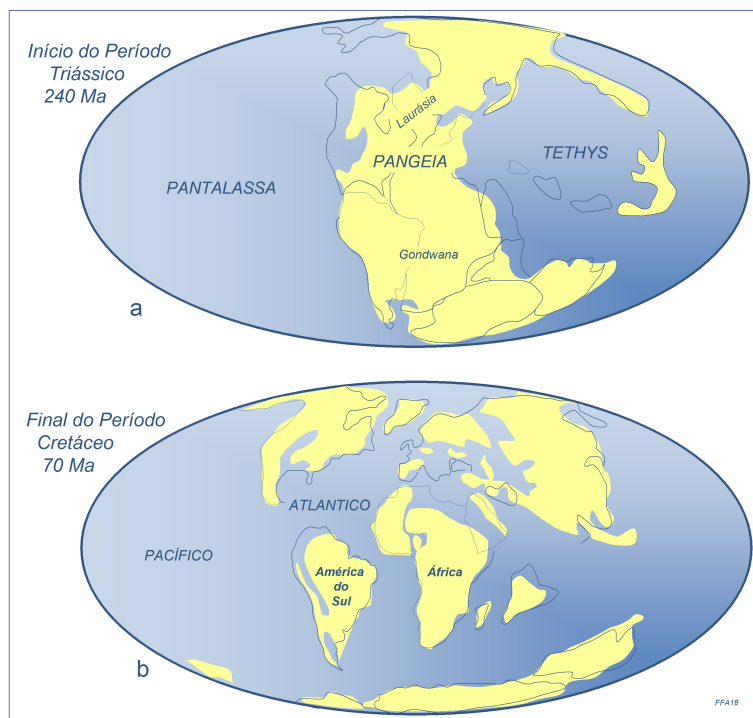


Figura 19. a) Reconstrução da distribuição dos continentes pelo globo por volta de 240 milhões de anos, quando todos estavam reunidos na Pangeia e circundados pelos oceanos Pantalassa e Tethys. **b)** A Pangeia em desagregação em uma reconstrução relativa ao final do Período Cretáceo. O Gondwana Ocidental já se encontrava desmembrado na América do Sul e África. (Nestas Figuras, para referência, o contorno dos continentes é marcado pelas linhas pretas e suas áreas emersas em amarelo claro. Confeccionado com base em Scotese 2010).

Como uma primeira manifestação do processo de desagregação da Pangeia, a região do Gondwana Ocidental hoje representada pela Bacia do Paraná e por parte do território da Namíbia, na África, foi palco de um gigantesco derrame de lavas basálticas. Por volta de 134 milhões de anos, o grande deserto Botucatu passou a ser invadido por lavas extravasadas ao longo de grandes fendas que se abriram na crosta. Uma pequena parte destes derrames, que caracterizam a Formação Serra Geral, pode ser encontrada, tanto intercalada como sobreposta às areias do deserto Botucatu no Triângulo Mineiro (Seer & Moraes 2017).

O nascimento da América do Sul pelo desmembramento final da Pangeia é levado a efeito ao longo de um enorme sistema rifte, hoje partido em dois e soterrado nas margens continentais sul-americana e africana do Atlântico Sul (Mohriak 2003). A distensão a que foi submetido o Gondwana Ocidental ainda como integrante da Pangeia manifestou-se também no território mineiro. Na metade inferior do Período Cretáceo, formou-se na Bacia do São Francisco uma série de depressões interconectadas e limitadas por falhas, no interior das quais se depositaram, em condições de clima árido, os cascalhos e areias da base do Grupo Areado (Sgarbi *et al.* 2001). A sedimentação nestes sítios prosseguiu, mesmo com o cessar da distensão. Foram depositadas então as areias da porção superior do Grupo Areado.

Na metade superior do Período Cretáceo, desenvolve-se a grande estrutura do Arco do Alto Paranaíba (Hasui & Haralij 1991, Campos & Dardenne 1997a). No decorrer do seu soerguimento, o arco é atravessado por uma série de injeções magmáticas alcalinas, carbonatíticas e kimberlíticas que se manifestaram em superfície na forma de vários vulcões.

Lavas, bombas, lapilli e cinzas por eles emitidas se dispersaram por uma boa parte da porção sudoeste da Bacia do São Francisco constituindo o Grupo Mata da Corda. Simultaneamente, na porção norte da bacia, predominava o clima árido. Acumulavam-se ali as areias eólicas do Grupo Urucuia. Do outro lado do arco, na Bacia do Paraná, depositaram-se os sedimentos de derivação vulcânica da Formação Uberaba, seguidos dos depósitos aluviais da Formação Marília. Habitavam ambas as bacias, dentre vários outros animais, dinossauros, crocodiliformes e quelônios.

A América do Sul, completamente individualizada ao final da Era Mesozoica, passa se afastar cada vez mais da sua contraparte africana. A expansão do Atlântico Sul de um lado e o consumo da placa do Pacífico do outro submetem a América do Sul à ação de forças compressivas praticamente durante toda a Era Cenozoica. Porém, por um curto intervalo de tempo durante o Período Paleógeno, esforços distensivos passam atuar sobre o continente. Promovem-se, assim, a formação de bacias rifte no seu interior (Almeida 1976, Riccomini *et al.* 2004) e a modificação das bacias da margem leste brasileira. Em Minas, este evento foi responsável pela formação de algumas pequenas bacias, preenchidas por sedimentos aluviais e lacustres e preservadas na região do Quadrilátero Ferrífero e vale do Rio Doce. Findo este episódio, cujas causas ainda estão por ser decifradas, o território mineiro experimenta grandes variações climáticas e um continuado processo de erosão que persiste até os presentes dias.

4.3. Epílogo

Embora aqui muito brevemente apresentada, a história geológica de Minas Gerais envolve praticamente todos os episódios importantes da evolução do território brasileiro não amazônico. A exceção ao Cráton Amazônico é feita por ser a sua evolução pré-cambriana bastante distinta do restante do Brasil (Schobbenhaus & Brito Neves 2003, Brito-Neves *et al.* 1999). Com a sua grande diversidade, Minas Gerais sintetiza, portanto, a geologia do Brasil não amazônico.

Assentado sobre um substrato de terrenos pré-cambrianos estabilizados desde o Éon Proterozoico, e localizado bem distante de margens de placas, o território mineiro, como também o brasileiro como um todo, deveria ser totalmente isento de atividade sísmica. E assim foi visto, até recentemente. A expansão da atividade humana no território e o recente estabelecimento de uma rede sismográfica mais abrangente no Brasil levaram ao registro de um número considerável de terremotos no estado, ainda que de baixa magnitude e de potencial relativamente baixo de danos, bem como a uma revisão do risco sísmico do país (Assumpção *et al.* 2014). Como mostra a Figura 20, existem em Minas Gerais pelo menos três zonas com concentração de terremotos: a primeira instala-se sobre o Arco do Alto Paranaíba; a segunda estende-se na região do Quadrilátero Ferrífero, no rumo sudoeste até encontrar o Alto Paranaíba, e a terceira fica na região de Montes Claros.

A ocorrência de terremotos nestas áreas decorre de situações como a atualmente vivida pela América do Sul, que balizada pela expansão do Atlântico de um lado e consumo do assoalho do Pacífico do outro, é integralmente submetida a um regime de forças compressivas. Nestas condições, os terrenos antigos e rígidos do Brasil transmitem tensões

e concentram-nas em “defeitos” que possuem. Velhas zonas de fraqueza existentes no interior continental funcionam como “cicatrices” da crosta. Muitas delas se rompem e os terremotos são desencadeados.

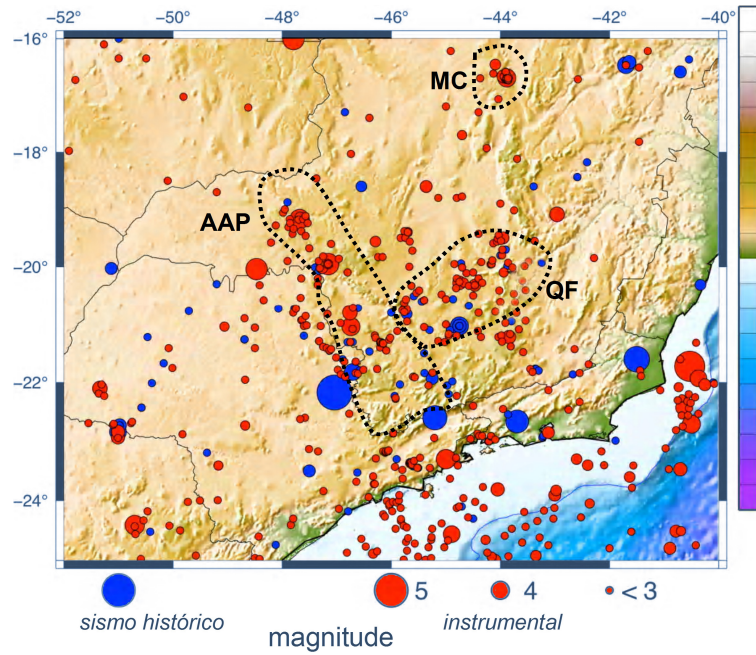


Figura 20. Mapa de distribuição dos epicentros de terremotos ocorrido na região sudeste do Brasil até 2015. Os diâmetros dos círculos que marcam os epicentros são função da magnitude (energia) dos terremotos. Zonas sísmicas de Minas Gerais: AAP Arco do Alto Paranaíba; QF Quadrilátero Ferrífero; MC Montes Claros. (Fonte: IAG-USP 2015).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar C., Alkmim F.F., Lana C., Farina F. 2017. Paleoproterozoic assembly of the São Francisco craton, SE Brazil: New insights from U-Pb titanite and monazite dating. *Precambrian Research*, **289**:95-115. doi: 10.1016/j.precamres.2016.12.001
- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 17-35. ISBN: 8587256459
- Alkmim F.F. & Martins-Neto M.A. 2004. Brazil. In: Selley R.C., Cocks R., Plimer I.R. *Encyclopedia of Geology*. San Diego, Elsevier, v. 1, p. 306-328. ISBN: 9780123693969
- Alkmim F.F. & Martins-Neto M.A. 2001. A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto C.P. & Martins-Neto M.A. (eds.). *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG) – Núcleo MG, p. 9-30.
- Alkmim F.F. & Teixeira W. 2017. The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.). *São Francisco craton, eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Co., p. 71-94. ISBN: 9783319017150, doi: 10.1007/978-3-319-01715-0_5
- Alkmim F.F., Kuchenbecker M., Reis H.L.S., Pedrosa-Soares A.C. 2017. The Araçuaí belt. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.). *São Francisco craton, eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Co., p. 255-276. ISBN: 9783319017150, doi: 10.1007/978-3-319-01715-0_14
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Cruz S.C.P. 2007. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, **15**(1):25-43. doi: 10.18285/geonomos.v15i1.105
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Boletim 241. DNPM - Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, *Boletim*, nº 241, 36 p.
- Almeida F.F.M. 1976. *The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48 (Supl.), p. 15-26.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**(4):349-364.
- Almeida F.F.M. 1981. O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: I Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. Salvador, 1981. SBG-Núcleo Bahia, Salvador, *Anais...*, p. 1-10.
- Almeida F.F.M. & Hasui Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. Edgard Blücher, São Paulo, 378 p.
- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, **50**(1-2):77-111. doi: 10.1016/S0012-8252(99)00072-0
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, **17**(1-2):1-21. doi: 10.1016/0012-8252(81)90003-9
- Assine M.L., Piranha J.M., Carneiro C.D.R. 2004. Os paleodesertos Piramboia e Botucatu. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 77-93. ISBN: 8587256459
- Assumpção M., Ferreira J., Barros L., Bezerra H., França G.S., Barbosa J.R., Menezes E., Ribotta L.C., Pirchiner M., Nascimento A., Dourado J.C. 2014. Intraplate Seismicity in Brazil. In: Talwari P. (ed.). *Intraplate Earthquakes*, Cambridge University Press Chapter 3, p. 67-94. doi: 10.1017/CBO9781139628921.004

- Baltazar O.F. & Zucchetti M. 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*, **32**(3-4):471-499. doi: 10.1016/j.oregeorev.2005.03.021
- Barbosa O., Braun O.P.G., Dyer R.C., Cunha C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Projeto Chaminés. *Boletim DNPM/DFPM*, 136, 140 p.
- Bittencourt J.S., Monteiro L.V.S., Bello R.M.S., Oliveira T.F., Juliani C. 2001 Metalogênese do zinco e chumbo na região de Vazante-Paracatu, Minas Gerais. In: Pinto C.P. & Martins-Neto M.A. (eds.). *Bacia do São Francisco. Geologia e Recursos Naturais*, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, p. 161-198.
- Brito Neves B.B., Campos-Neto M.C., Fuck R. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan-African cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**(3):155-166.
- Brod J.A., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C., Seer H.J., Moraes L.C., Boaventura G.R. 2000. The kamafugite-carbonatite association in the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP) southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(3):408-412. doi: 10.25249/0375-7536.2000303408412.
- Brown M. 2008. Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Early history: When did Earth first adopt a plate tectonics mode of behaviour. In: Condie K.C. & Pease V. *When Did Plate Tectonics begin on Planet Earth?* GSA Special Paper 440, 97-128. doi: 10.1130/2008.2440(05)
- Campos J.E.G. & Dardenne M.A. 1997a. Estratigrafia e sedimentação da Bacia SanFranciscana: Uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(3):269-282. doi: 10.25249/0375-7536.1997269282.
- Campos J.E.G. & Dardenne M.A. 1997b. Origem e evolução da Bacia SanFranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(3):283-294. doi:10.25249/0375-7536.1997283294.
- Campos-Neto M.C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: An approach to Brasiliano-PanAfrican Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31° International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 335-365.
- Chaves M.L.S.C. & Andrade K.W. 2010. Kimberlitos e rochas relacionadas nas Folhas Luz, Campos Altos, São Gotardo, Carmo do Paranaíba e Presidente Olegário. Programa de Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais, CODEMIG-UFMG 2008, Belo Horizonte, p. 132-151.
- Chemale Jr. F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M.N. 2012. Unravelling a proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, **22**(1):200-206. doi: 10.1016/j.gr.2011.08.016
- Costa M.T. & Branco J.J.R. 1961. Introdução. In: Branco J.J.R. (ed.). *Roteiro para excursão Belo Horizonte-Brasília*. SBG, 14° Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, v.15, p. 1-119.
- Cordani U.G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, *Revista geológica de Chile*, **27**(2):19-40. doi: 10.4067/S0716-02082000000200006
- D'Agrella-Filho M.S. & Cordani U.G. 2017. The Paleomagnetic Record of the São Francisco-Congo craton. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.). *São Francisco craton, eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Co., p. 305-320. ISBN: 9783319017150, doi: 10.1007/978-3-319-01715-0_16
- Dardenne M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: 30° Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), Recife, *Anais...*, v. 2, p. 597-610.
- Dardenne M.A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: 1° Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG) - Núcleo BA, Salvador, *Anais...*, p. 140-157.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília fold belt. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31° International Geological Congress, Rio de Janeiro. p. 231-264.

- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Editora UnB, Brasília, 392 p.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2003. Depósitos minerais no Tempo Geológico e Épocas Metalogenéticas. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Goncalves J.H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, Brasília, p. 365-447.
- Dias P.H.A., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Seer H.J., Dussin I.A., Valeriano C.M., Kuchenbecker M. 2011. O Grupo Ibiá (Faixa Brasília Meridional): evidências isotópicas Sm-Nd e U-Pb de bacia colisional tipo flysch. *Geonomos*, **19**(2):90-99. doi: 10.18285/geonomos.v19i2.45
- Dorr J.V.N II. 1969. *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. U.S. Geological Survey Professional Paper 641-A, 117 p.
- Dussin I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, **3**(1):19-26. doi: 10.18285/geonomos.v3i1.212
- Evans D.A.D. 2013. Reconstructing pre-Pangean supercontinents. *Geological Society of America Bulletin*, **125**(11-12):1735-1751. doi: 10.1130/B30950.1
- Farina F., Albert C., Martínez Dopico C., Aguilar Gil C., Moreira H., Hippertt J.P., Cutts K., Alkmim F.F., Lana C. 2016. The Archean-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): current models and open questions. *Journal of South American Earth Sciences*, **68**:4-21 doi: 10.1016/j.jsames.2015.10.015
- Fernandes L.A. & Coimbra A.M. 2000. Revisão Estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(4):717-728. doi: 10.25249/0375-7536.2000304717728
- Fernandes L.A. & Ribeiro C.M.M. 2015. Evolution and palaeoenvironment of the Bauru Basin (Upper Cretaceous, Brazil). *Journal of South America Earth Sciences*, **61**:71-90. doi: jjsames.2014.11.007
- Freitas-Silva F.H., Dardenne M.A., Jost H., 1991. Lithostructural control of the Morro do Ouro gold deposit, Paracatu, Minas Gerais. In: Ladeira E.A. (ed.). *Proceedings of Brazil Gold'91*, Belo Horizonte/MG. A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield, p. 681-683.
- Hasui Y. 1968. A Formação Uberaba. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 22, Belo Horizonte, *Anais...* 167-179.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Fold Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**:257-267.
- Hasui Y. & Haralyi N.L.E. 1991. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, **10**:57-77.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos-Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.C. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 203-234. ISBN: 8587256459.
- Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. 2017a. The São Francisco Craton and Its Margins. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.). *São Francisco craton, eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Co., p. 3-13. ISBN: 9783319017150, doi: 10.1007/978-3-319-01715-0_1
- Heilbron M., Ribeiro A., Valeriano C.M., Paciullo F.V., Almeida J.C.H, Trouw R.J.A., Tupinambá M., Eirado Silva L.G. 2017b. The Ribeira belt. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.). *São Francisco craton, eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Co., p. 277-302. ISBN: 9783319017150, doi: 10.1007/978-3-319-01715-0_15
- Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F., Reis H.L.S. 2017c. Tectonic genealogy of a miniature continent. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.). *São Francisco craton, eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Co., p. 321-331. ISBN: 9783319017150, doi: 10.1007/978-3-319-01715-0_17

- Hoffman P.F. & Schrag D.P. 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, **14**(3):129-155. doi: 10.1046/j.1365-3121.2002.00408.x
- Holland H.D. 2006. The oxygenation of the atmosphere and oceans. *Philosophical Transactions of the Royal Society B - Biological Sciences*, **361**(1470):903–915. doi: 10.1098/rstb.2006.1838
- IAG-USP – Centro de Sismologia. 2015. *Tremores de terra ocorridos em Mariana/Bento Rodrigues, MG, no dia 05/11/2015*. Disponível em <http://www.sismo.iag.usp.br/>. Acesso em 16/1/2018.
- Karfunkel J. & Hoppe A. 1988. Late Proterozoic Glaciation in Central-Eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **65**(1-2):1-21. doi: 10.1016/0031-0182(88)90108-3
- Kuchenbecker M., Reis H.L.S., Silva L.C., Costa R.D., Fragoso D.G.C., Knauer L.G., Dussin I.A., Pedrosa-Soares A.C. 2015a. Age constraints for deposition and sedimentary provenance of Espinhaço Supergroup and Bambuí Group in eastern São Francisco craton. *Geonomos*, **23**(2):14-28. doi: 10.18285/geonomos.v23i2.708
- Kuchenbecker M., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Fanning M. 2015b. Detrital zircon age patterns and provenance assessment for pre-glacial to post-glacial successions of the Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, Brazil. *Precambrian Research*, **266**:12–26. doi: 10.1016/j.precamres.2015.04.016
- Lana C., Alkmim F.F., Armstrong R., Scholz R., Romano R., Nalini H.A. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **231**:157-173. doi: 10.1016/j.precamres.2013.03.008
- Lima S.A.A., Martins-Neto M.A., Pedrosa-Soares A.C., Cordani U.G., Nutman A. 2002. A Formação Salinas na área-tipo, NE de Minas Gerais: Uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas e idades U-Pb SHRIMP. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(4):491-500. doi: 10.25249/0375-7536.2002324491500
- Lobato L.M., Vieira F.W.R., Ribeiro-Rodrigues L.C., Pereira L.M.M., Menezes M.G., Junqueira P.A., Pereira S.L.N. 1998. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralization associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero, Part I. Description of selected gold deposits. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(3):339-354. doi: 10.25249/0375-7536.1998339354
- Martins M., Karfunkel J., Noce C.M., Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Sial A.N., Liu D. 2008. A Sequência Pré-Glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(4):761–772. doi: 10.25249/0375-7536.2008384761772
- Martins-Neto M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Registro de uma Bacia Rifte-Sag do Paleo/Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(2):151–168. doi: 10.25249/0375-7536.1998151168
- Milani E.J., Rangel H.D., Bueno G.V., Stica J.M., Winter W.R., Caixeta J.M., Pessoa-Neto O.C. 2007. Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2):183-205.
- Mohriak W.U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil*. Brasília, Serviço Geológico - CPRM, p. 87-165.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis R.R., Trouw R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília Belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):200-202. doi: 10.25249/0375-7536.2000301200202
- Pedreira A.J., Lopes R.C., Vasconcelos A.M., Bahia R.B. 2003. Bacias sedimentares Paleozóicas e Mesozoóicas interiores. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil – CPRM, p. 55-85.
- Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31^o International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 265-285.

- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, **110**(1-4):307-323. doi: 10.1016/S0301-9268(01)00174-7
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U.G., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15**(1):1-16. doi: 10.18285/geonomos.v15i1.103
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí–West Congo Orogen. In: Pankhurst J.R., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., De Wit M.J. (eds.). West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. London, *Geological Society, Special Publications*, **294**:153–172. doi: 10.1144/SP294.9
- Pedrosa-Soares A.C., De Campos C.P., Noce C.M., Silva L.C., Novo T., Roncato J., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F.F. 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian Granitic Magmatism in the Araçuaí Orogen (Brazil) the Eastern Brazilian Pegmatite Province and Related Mineral Resources. In: Sial A.N., Bettencourt J.S., De Campos C.P., Ferreira V.P. (eds.). Granite-Related Ore Deposits. London, *Geological Society Special Publications*, **350**:25-51. doi: 10.1144/SP350.3
- Pereira L.F., Dardenne M.A., Rosière C.A., Pedrosa-Soares A.C. 1994. Evolução geológica dos Grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. *Geonomos*, **2**(1):22-32. doi: 10.18285/geonomos.v2i1.229
- Pflug R. 1965. A Geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, **226**:1-51.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 355-368. ISBN: 8587256459.
- Pinto C.P. & Silva M.A. 2014. *Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000*. Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais, CODEMIG e Serviço Geológico do Brasil, CPRM.
- Reis H.L.S., Alkmim F.F., Fonseca R.C.S., Nascimento T.C., Suss J.F., Prevatti L.D. 2017. The São Francisco Basin In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.). *São Francisco craton, eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Co., p. 177-143. ISBN: 9783319017150, doi: 10.1007/978-3-319-01715-7
- Renger F.E., Noce C.M., Romano A.W., Machado N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, **2**(1):1-11. doi: 10.18285/geonomos.v2i1.227
- Ribeiro L.C.B. & Carvalho I.S. 2009. Sítio Peirópolis e Serra da Galga, Uberaba, MG. Terra dos dinossauros do Brasil - SIGEP 028. In: Winge M. (ed.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, v. 2., p. 389-402.
- Ribeiro A., Teixeira W., Dussin I.A., Ávila C.A., Nascimento D. 2013. U-Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages of the São João del Rei and Carandaí basins: New evidence of intermittent Proterozoic rifting in the São Francisco paleocontinent. *Gondwana Research*, **24**(2):713-726. doi: 10.1016/j.gr.2012.12.016
- Riccomini C., Sant’Anna L.G., Ferrari A.L. 2004. Evolução do rift continental do sudeste do Brasil In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 383-405. ISBN: 8587256459
- Rodrigues J.B. 2008. *Proveniência dos sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí. Um estudo de zircões detriticos e idades modelo Sm-Nd*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 129 p.

- Rogers J.J.W. & Santosh M. 2009. Tectonics and surface effects of the supercontinent Columbia. *Gondwana Research*, **15**(3-4):373-380. doi: 10.1016/j.gr.2008.06.008
- Rosière C.A. & Chemale Jr. F. 2000. Itabiritos e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero - Uma visão geral e discussão. *Geonomos*, **8**(2):27-43. doi: 10.18285/geonomos.v8i2.155
- Rosière C.A., Spier C.A., Rios F.J., Suckau V.E. 2008. The itabirites of the Quadrilátero Ferrífero and related high-grade iron ore deposits: An overview. In: Hagemann S., Rosière C.A., Gutzmer J., Beukes N.J. (eds.). *Banded Iron Formation-Related High-Grade Iron Ore*. Society of Economic Geologists, Inc. Reviews in Economic Geology, **15**:223-254.
- Schöll W.U. & Fogaça A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. 1 Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Diamantina: *Anais...* Sociedade Brasileira de Geologia, p. 55-73.
- Schobbenhaus C & Brito-Neves B.B. 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Goncalves J.H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, Brasília, p. 5-54.
- Scotese C.R. 2010. Plate tectonic maps and Continental drift animations. PALEOMAP Project. Disponível em <http://www.scotese.com>. Acesso em 12/11/2017.
- Seer H.J. & Moraes L.C. 2017. *Geologia Regional do Triângulo Mineiro*. Projeto Triângulo Mineiro. CODEMIG-CPMTC/UFMG, 123 p.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.M., Boaventura G.R., Dardenne M.A. 2001. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(3):385-396. doi: 10.25249/0375-7536.2001313385396
- Seer H.J. & Dardenne M.A. 2000. Tectonostratigraphic terrane analysis on Neoproterozoic times: the case study of Araxá Synform, Minas Gerais State, Brazil - Implications to the final collage of the Gondwanaland. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):78-81. doi: 10.25249/0375-7536.2000301078081
- Sgarbi G.N.C. 2011a. Sedimentação do Cretáceo Inferior na Bacia Sanfranciscana: O Grupo Areado. In: Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Voll E., Kuchenbecker M., Reis H.L.S., Fragoso D.G.C. (eds.). *Projeto Alto Paranaíba*. CODEMIG-UFMG, Belo Horizonte, p. 76-94.
- Sgarbi P.B.A. 2011b. Magmatismo do Cretáceo na Região Sudoeste da Bacia Sanfranciscana: O Grupo Mata da Corda. In: Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Voll E., Kuchenbecker M., Reis H.L.S., Fragoso D.G.C. (eds.). *Projeto Alto Paranaíba*. CODEMIG-UFMG, Belo Horizonte, p. 56-64.
- Sgarbi G.N.C., Sgarbi P.B.A., Campos J.E.G., Dardenne M.A., Penha U.C. 2001. Bacia Sanfranciscana: O registro Fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: Pinto C.P. & Martins-Neto M.A. (eds.). *Bacia do São Francisco. Geologia e Recursos Naturais*, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, p. 93-138.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31º International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 101-137.
- Torres M.G. 1996. *Caracterização mineralógica do minério fosfático da mina Arafertil S.A. no complexo carbonatítico do Barreiro, Araxá MG*. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 149 p.
- Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Tupinambá M., Andreis R.R. 2000. The central segment of the Ribeira belt. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31º International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 287-310.
- Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**(2):191-203. doi: 10.1016/S0895-9811(98)00010-8

- Uhlein A., Trompette R., Alvarenga C. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitaiá-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **12**(5):435-451. doi: 10.1016/S0895-9811(99)00032-2
- Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M., Vauchez A. 2007. A glaciação Sturtiana (~750 Ma), a estrutura do rifte Macaúbas-Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Geonomos*, **15**(1):45–60. doi: 10.18285/geonomos.v15i1.106
- Uhlein A., Alvarenga C.J.S., Trompette R., Dupont H.S.J.B., Egydio-Silva M., Cukrov N., Lima O.N.B. 2004. Glaciação neoproterozóica sobre o Cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* Beca, São Paulo, p. 539-553. ISBN: 8587256459.
- Ulbrich H.H.G.J. & Gomes C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Science Reviews*, **17**(1-2):135-154. doi: 10.1016/0012-8252(81)90009-X
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* Beca, São Paulo, p. 575-592. ISBN: 8587256459.
- Valeriano C.M. 2017. The Southern Brasília Belt. *In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.). São Francisco craton, eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent.* Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Co., p. 189-203. ISBN: 9783319017150, doi: 10.1007/978-3-319-01715-0_10
- Warren L.V., Quaglio F., Riccomini C., Simões M.G., Poiré D.G., Strikis N.M., Aneli L.E., Strikis P.C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil Cloudina reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, **42**(5):391-394 doi: 10.1130/G35304.1
- Zalán P.V. 2004. Evolução fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* Beca, São Paulo, p. 596-612. ISBN: 8587256459