

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Introdução

O Complexo Caparaó está inserido no contexto tectônico da região meridional do Orógeno Araçuaí, constituindo o setor norte da Província Mantiqueira (Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Tais associações litológicas foram correlacionadas por autores como Campos-Neto & Figueiredo (1990) ao Complexo Juíz de Fora e representariam uma parte do embasamento ortoderivado, de idade Riacciana (ca. 2,19 Ga), do Orógeno Araçuaí (Silva *et al.* 2002; Noce *et al.* 2007a).

A evolução do embasamento deste Orógeno ocorreu segundo Noce *et al.* (2007b), a partir das aglutinações de blocos crustais Arqueanos durante os processos orogênicos paleoproterozoicos (Orógenos Transamazônicos), que foram evidenciados no período de 2,2 a 2,0 Ga. Esses blocos representam segundo Heibron *et al.* (2003a) remanescentes de um arco magmático desenvolvido sobre a margem do paleocontinente arqueano, e um ou mais arcos magmáticos acrescionários, que posteriormente seriam desmembrados e retrabalhados no Neoproterozoico pela Orogênese Brasileira.

Como visto por Pedrosa-Soares *et al.* (2001), as unidades do Complexo Juíz de Fora e do Complexo Caparaó, objetivo de estudo da presente dissertação de mestrado, encontram-se no domínio interno do Orógeno. Sendo este domínio caracterizado por volumosos corpos granitoides, metamorfismo atingindo fácies granulito e extensa anatexia.

O capítulo em questão visa contextualizar não só o Complexo Caparaó, alvo desta dissertação de mestrado, mas também suas encaixantes regionais, como o Complexo Juíz de fora, porções do SE do Cráton do São Francisco e de alguns eventos magmáticos neoproterozoicos na Faixa Ribeira. Todos os terrenos em questão foram de suma importância para o desenvolvimento das discussões que tangem o presente trabalho.

3.2 Complexo Juíz de Fora

O termo Juiz de Fora foi introduzido por Ebert (1955) ao definir a “Série Juiz de Fora” como composta por paragneisses com paragêneses diagnósticas para a fácies granulito aflorantes na região da cidade homônima.

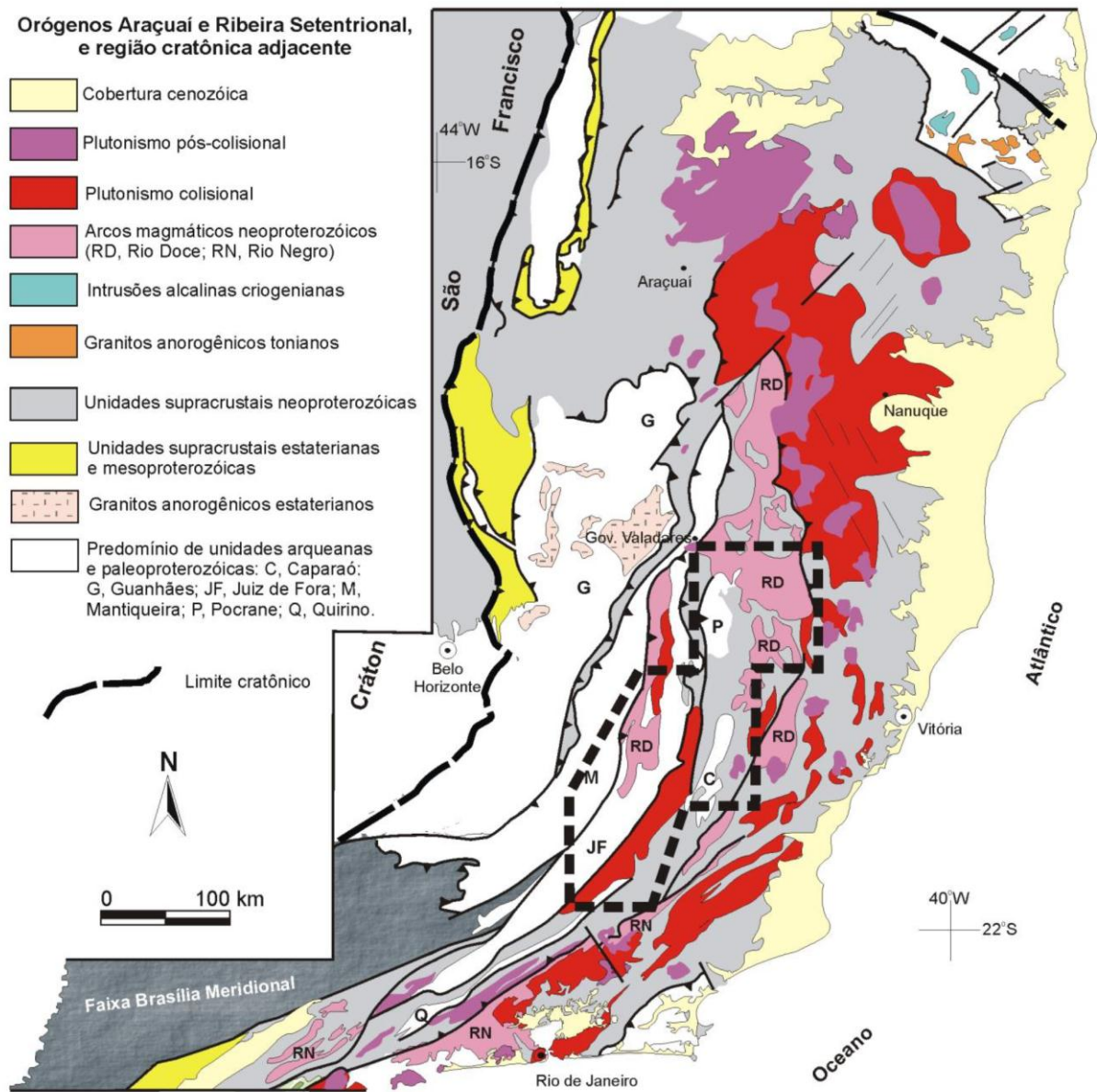
Machado Filho *et al.* (1983) denominou Complexo Juiz de Fora o conjunto de rochas da suíte charnockítica, predominantemente enderbítica, com faixas kinzigíticas intercaladas, que ocorre próximo ao limite entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro.

Trabalhos mais recentes como Heilbron *et al.* (1993, 1995, 2013), Duarte (2000) e Noce *et al.* (2007) e Novo (2013) descrevem o Complexo Juiz de Fora como um conjunto de ortognaisses predominantemente enderbíticos a granodioríticos e metabasitos (granulitos máficos) com paragêneses de fácies granulito, apresentando efeitos de retro-metamorfismo, com formação de hornblenda e biotita a partir de piroxênios. As intercalações metassedimentares previamente incluídas neste complexo por outros autores foram interpretadas como escamas tectônicas da cobertura neoproterozóica.

Segundo Noce *et al.* (2007) o gnaiss migmatítico enderbítico é o litotipo predominante no Complexo Juiz de Fora. Comumente exhibe bandamento centimétrico, bastante regular, marcado pela alternância de níveis mais félsicos centimétricos e menos félsicos milimétricos, caracterizando uma estrutura do tipo estromática. Em zonas de cisalhamento dúcteis possuem textura protomilonítica a milonítica marcada por ribbons de quartzo e evidências de recristalização dinâmica e individualização de subgrãos. Estes gnaisses perdem a cor verde escura com o intemperismo, tornando-se cinza claros. Sua mineralogia essencial é plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio e clinopiroxênio; biotita e hornblenda são produtos de reações retro-metamórficas.

Há ocorrência de granulitos básicos como bandas, lentes e/ou boudins, de tamanho centimétrico a métrico, encaixados nos gnaisses enderbíticos. Possuem granulação fina a média, textura granoblástica a protomilonítica e estrutura maciça a fracamente foliada. A mineralogia primária é representada por ortopiroxênio + clinopiroxênio e plagioclásio. Minerais secundários são biotita, anfibólio e quartzo. Como acessórios ocorrem zircão, apatita e minerais opacos (Noce *et al.*, 2007).

Figura 3.2-1- Mapa Geológico da região onde afloram as rochas do Complexo Juíz de Fora e Caparaó nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo



Fonte: Novo, 2013.

De acordo com Novo (2013) o ortognaisse do Complexo Juiz de Fora apresenta diferentes intensidades de migmatização. Ocorrendo desde o ortognaisse homoganeamente bandado, sem sinais claros de anatexia, até afloramentos apresentando textura evidentemente migmatítica. Os paleossomas predominantes são ortognaisse enderbítico e granulito máfico. A migmatização é representada por um leucossoma quartzo-feldspático de composição charnockítica e granulação grossa. O melanossoma é enderbítico a charnoenderbítico com

granulação fina a média. As estruturas migmatíticas predominantes são estromática e flebítica, com ocorrência subordinada de estruturas schollen, ptigmática e dobrada.

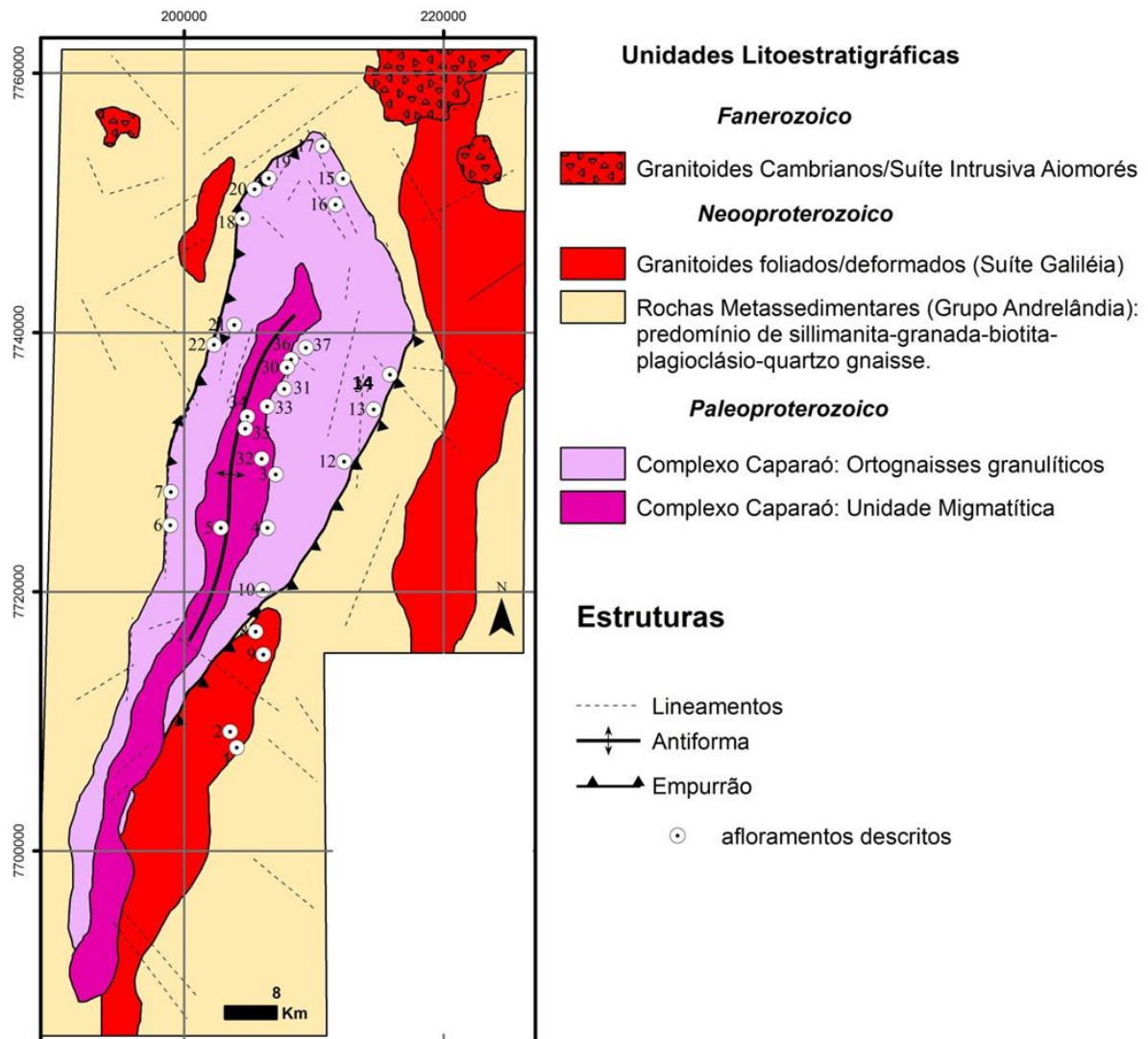
No contexto da Faixa Ribeira, o complexo Juiz de Fora está situado no Terreno Ocidental/ Domínio Juiz de Fora e ocorre intercalado às rochas neoproterozoicas da Megassequência Andrelândia (Figura 3.2-2). Na Faixa Araçuaí as rochas desse complexo representam parte do embasamento do domínio interno do Orógeno. Segundo Tupinambá *et al.* (2007) a comparação entre o seguimento setentrional da Faixa Ribeira e o segmento meridional da Faixa Araçuaí sugere a continuidade lateral do Domínio Juiz de Fora para o denominado Domínio Externo.

3.3 Complexo Caparaó

Na divisa dos estados de Minas Gerais e Espírito Santo, na região da Serra do Caparaó, ocorrem associações litológicas que foram correlacionadas na literatura ao Complexo Juiz de Fora, que representa uma extensa faixa de rochas granulíticas com direção NE-SW, que aflora na região limítrofe entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro e na porção sudeste do Cráton do São Francisco (Noce *et al.*, 2007).

Na Serra, essas litologias configurando uma extensa e estreita lasca tectônica de orientação NNE-SSW, que ocorre tectonicamente intercalada com as rochas metassedimentares do Grupo Andrelândia. Segundo Novo *et al.* (2011) tais litologias também ocorrem associada a granitoides foliados a gnaissificados correlacionados com os estágios pré-colisional e sincolisional do Orógeno Araçuaí e a granitoides livres da deformação regional que é ligado ao plutonismo tardio, Cambriano (Figura 3.3-1).

Figura 3.3-1 - Mapa Geológico do Complexo Caparaó



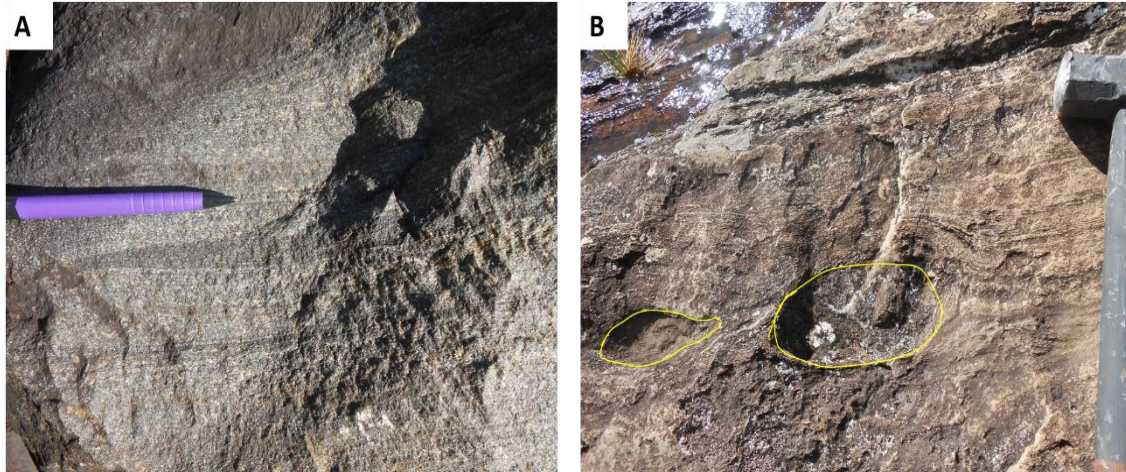
Fonte: Modificado a partir de Novo, 2011.

O litotipo predominante na Suíte Caparaó como visto por Novo *et al.* (2011) é um gnaiss ortoderivado, bandado, de composição diorítica a granítica, de granulação média a fina e apresenta foliação materializada pelo estiramento de quartzo, feldspato, piroxênio, anfibólio e biotita (Figura 3.3-2 A). A textura é essencialmente nematoblástica, salvo raras exceções onde a biotita predomina sobre anfibólio e piroxênio, dando à rocha uma textura lepidoblástica.

Logo, ainda podem ser observados frequentemente enclaves máficos centimétricos a métricos, boudinados na direção do bandamento. No contato com outras unidades da área, o

ortognaisse da Suíte Caparaó desenvolve textura milonítica caracterizada por fitas (*ribbons*) de quartzo e porfiroclastos sigmoidais (Figura 3.3-2 B).

Figura 3.3-2 - Rochas da Suíte Caparaó



Legenda: A) ortognaisse granulítico bandado; B) enclaves máficos, boudinados segundo a foliação regional do ortognaisses.

Fonte: A autora, 2016.

A unidade migmatítica da Suíte Caparaó mostra intensidades diversas de fusão parcial. As principais estruturas migmatíticas são *schlieren*, ptigmática e estromática, mas agmática, dobrada e flebítica também ocorrem (Horn *et. al* 2006). Como visto na Figura 3.3-3, o leucossoma do migmatito tem composição granítica e granulação grossa. Já Novo (2011) descreve o melanossoma com composição tonalítica e granulação fina a média, é rico em piroxênios, hornblenda e plagioclásio, com feldspato potássico, quartzo e biotita ocorrendo em menor quantidade.

Figura 3.3-3 - Leucossoma migmatítico de composição granítica e granulação grossa.



Fonte: A autora, 2016.

3.4 Encaixantes Regionais

As ocorrências as rochas encaixantes pode ser observada na Figura 3.3-1 do tópico anterior.

3.4.1 Grupo Andrelândia

A definição geral do Grupo Andrelândia foi definida originalmente por Ebert (1956), como rochas que ocorreriam em domínios distintos do Orógeno Ribeira a sul e sudeste do Cráton do São Francisco, bem como nas *nappes* do extremo sul do Orógeno Brasília, a sudoeste do Cráton.

Na borda do Cráton de São Francisco, nas proximidades das cidades de Carandaí, São João Del Rei e Lavras a definição as sequências deposicionais que compõem o Grupo ou Megassequência Andrelândia foi realizada e denominada de domínio autóctone. Neste domínio, a composição, texturas e estruturas primárias estão parcialmente preservadas, facilitando o reconhecimento dos protólitos, da geometria de corpos e de discordâncias (Noce *et al.*, 2007).

Na área de estudo esta unidade ocupa grande parte do entorno do Complexo Caparaó, ocorrendo intercaladas tectonicamente a esses granulitos ortoderivados, na forma de faixas alongadas de direção geral N-S. O autor supracitado também observou que o litotipo amplamente dominante no Grupo Andrelândia é representado um sillimanita-granada-biotita-plagioclásio-quartzo gnaiss, podendo por vezes exibir variações para gnaisses quartzo-feldspáticos com alguma proporção de biotita e granada (Figura 3.4.1-1).

Figura 3.2.4 – Paragnaisses Grupo Andrelândia



Legenda: Afloramento típico de paragneisse associado ao Grupo Andrelândia, próximo a área de estudo.
Fonte: A autora, 2016.

Essas rochas passaram por metamorfismo em fácies anfibolito alto a granulito a partir de sedimentos pelíticos a psamíticos, sendo a presença de sillimanita e ortopiroxênio, minerais índices dessas condições de metamorfismo de alta temperatura. Posteriormente seriam reequilibradas em condições de temperatura menos elevadas, como foi observado em amostras provenientes de zona de cisalhamento evidenciam acentuado retrometamorfismo marcado por crescimento de biotita (Noce, 2007).

Segundo Alves (2016) os dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf encontrados no Grupo Andrelândia e Paraíba do Sul, marcam uma distinção entre as idades máximas de sedimentação, onde se faz concluir por este autor que estas podem não ser bacias de orogênicas cronocorrelatas na região da Zona de Cisalhamento Guaçuí. Aumentando mais ainda a hipótese de que a referida estrutura funcione como uma zona de sutura entre dois terrenos distintos.

3.4.2 Granitóides Foliados a Gnaissificados Neoproterozoicos

Essas rochas englobam a unidades da Suíte Galiléia que ocorre a nordeste da área de estudo, os gnaisses tonalíticos Manhauçu a sudeste da Serra do Caparaó e pequenos corpos alinhados a oeste do Lineamento de Guaçuí.

No geral essas rochas ocorrem como gnaisses de cor cinza bastante homogêneo, mesocrático, rico em minerais máficos (biotita e hornblenda), granulação fina predominante

com porções exibindo granulação média. Sua composição é predominantemente tonalítica, com textura raramente porfirítica, contendo comumente enclaves microgranulares centimétricos a métricos (Nalini Júnior *et al.*, 2005).

Na região de Manhuaçu ocorre exposição onde o gnaisse é rico em enclaves de composição quartzo-diorítica, com evidência de atuação de processos de magma *mingling* e *mixing*. Os enclaves exibem formas variáveis, mas são fortemente estirados segundo o plano de foliação. Pegmatitos também são encontrados no interior do corpo e prováveis apófises deste cortam quartzito do Grupo Andrelândia (Noce *et al.*, 2007).

3.4.3 Granitoides Cambrianos

As intrusões tardias-Cambrianas que ocorrem nas proximidades do Complexo Juíz de Fora são englobadas na Suíte Intrusiva Aimorés. Essas rochas como visto por Silva *et al.* (1987), abrangem intrusões do norte do Espírito Santo e leste de Minas Gerais e pertencem à suíte G5 sendo sua gênese é relacionada ao plutonismo do colapso gravitacional (extensional) do Orógeno Araçuai (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000).

Os corpos da Suíte Intrusiva Aimorés foram referidos, conforme composição litológica predominante, como biotita granito (o termo *granito* foi extrapolado, sendo usado para se referir aos litotipos da unidade Suíte Intrusiva Aimorés que apresentam composição granítica a granodiorítica) e diorito (Noce, 2014).

Dados geocronológicos apenas foram realizadas em rochas intrusivas semelhantes às da Suíte Aimorés, sendo as idades Rb/Sr obtidas variaram entre 450 e 480 Ma (Novo, 2013).

3.5 **Metamorfismo/deformação do Complexo Caparaó**

Dois eventos metamórficos segundo Duarte (1998) e Duarte & Heilbron (1999) afetam as rochas deste complexo, o primeiro de idade Paleoproterozoica, que é responsável pela formação da paragênese diagnóstica da fácies granulito (ortopiroxênio + plagioclásio ± clinopiroxênio ± hornblenda), submetendo essas unidades como visto por Noce *et al.* (2007) ao metamorfismo de alto grau, aproximadamente contemporâneo a cristalização magmática. O segundo evento é relacionado à Orogênese Brasileira, onde é gerada a foliação regional, onde, evidenciado pela cristalização de hornblenda, biotita e granada a partir de ortopiroxênio e clinopiroxênio.

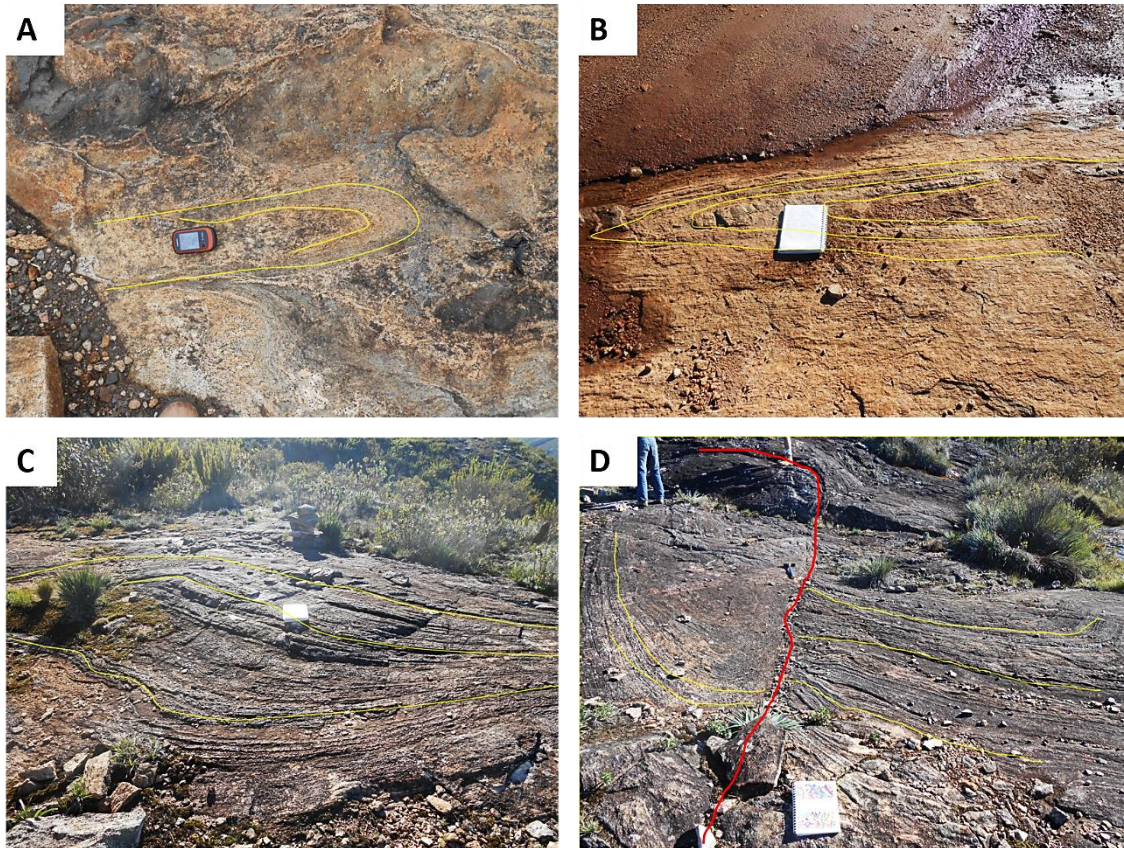
Como visto por Novo *et al.* (2011), o Complexo Caparaó possui uma gama de estruturas geradas em regime deformacional dúctil. A foliação, paralela ao bandamento composicional, é a estrutura mais proeminente. Tem direção predominante a NE, com mergulhos altos (valores modais entre 60° e 85°), ora para oeste ora para leste, com deflexões locais para mergulho médio a baixo e vertical.

Próximo a contatos tectônicos, os litotipos da Suíte Caparaó comumente adquirem textura milonítica a ultramilonítica. As principais feições deformacionais desenvolvidas nestas zonas são porfiroclastos com sombra de pressão e calda de recristalização. Comumente, os cristais de feldspato e quartzo apresentam extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos e evidências de recristalização dinâmica, como microestruturas associadas a migração de borda de grãos (Vernon, 2004)

O quartzo ocorre também em fitas (*ribbons*) estiradas na foliação principal. A partir da análise dos indicadores cinemáticos, relacionados à foliação e lineação de estiramento nela contida.

A Complexo Caparaó apresenta um amplo acervo de dobras, tanto abertas quanto fechadas, decimétricas a decamétricas, assimétricas, com vergência geral para NW. Estas dobras apresentam eixo com orientação geral NNE a N-S e caimentos variados. As dobras que apresentam geometria simétrica são abertas e de grandes dimensões (Cabral, 2012) (Figura 3.5.1).

Figura 3.5.1 - Tipos de dobras encontradas na área de estudo



Legenda: Dobras fechadas a apertadas (A e B). Dobras de menores dimensões apertadas a isoclinais, assimétricas (C). Em (D) possível dobra de arraste. Em vermelho é visto um dique félsico que corta a rocha.
Fonte: A autora, 2016.

O caráter reológico resistente e a dimensão avantajada da Complexo Caparaó já eram sabido e estudo por diversos autores. Tais características teriam modelado as estruturas ao seu redor. Assim, a Serra do Caparaó, como observado por Novo *et. al* (2011), expõe uma lasca tectônica moldada em antiformal de proporções quilométricas, assimétrico, muito apertado, com plano axial aproximadamente vertical.

Foram observados ainda pelo mesmo autor que o flanco oeste foi parcialmente invertido, mas, no conjunto geral, o mega-antiformal do Caparaó tem flanco oeste mergulhante para WNW (300/85°) e flanco leste para ESE (110/70°). A parte invertida do flanco oeste exhibe dobras parasíticas em Z e zonas de cisalhamento reversas invertidas.

A serra é circundada por zonas de cisalhamento reversas de alto ângulo. Na borda leste da Serra do Caparaó, a zona de cisalhamento inversa apresenta componente transcorrente destal, enquanto que na borda oeste o componente transcorrente é sinistral. A zona de charneira do antiformal da Serra do Caparaó é marcada por intensa migmatização e sustenta o Pico da Bandeira.

3.6 Intervalos Geocronológicos Importantes a esta Dissertação

Os dados geocronológicos atuais disponíveis para a borda oriental do Crátón São Francisco e seus orógenos marginais definem alguns eventos magmáticos/metamórficos. Estes eventos possivelmente podem ser registrados em zircões

A seguir serão descritos estes eventos.

3.6.1 Período de 2121 ± 7 Ga a 2255 ± 6 Ga: O Cinturão Mineiro O SE do Crátón São Francisco

Como visto por Gomes *et al.* (2010) caracteriza-se o Cinturão Mineiro como uma faixa de rochas de idade arqueana a paleoproterozóica de direção aproximada NE-SW, que bordejia o sul do Crátón do São Francisco, desde as imediações da cidade de Conselheiro Lafaiete, ao norte, até a cidade de Lavras, ao sul (Figura 3.6.1-1).

O Cinturão Mineiro engloba o Quadrilátero Ferrífero e os terrenos adjacentes a sudoeste. As suas extensões nordeste e sudoeste, fora do crátón, foram intensamente retrabalhadas durante o Evento Brasileiro e constituem o substrato das faixas Araçuaí e Brasília Sul, respectivamente (Alkimin, 2004).

Tal cinturão apresenta granulitos, charnockitos, enderbitos, anortositos, gabros e gnaisses migmatíticos dos complexos do Bonfim, Passa Tempo e Campo Belo, além de rochas metaultramáficas e metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Velhas, de idade arqueana e dos *greenstones belts* Rio das Mortes, Nazareno e Dores de Campos, de idades paleoproterozóicas (Teixeira, 2008).

Em especial cabe destacar a presença de grande diversidade de corpos plutônicos que constitui um verdadeiro cinturão de intrusões que ocorrem nesse domínio, mostrando natureza pré, sin e pós-colisional, cortando os gnaisses e migmatitos da infraestrutura do Cinturão Mineiro (Nunes, 2007). Tais magmatismo serão mencionados e discutidos novamente no Capítulo 5.

A zona de cisalhamento de Lenheiros, que se estende na direção NE-SW constitui a principal feição estrutural do Cinturão Mineiro e separa as rochas plutônicas que intrudem o *greenstone* Rio das Mortes, a norte, daquelas que cortam o *greenstone* de Nazareno, a sul Gomes *et al.* (2010).

Figura 3.6.1-1- Geologia do extremo sudeste do Cráton São Francisco

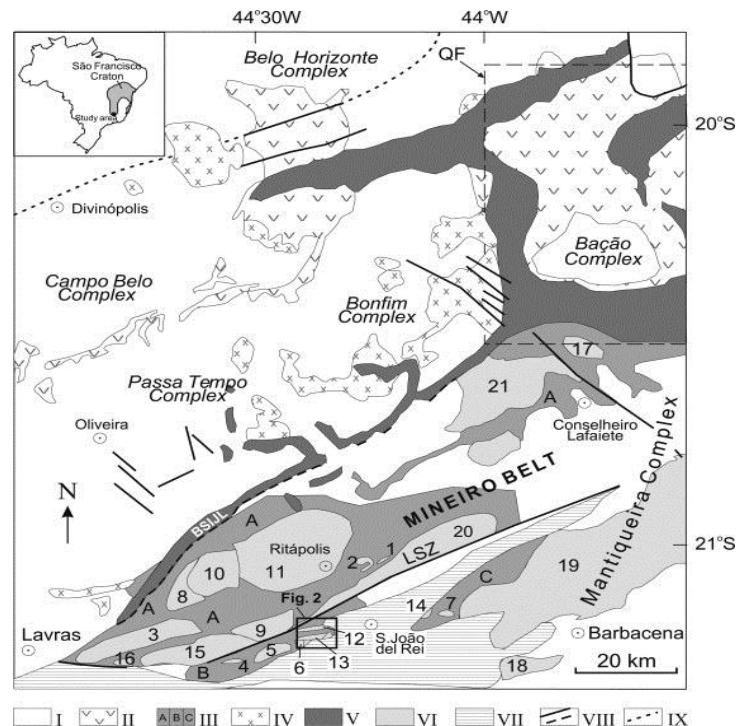


Figura 3.6.1-1: I- Crosta arqueana parcialmente retrabalhada durante o Paleoproterozoico (Província Mineira-Sul). II- Supergrupo Rio das Velhas (Arqueano). III- Greenstone belts Arqueanos/Paleoproterozoicos: A- Rio das Mortes, B- Nazareno e C- Dores de Campos. IV- Granitóides Arqueanos. V- Supergrupo Minas (Paleoproterozoico). VI- Plútons félsicos e máficos Paleoproterozoicos. VII- Seqüências supracrustais de São João del-Rey (Paleoproterozoico), de Carandaí (Mesoproterozoico) e de Andrelândia (Neoproterozoico). VIII- Estruturas Maiores, como a zona de cisalhamento Lenheiro (LSZ). IX- Limite da Província Mineira-Sul. Plútons Paleoproterozoicos: 1. quartzo-monzodiorito Glória, 2. Diorito Brumado, 3. diorito Rio Grande, 4. gabro Rio Grande, 5. gabro São Sebastião da Vitória, 6. Quartzo-diorito Brito, 7. gabro Vitoriano Veloso, 8. diorito Ibitutinga, 9. tonalito/trondhjemitó Cassiterita, 10. trondhjemitó Tabuões, 11. granitoide Ritápolis, 12. granodiorito Brumado de Baixo, 13. granodiorito Brumado de Cima, 14. granitoide Tiradentes, 15. granito Nazareno, 16. granitoide Itumirim, 17. tonalito Congonhas, 18. granito Campolide, 19. Complexo Ressaquinha, 20a. gnaiss granítico Fé, 20b. granodiorito Lajedo, 21. Tonalito Alto Maranhão. Plútons Arqueanos: 22. granodiorito Caeté, 23. granito General Carneiro, 24. granito Morro da Pedra, 25. granodiorito Ibirité, 26. tonalito Samambaia, 27. granodiorito Mamona, 28. granito Salto do Paraopeba, 29. granito Bom Sucesso.

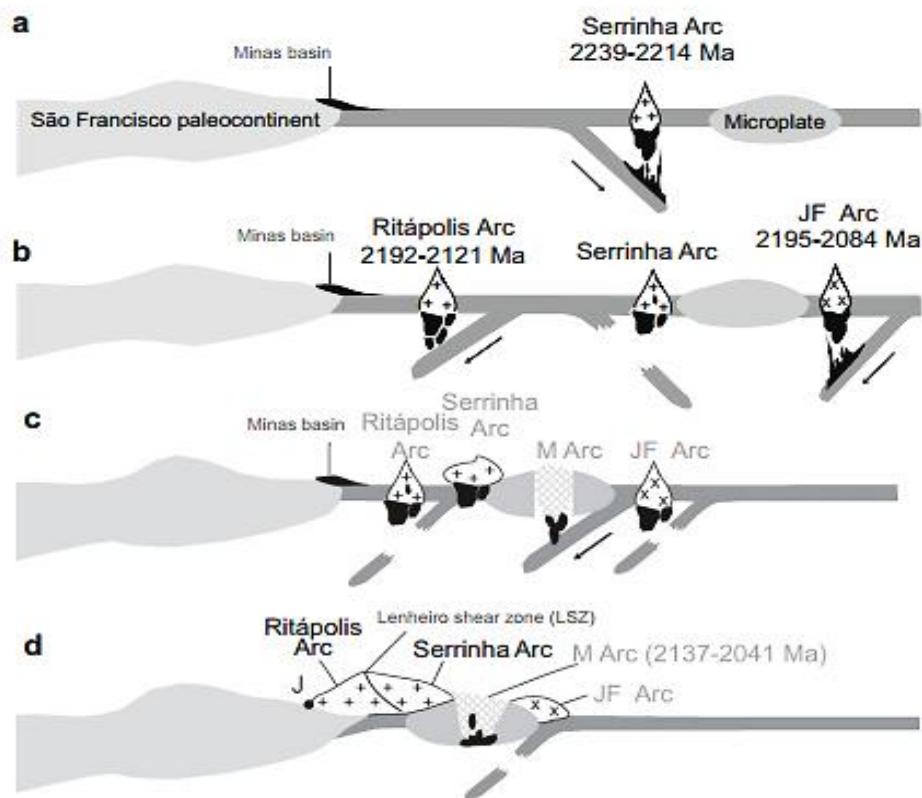
Fonte: Ávila (2010).

A evolução do Cinturão Mineiro está intimamente relacionada à Orogenia Transamazônica, cujos processos compressivos produziram um extraordinário volume de rochas ígneas ácidas de composição metaluminosa a peraluminosa e de tendência calcioalcalina (Ribeiro et. al., 1995).

Estudos geocronológicos desenvolvidos por Ávila et al. (2006) determinaram idades de cristalização entre 2121 ± 7 Ga e 2255 ± 6 Ga para diversos granitoides do Cinturão Mineiro.

Estudos recentes realizados por Ávila (2010) mostram que a cristalização de alguns arcos magmáticos do Cinturão Mineiro apresenta outros intervalos de cristalização como o Arco Serrinha (2239-2214 Ma) e Ritápolis (2192-2121 Ma) e o próprio Arco Juiz de Fora (2195-2084 Ma). O *cartoon* da Figura 3.6.1-2 mostra a evolução desses arcos durante a convergência dos paleocontinentes São Francisco e West Congo.

Figura 3.6.1-2 - *Cartoon* mostrando a evolução do Cinturão Mineiro



Legenda: Ilustra a formação de arcos magmáticos Serrinha, Ritápolis e Juiz de Fora. Arcos magmáticos JF (Juiz de Fora) e M (Mantiqueira), J (lineamento Bom Sucesso-Ibituruna-Jeceaba).

Fonte: Ávila (2010).

3.6.2 Período de 1595±10 a 1729±14: Suíte Borrachudos

Dorr & Barbosa (1963) observaram que tais granitos afloravam sob a forma de vários corpos na porção central do estado de Minas Gerais, a nordeste do Quadrilátero Ferrífero, distribuídos em ampla faixa na borda sudeste do Cráton do São Francisco, intrudindo os gnaisses ortoderivados do Grupo Guanhanês que constituem o embasamento da região.

Como visto por (Grossi Sad, 1990b), a Suíte Borrachudos é caracterizada como um conjunto de corpos graníticos que englobam as Suítes Itabira, Açucena, Petí, Morro do Urubu, São

Félix e Senhora do Porto. Composicionalmente são litologias homogêneas, de granulação média a grossa que apresentam a biotita como principal mineral máfico, seguido pelo anfibólio, que é responsável pela foliação magmática destas rochas graníticas.

A Petrogênese dessas rochas estaria relacionada a um magma granítico rico em álcalis e pobre em água, que foi deformado e metamorfisados durante a orogenia do Supergrupo Minas (Chemale Jr.,1987).

As idades Pb-Pb em zircões obtidas por Dossin et al. (1993) datam o período de 1729 ± 14 Ga para o corpo São Félix e 1595 ± 10 Ga para o corpo Itauninha (individualizado por Fontes et al. 1978). Assim, associa-se a geração desta suíte à abertura do rifte Espinhaço, representando um episódio de granitogênese anorogênica que ocorreu na época e está relacionada ao vulcanismo ácido (Dussin, 1994).

3.6.3 Período de 640 a 620 Ma: Evento Magmático Neoproterozoico na Faixa Ribeira - O Arco Magmático Rio Negro

O Arco Magmático Rio Negro é integrante do Domínio Costeiro da Terreno Oriental da Faixa Ribeira. Corresponde a um arco cordilheirano neoproterozoico, cujas rochas são, fundamentalmente, gnaisses tonalíticos, dioritos e gabros. Essas rochas são associadas a processos de subducção anteriores à etapa colisional do Orógeno Brasileiro como visto por Tupinambá *et al.* (1996), sendo submetidas a eventos metamórficos atingem fácies anfibolito a fácies granulito.

A série de médio a baixo potássio obtidas a partir de análises litogeoquímicas por Tupinambá et al. (2012) indicam rochas calci-alcálicas metaluminosas. Além disso, apresentam elevado conteúdo em Ca, padrões achatados de distribuição de elementos de terras raras e características de magmatismo de arco pré-colisional em diagramas geoquímicos de discriminação tectônica.

A geração do magmatismo se dá a partir de cerca de 790 Ma, tem seu ápice no período de 640-620 Ma e possivelmente se estendeu até 590 Ma (Heilbron et al. 2003), indicando longa temporada de subducção da Placa São Franciscana sob a paleoplaca do Terreno Oriental.